UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TERMOBAROMETRIA, EVOLUÇÃO TECTONO–METAMÓRFICA, E
GEOQUÍMICA DE XISTOS AZUIS, ROCHAS ECLOGÍTIAS E
LITOTIPOS ASSOCIADOS DA ILHA DIEGO DE ALMAGRO,
PATAGÔNIA CHILENA**

Thaís Nogueira Hyppolito

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

2010

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho por qualquer meio convencional ou eletrônico para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

HYPOLITO, T., 2010. Termobarometria, evolução tectono-metamórfica, e geoquímica de xistos azuis, rochas eclogíticas e litotipos associados da ilha Diego de Almagro, Patagônia Chilena. 173 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

À memória do professor Eric Essene.

“...Coragem, coragem, se o que você quer é aquilo que pensa e faz. Coragem, coragem, que eu sei que você pode mais...” (Raul Seixas, Por quem os sinos dobram).

AGRADECIMENTOS

Inicialmente sou muito grata ao meu orientador professor Dr. Caetano Juliani pela oportunidade de trabalhar na área da petrologia metamórfica, que é para mim de imensa satisfação, por me orientar no desenvolvimento deste projeto, e pela sua amizade e paciência.

Agradeço às instituições efetivamente envolvidas na realização da pesquisa: à FAPESP (2004/10203-7) pelo financiamento do trabalho de campo no Chile; ao CNPq pela bolsa de mestrado; e à pró-reitoria da USP pela concessão da passagem para a cidade de Ann Arbor (Michigan, EUA), onde realizei as análises químicas utilizadas no presente trabalho.

Sou muito grata aos geólogos chilenos que nos acompanharam e guiaram em seu território, sempre muito receptivos, também grata ao Serviço Geológico do Chile, o SERNAGEOMIN, pelo suporte. Um agradecimento especial ao professor Dr. Francisco Hervé, o “Pancho”, da *Universidad de Chile*, por seu incentivo e colaboração. Aos geólogos chilenos Dr. Paul Duhart, do SERNAGEOMIN, e o Dr. Fernando Sepúlveda pelo imenso suporte na atividade de campo na ilha Diego de Almagro. Sou muito grata pela atenção que tiveram com o nosso grupo de pesquisa e grande disposição na realização do campo. Igualmente agradeço aos chilenos responsáveis por nos guiar em águas tão bravas, o capitão Hector e seu assistente “Tôto”, sempre muito responsáveis.

Ao geólogo Dr. Andrés Bustamante Londoño por nossa amizade iniciada nos terrenos de xistos azuis do Chile, por toda sua ajuda no desenvolvimento deste trabalho, e por compartilhar comigo o encanto pelos xistos azuis.

Ao paleontólogo Takehito Ikejiri da *University of Michigan*, o “Ike”, pela hospedagem na cidade de Ann Arbor e grande suporte que me concedeu. Por sua ajuda e paciência em todos os dias que estive por lá e, mais ainda, porque se tornou um grande amigo.

Ao técnico Carl Henderson e à pós-graduanda assistente Lindsay Schuller do *Electron Microbeam Analysis Laboratory* (EMAL), pela fundamental ajuda nos trabalhos realizados na microsonda eletrônica da *University of Michigan*.

Agradeço a todos os funcionários do Instituto de Geociências pela assistência, entre eles Ana Paula Cabanal, Magali Rizzo, Sônia Gomes, Valéria Santos, Marcos Mansueto, Tadeu Caggiano, Angélica Dolores Morente, Maria Ivone Basso, “Samuca”, Márcio, Thomás, “Zé Paulo”, Celeste, “Zé Carlos”, André, Nelson, Maria e todos os outros que por aqui estão diariamente.

Aos profissionais do Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências, Luiz Nogueira, Paulo Molinaro e Paulo Morgato, devido à rapidez e ao trabalho de qualidade, aqui utilizados. Aos profissionais da Gráfica do Instituto de Geociências, Henrique Martins,

Claudionor Barbosa, José Gonçalves Neto e Edimir de Oliveira pela encadernação dos manuscritos.

Ao professor Johann Hans Daniel Schorscher pela nossa amizade, por seus valiosíssimos ensinamentos, e pelo inesquecível trabalho de campo nos terrenos arqueanos, quando ministrou a disciplina “Evolução e Petrogênese dos Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos”, no ano de 2008.

Aos professores Fábio Ramos Dias de Andrade, Daniel Atencio, Lena Monteiro, André Sawakushi, Gergely Andrés Julio Szabó, Joel Barbugiani Sígolo, e Renato Paes de Almeida, por serem prontamente atenciosos.

Aos meus compadres geólogos Brenda Chung da Rocha, Bruna Borges, Felipe Lamus Ochoa, Cauê Cioffi e Renato H. Pinto, pela nossa sincera amizade, carinho e “compadrismo”.

Um agradecimento especial às minhas amigas Maria Manuela Pose Guerra, Roberta Pisanelli, Ana Paula Tanaka, e Paula Sucerquia, por compartilharem este trajeto comigo.

Às amigas são-sebastianenses Maira Flaulini Nascimento e Lígia Flaulini Nascimento pela nossa antiga amizade.

Aos amigos de pedra, sempre tão geólogos e queridos, Jorge Emanuel da Nóbrega, Maurício Guerreiro, Rogério Brandi, Gabriel Rossi, Ana Cláudia Ferreira Machado, Carla Bertucelli, Felipe Mapa, Manuel Côrrea, Liza Polo, Luana Florisbal, Rafael Bittencourt, Bruno Turra, e Wagner Amaral.

Aos meus amigos de sala Carlos Mario Echeverri Misas, Bruno Lagler e Carlos Marcello Dias Fernandes por todos nossos dias de convívio, nos quais desenvolvemos grande companherismo e amizade.

Aos colegas da pós-graduação, em especial do corredor B.

À comunidade do judô Alto da Lapa, em especial ao sensei Rioiti Uchida, pelo exemplo, ensinamentos, amizade e compreensão com os treinos perdidos nos últimos meses, durante a finalização da dissertação.

À família Meira, a qual felizmente fui incorporada durante a realização deste trabalho. Sou muito grata por todo carinho e amizade que recebo. Um agradecimento muito especial a vocês Cláudia Lígia Tieppo Meira, Nelson de Paula Meira Junior, Yara, Janaína e Víctor.

Aos meus avós que aguardam ansiosos o final de cada etapa. Pela compreensão e carinho eternos. À minha tia e madrinha Fátima Nogueira pela sua amizade.

Aos meus pais, Arquimedes de Mattos Pompeu Hyppolito e Rita de Cássia Souza Nogueira Hyppolito, pela nossa profunda e incondicional amizade que me guia por todos os caminhos que percorro, pelo incentivo a cada dia, suporte e auxílio imprescindíveis para a realização deste trabalho. Sem vocês, meus pais, nem começo, nem fim.

Ao meu irmão Thales Nogueira Hyppolito pela companhia e risadas sem fim.

Ao meu querido esposo Vinícius Tieppo Meira pelo caminho percorrido, pelos sonhos compartilhados, por sua grande paciência, sua sincera amizade, pelas longas conversas, pela insubstituível companhia de todos os dias, e por seu auxílio na elaboração da dissertação.

Não existem palavras que expressem a minha gratidão ao professor Eric Essene, a quem tive o imenso prazer em conhecer durante a realização deste trabalho. Sou extremamente grata por ter-me permitido e supervisionado as análises em microsonda eletrônica e microscópio eletrônico de varredura no *Electron Microbeam Analysis Laboratory* (EMAL). Mas, muito mais grata, pelo seu exemplo de exímio cientista, pessoa e professor. Por sua contagiante paixão pela geologia e qualquer tipo de conhecimento, e pela incansável vontade de ensinar, apesar da condição tão debilitada de saúde, a qualquer um que quisesse aprender. Por sorrir a cada nova descoberta, por mais simples que fosse...

RESUMO

Na ilha Diego de Almagro, localizada na Patagônia Chilena, ocorrem metabasitos de alta pressão que compõem, juntamente com metatufos, xistos cloríticos, *metacherts* (coticulitos), xistos micáceos, xistos grafitosos e quartzo micaxistos, uma seqüência metavulcanossedimentar. Relíquias de *pillow* lavas com tufos finos inter *pillow* e camadas com *pillow breccias* indicam, em conjunto com a composição geoquímica, que esta seqüência formou-se em ambiente oceânico.

As rochas da seqüência vulcanossedimentar foram transformadas em xistos azuis e rochas eclogíticas, os quais registram ainda a evolução retrometamórfica para as fácies epidoto anfibolito e xisto verde. A gênese das rochas de alta pressão é atribuída a uma zona de subducção cretácica desenvolvida na margem oeste do supercontinente Gondwana.

Os cálculos termobarométricos, realizados mediante o *software* TWQ 1.02, apontam para a presença de xistos azuis transicionais para eclogitos, gerados em condições de 18 kbar e 400 °C e rocha eclogítica com pico metamórfico calculado entre 19,5 e 21 kbar e 580 e 650 °C. O registro do retrometamorfismo que afetou os xistos azuis ocorreu sob condições de pressão entre 8,5 e 9,5 kbar e temperaturas entre 420 e 500 °C.

A rocha eclogítica evidencia uma primeira etapa de descompressão a 18 kbar, com temperaturas entre 615 e 670 °C, seguida de 10 kbar e 540 °C. Granada anfibolito que ocorre associado à rocha eclogítica mostra condições semelhantes de pico metamórfico, por volta de 20 kbar e 630 °C. Mapas composicionais de raios X em granada, das rochas de alta pressão, associados a seus perfis composicionais, mostram que as rochas eclogíticas são resultado da progressão do metamorfismo dos xistos azuis.

Os porfiroblastos de granada das rochas eclogíticas constituem complexas texturas em atol, e registram as condições de pico metamórfico em suas bordas, formadas num estágio posterior ao desenvolvimento dos atóis. Estas texturas parecem indicar que a formação dos atóis na rocha eclogítica ocorreu pela liberação de fluidos, possivelmente durante uma pausa na subducção, e sua retomada culminou com a geração das bordas grossularíticas na granada.

As trajetórias metamórficas das rochas de alta pressão são horárias e indicam descompressão com pequeno aquecimento associado. Os minerais dos xistos azuis registram o início da exumação nas bordas dos minerais do domínio microestrutural da foliação S_n , ao passo que os porfiroblastos de granada da rocha eclogítica indicam, no mesmo domínio microestrutural, as condições de pico metamórfico em suas bordas.

Geoquimicamente os protolitos dos metabasitos de alta pressão mostram afinidade geoquímica com basaltos de fundo oceânico, transicional entre MORB e intraplaca, e ambiente tectônico de geração do magma precursor em cadeia meso-oceânica, com

possível interação com pluma mantélica. Foram também identificadas rochas com alterações hidrotermais superimpostas que modificaram as composições originais dos litotipos, localizadas na continuidade de uma importante feição estrutural da ilha, a Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz, que está possivelmente relacionada à exumação das rochas de alta pressão.

Palavras-chave: Xistos azuis, rochas eclogíticas, metamorfismo, termobarometria, mapas composicionais, granadas em atol, geoquímica, Patagonia Chilena.

ABSTRACT

At Diego de Almagro Island, localized at Chilean Patagonia, occur high pressure metabasites which constitute, in association with meta tuffs, chloritic schists, metacherts (coticules), micaceous schists, graphite schists and quartz micaschist, a metavolcanosedimentary sequence. Relics of pillow lavas, inter pillow fine tuffs and lenses of pillow breccias, together with the geochemical data, indicate that this sequence was formed in an intra-oceanic environment.

These lithotypes were transformed in blueschists and eclogitic rocks, recording a late metamorphic evolution to epidote amphibolite and greenschist facies. Their origin is attributed to a cretaceous subduction zone developed at the western margin of the Gondwana supercontinent.

Thermobarometry was carried out using the software TWQ 1.02 and points to the presence of blueschists in transitional metamorphic conditions to eclogites, generated at 18 kbar and 400 °C. The eclogitic rock has a calculated metamorphic peak between 19.5 and 21 kbar, and temperatures in the range of 580–650 °C. The retrograde metamorphism recorded in the blueschists occurred with pressures between 8.5 and 9.5 kbar and temperatures in the range of 420–500 °C.

For the eclogitic rock the first decompression points to $P=18$ kbar with temperatures between 615 and 670 °C, followed by metamorphic conditions of 10 kbar and 540 °C. Garnet amphibolite associated to the eclogitic rock exhibits similar metamorphic peak conditions around 20 kbar and 630 °C. Compositional X rays maps obtained in garnets of high pressure rocks, used together with their compositional profiles, show that eclogitic rocks are products of the blueschists progressive metamorphism.

The garnet porphyroblasts of the eclogitic rock comprise complex atoll textures which were generated before the metamorphic peak recorded at their rims. The textures could indicate that the atolls' generation occurred as a consequence of fluids release, probably achieved during a subduction cessation, and the subduction restarting was responsible for the formation of grossular rich rims.

The high pressure metamorphic P – T paths are clockwise and point out a decompression in association with a little heat increasing. The blueschists minerals record the beginning of exhumation at their rims in the S_n foliation microstructural domain, whilst garnet porphyroblasts of the eclogitic rock, from the similar microstructural domain, indicate metamorphic peak at their rims.

Geochemical studies, realized for the high pressure metabasites, exhibit geochemical affinity with ocean floor basalts, transitional between MORB-type and intraplate, and paleo-tectonic environment of mid ocean-ridge, with possible mid ocean-ridge/plume interactions

during the generation of the pristine magma. Rocks overprinted by hydrothermal alterations, which modified their original compositions, were also identified and are located at the continuity of an important structural feature at the island, the Seno Arcabuz Shear Zone, that is probably related to the high pressure rocks exhumation.

Keywords: Blueschists, eclogitic rocks, metamorphism, thermobarometry, compositional maps, atoll garnets, geochemistry, Chilean Patagonia.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	1
1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	2
2 OBJETIVOS	3
3 JUSTIFICATIVAS PARA A PESQUISA	4
4 MATERIAIS E MÉTODOS	5
4.1 Levantamentos Bibliográficos	5
4.2 Levantamentos em Campo	6
4.3 Petrografia	7
4.4 Química Mineral	8
4.5 Geotermobarometria	9
4.6 Geoquímica	10
5 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA FUNDAMENTAL	10
5.1 Fácies Xisto Azul e Eclogito – Metamorfismo e Litotipos	10
5.2 Contexto Geotectônico dos Andes do Sul Chilenos	19
5.2.1 A Patagônia Andina	22
5.2.2 O Arquipélago Diego de Almagro	22
6. GEOLOGIA LOCAL	25
6.1 Porto Diego de Almagro	27
6.2 Cabo Jorge	28
6.3 Caleta Lazaro e Arredores	29
6.4 Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz (ZCSA)	31
6.5 Principais Estruturas	35
6.6 Mapa Geológico Esquemático	36
7. PETROGRAFIA	40
7.1 Xistos Máficos	40
7.1.1 Descrição macroscópica	41
7.1.2 Descrição microscópica	41
7.1.3 Xistos azuis	43
(a) Epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico	46
(b) Epidoto-glaucofânio xisto bandado	47
(c) Epidoto-glaucofânio xisto	47
7.1.4 Albita-epidoto-hornblenda xistos	49
7.1.5 Xistos azuis transicionais	50
7.1.6 Paragêneses minerais	51
7.2. Granada Anfíbolitos	53
7.2.1 Descrição macroscópica	53
7.2.2 Descrição microscópica	54
7.2.3 Características texturais e paragêneses minerais	56
(a) Granada anfíbolito com diopsídio (231B)	56

(b) Rocha eclogítica (217) e granada anfibolitos (217A e 232)	57
7.3 Anfibólio-granada-quartzo-albita-fengita-clorita xistos e Granada-quartzo micaxistos	64
7.3.1 Descrição macroscópica	64
7.3.2 Descrição microscópica	64
7.4 Coticulitos	67
7.5 Rochas com Alterações Hidrotermais Superimpostas	68
7.5.1 Granada anfibolitos	73
7.5.2 Epidotitos	74
7.5.3 Albita-epidoto-magnesiohornblenda fels	76
7.5.4 Granada fels	76
7.6 Anfibolitos	76
7.7 Rochas Meta-ultramáficas	77
 8. QUÍMICA MINERAL	 78
8.1 Introdução	78
8.2. Estimativas de Fe²⁺ e Fe³⁺	78
8.2.1 Anfibólio	78
8.2.2 Piroxênio	79
8.2.3 Mica branca	79
8.2.4 Clorita e plagioclásio	80
8.3 Anfibólios	80
8.3.1 Rocha eclogítica	80
(a) Anfibólios da matriz	80
(b) Inclusões de anfibólios	81
8.3.2 Granada anfibolitos, albita-epidoto-magnesiohornblenda fels, e actinolita-clorita-albita-quartzo-fengita xisto com granada	82
8.3.3 Xistos azuis	84
8.3.4 Xisto azul transicional	86
8.4 Piroxênios	87
8.4.1 Rocha eclogítica e granada anfibolito com diopsídio	87
8.5 Mica Branca	90
8.6 Clorita e Plagioclásio	93
8.7 Vetores de Substituição	95
8.7.1 Piroxênios	95
8.7.2 Anfibólios	95
 9 ZONAMENTO COMPOSICIONAL EM GRANADA, FORMAÇÃO DE ATÓIS E EVOLUÇÃO DO METAMORFISMO	 97
9.1 Introdução	97
9.2 Química Mineral de Granada	100
9.2.1 Rocha eclogítica	100
(a) Formação dos atóis	101
9.2.2 Xistos azuis	104
10 GEOTERMOBAROMETRIA	110
10.1 Introdução à Geotermobarometria	110
10.2 Geotermobarômetros Internamente Consistentes	113
10.3 Cálculos Geotermobarométricos	114
10.3.1 Rocha eclogítica	115
10.3.2 Granada anfibolitos e granada fels	122
10.3.3 Xistos azuis	125
10.4 Evolução do Metamórfica	129

10.5 Trajetórias Metamórficas	130
11 GEOQUÍMICA	133
12 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	156
13 CONCLUSÃO	162
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	165

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da ilha Diego de Almagro em relação ao território Chileno.	3
Figura 4.1: Fotos gerais da ilha Diego de Almagro e de tipos de afloramentos visitados.	7
Figura 4.2: Nomenclatura utilizada relativamente ao cristal de granada: núcleo, manto e borda.	9
Figura 5.1: Diagrama ternário de composição com os vetores de substituição que relacionam os anfibólios cálcicos tremolita e tschermakita ao glaucofânio.	12
Figura 5.2: Campo P–T de estabilidade dos xistos azuis e fácies metamórficas adjacentes, modificado de Maruyama et al. (1996).	14
Figura 5.3: Grid petrogenético com as condições para estabilidade das associações na fácies eclogito em geral, e de eclogitos e granada peridotitos em particular (Carswell, 1990).	17
Figura 5.4: Trajetórias metamórficas progressivas e retrógradas dos cinturões de xistos azuis do Circum-pacífico e Alpino–Himalaia (modificado de Ernst (1988)) e trajetórias retrometamórficas para a região de Pichilemu (Hyppolito, 2007).	19
Figura 5.5: Localização da Cordilheira Andina em relação à América do Sul com suas principais divisões. Modificado de Charrier et al. (2007).	20
Figura 6.1A a F: Fotos com estruturas e texturas de rochas de afloramentos no Porto Diego de Almagro.	32
Figura 6.2A a F: Fotos com estruturas e texturas de rochas vulcanogênicas de afloramentos do Cabo Jorge.	33
Figura 6.3A a B: Fotos de veios de glaucofânio e carbonato tomadas no Cabo Jorge.	34
Figura 6.4A a D: Variedade de rochas descritas nos arredores da Caleta Lazaro, dentre as quais estão os fragmentos brechóides de granada, os “granatitos” (granada fels), sua rocha encaixante e demais variedades.	34
Figura 6.5A a B: Afloramentos visitados nos arredores da Caleta Lazaro.	35
Figura 6.6A a F: Fotos de estruturas planares observadas na ilha Diego de Almagro.	37
Figura 6.7: Mapa geológico esquemático da Ilha Diego de Almagro.	38
Figura 6.8: Mapa geológico da Ilha Diego de Almagro com a localização dos afloramentos.	39
Figura 7.1A a F: Estrutura e textura geral de xistos máficos.	42
Figura 7.2A a F: Tipos de foliações em xistos azuis e minerais típicos.	44
Figura 7.3A a F: Associações minerais em xistos azuis.	45
Figura 7.4A a F: Estruturas e texturas em epidoto-glaucofânio xistos porfiroblásticos e bandados.	48
Figura 7.5A a D: Estruturas e texturas em albíta-epidoto-hornblenda xistos e xistos azuis transicionais.	51
Figura 7.6: Fotomicrografia sem analisador mostrando a textura geral da rocha eclogítica.	55
Figura 7.7: Fotomicrografia sem analisador mostrando a textura porfiroblástica da rocha eclogítica com granada sub-idioblástica rica em inclusões de rutilo. Mb = mica branca, Ab = albíta.	55
Figura 7.8: Variedade xistosa de rochas do grupo dos granada anfíbolitos.	56
Figura 7.9: (A) Relíquia de diopsídio em anfibólio. (B) Lamelas de albíta em diopsídio incluso em granada do granada anfíbolito com diopsídio (231B).	57
Figura 7.10: Imagens de elétrons retro-espalhados que mostram núcleo de glaucofânio em actinolita e hornblenda intercrescidas na matriz da rocha eclogítica.	60
Figura 7.11: Rocha eclogítica com granada e barroisita (azul) substituindo bordas de anfibólio cálcico, em textura possivelmente retrógrada.	60
Figura 7.12: Fotomicrografia (sem analisador) de imagem de elétrons retro-espalhados de zona irregular de glaucofânio na borda de anfibólio cálcico. Notar a presença de rutilo na borda da granada e das inclusões de onfacita no anfibólio cálcico, sob a forma de “ilhas” adjacentes.	61
Figura 7.13: Cristais de anfibólio idioblásticos, zonados, em contato retilíneo com cristais de diopsídio no leito mais afetado pelo retrometamorfismo.	61
Figura 7.14: Textura de substituição do diopsídio marrom por anfibólio verde em porção mais retrometamorfizada da rocha eclogítica.	63
Figura 7.15A a C: Textura geral de xistos cloríticos e micáceos.	66
Figura 7.16A a F: Textura e mineralogia observada em coticulitos.	69

Figura 7.17A a F: Tipos de rochas que compõe o grupo das rochas com alterações hidrotermais superimpostas.	71
Figura 7.18A a D: Tipos de rochas que compõe o grupo das rochas com alterações hidrotermais superimpostas e anfibólio marrom-alaranjado típico destas rochas.	72
Figura 7.19A a D: Tipos de kelfitos observados nas rochas deste grupo.	73
Figura 7.20A a C: Imagens de elétrons retro-espanhados obtidas na matriz das rochas com alterações hidrotermais superimpostas.	74
Figura 7.21A a B: Granada fels com cristais de apatita orientados segundo fraturamento.	75
Figura 7.22A a D: Imagens de elétrons retro-espanhados obtidas em minerais opacos em associação com titanita na matriz das rochas com alterações hidrotermais superimpostas.	75
Figura 7.23A a D: Características texturais e mineralógicas de rochas com alterações hidrotermais superimpostas, como cloritização segundo canalização de fluidos e cristais zonados de apatita.	77
Figura 8.1: Diagramas de classificação para anfibólios cálcicos e sódicos-cálcicos segundo Leake et al. (1997), e anfibólios sódicos segundo Miyashiro (1957) da rocha eclogítica.	82
Figura 8.2: Diagramas de classificação para anfibólios cálcicos segundo Leake et al. (1997), e anfibólios sódicos segundo Miyashiro (1957) de granada anfibolitos, clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto e xisto fengítico com anfibólio e granada.	84
Figura 8.3: Diagramas de classificação para anfibólios dos xistos azuis. Os anfibólios sódicos estão classificados segundo Miyashiro (1957) e os anfibólios sódicos-cálcicos e cálcicos, segundo Leake et al. (1997).	85
Figura 8.4: Classificação de anfibólios cálcicos e sódicos-cálcicos de xisto azul transicional segundo Leake et al. (1997).	86
Figura 8.5: Diagramas de classificação para os cristais de clinopiroxênio segundo Morimoto (1988) da rocha eclogítica e granada anfibolito com diopsídio.	89
Figura 8.6: Cristal de onfacita parcialmente substituído por albita da rocha eclogítica retrometamorfizada, com as indicações dos perfis composicionais na imagem de elétrons retro-espanhados.	90
Figura 8.7: Espaço composicional das micas dioctaédricas com os respectivos vetores de troca e os membros finais (modificado de Spear, 1995).	91
Figura 8.8: Correlações entre os principais cátions em mica branca.	92
Figura 8.9: Classificação química da clorita dos metabasitos, segundo o esquema de Hey (1954).	94
Figura 8.10: Diagrama ternário Or-Ab-Na, indicando que o plagioclásio tem composição de albita quase pura.	94
Figura 8.11: Correlações positivas e negativas entre os elementos constituintes do vetor de troca jadeítico no clinopiroxênio da rocha eclogítica e granada anfibolito com diopsídio.	96
Figura 8.12: Vetores de substituição tschermakítico, edenítico, do plagioclásio e jadeítico para anfibólios da rocha eclogítica, xisto azul e transicional.	97
Figura 9.1: Perfis composicionais das granadas A, B, e M1 da rocha eclogítica. Abreviações segundo Kretz (1983) e Spear (1995).	102
Figura 9.2: Mapas composicionais para a granada A.	105
Figura 9.3: Mapas composicionais para a granada B.	106
Figura 9.4: Mapas composicionais para a granada M1.	107
Figura 9.5: Perfis composicionais de granada em xistos azuis.	109
Figura 9.6: Mapas composicionais para a granada A de xisto azul.	110
Figura 9.7: Cristal zonado de anfibólio sódico de um típico xisto azul em leito mais quartzoso.	110
Figura 10.1: Diagramas esquemáticos P-T que mostram equilíbrios com inclinações P-T representativas de reações utilizáveis como geotermômetros (A) e geobarômetros (B). Modificado de Spear (1989).	113
Figura 10.2: Diagramas P-T com pontos invariantes obtidos com o software TWQ (1.02) para a rocha eclogítica (217).	116
Figura 10.3: Diagramas P-T com pontos invariantes obtidos com o software TWQ (1.02) para a rocha eclogítica (217).	117
Figura 10.4: Diagramas P-T com pontos invariantes obtidos com o software TWQ (1.02) para a rocha eclogítica (217).	119
Figura 10.5: Diagramas P-T com pontos invariantes obtidos com o software TWQ (1.02) para a rocha eclogítica (217).	121
Figura 10.6: Diagramas P-T com pontos invariantes obtidos com o software TWQ (1.02) para a rocha eclogítica (217).	121
Figura 10.7: Diagramas P-T com pontos invariantes obtidos com o software TWQ (1.02) para o granada anfibolito (232).	123

Figura 10.8: Diagramas P–T com pontos invariantes obtidos com o software TWQ (1.02) para o granada fels (236D) e granada anfibolito com diopsídio (231B).	125
Figura 10.9: Diagramas P–T das amostras 233 e 240, obtidos com o software TWQ (1.02).	128
Figura 10.10: Diagrama P–T da amostra 233 obtido com o software TWQ (1.02).	129
Figura 10.11: Trajetórias metamórficas obtidas para a rocha eclogítica, xistos azuis e granada anfibolito.	132
Figura 11.1: Diagrama A: Log (Na ₂ O/K ₂ O) versus (Na ₂ O+K ₂ O) de Miyashiro (1975). Diagrama B: Al ₂ O ₃ versus TiO ₂ (Pearce, 1982).	136
Figura 11.2: Diagrama TAS (total álcalis versus SiO ₂) de Cox et al. (1979).	137
Figura 11.3: Diagramas de Zr versus os elementos móveis K ₂ O, Rb, Sr, CaO, Ba, e versus um elemento imóvel, o TiO ₂ .	138
Figura 11.4: Diagramas bivalentes óxidos (% peso) versus mg#.	142
Figura 11.5: Diagramas de Harker com óxidos (% peso) versus SiO ₂ .	143
Figura 11.6: Diagramas bivalentes com as relações entre alguns dos metais de transição da primeira série e o número de magnésio (mg#).	144
Figura 11.7: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).	145
Figura 11.8: Diagrama V versus Ti/1000 de Shervais (1982).	145
Figura 11.9: Diagrama Hf–Th–Ta de Wood, (1980), e diagrama Hf versus Ta.	146
Figura 11.10: Diagrama A: Ti versus Zr (Pearce & Cann, 1973); e diagrama B: Log Zr/Y versus log Zr (Pearce & Norry, 1979).	147
Figura 11.11: Diagrama ternário Ti–Zr–Y (Pearce & Cann, 1973).	148
Figura 11.12: Diagrama Nb–Zr–Y (Meschede, 1986).	148
Figura 11.13: Diagrama Y–La–Nb (Cabani & Lacolle, 1989).	149
Figura 11.14: Diagramas Th/Yb versus Nb/Yb e TiO ₂ /Yb versus Nb/Yb (Pearce, 2008).	150
Figura 11.15: Diagramas multi-elementares para os xistos azuis.	151
Figura 11.16: Diagramas multi-elementares para os xistos azuis transicionais.	152
Figura 11.17: Diagramas multi-elementares para os albíta-epidoto-hornblenda xistos (em verde) e anfibolitos (em roxo).	152
Figura 11.18: Diagramas multi-elementares para os granada anfibolitos.	153
Figura 11.19: Diagramas multi-elementares com as distribuições de elementos terras raras (ETR) normalizados para condrito C1, N-MORB e E-MORB.	154
Figura 11.20: Diagramas multi-elementares para as rochas ultrabásicas em estudo: Amostra/C1 Condrito; Amostra/MORB; Amostra/E-MORB; Amostra/N-MORB.	155
Figura 11.21: Diagramas multi-elementares com as distribuições de elementos terras raras (ETR) normalizados para condrito C1, N-MORB e E-MORB.	156
Figura 12.1: Trajetórias obtidas para os xistos azuis e para a rocha eclogítica, e os respectivos gradientes metamórficos.	162

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1: Protolitos e características dos cinturões de xistos azuis. Modificado de Maruyama et al., (1996).	13
Tabela 5.2: Esquemas de classificação de eclogitos. Modificado de Carswell (1990).	16
Tabela 8.1: Normalizações para anfibólitos (Jo Laird et al., 1981).	79
Tabela 8.2: Distribuição catiônica no piroxênio segundo normas da IMA (Morimoto et al., 1988).	79
Tabela 9.1: Composições dos cristais de granada segundo as porções núcleo, manto e borda dos cristais em rocha eclogítica.	101
Tabela 9.2: Composições dos cristais de granada nas suas porções de núcleo, manto e borda em xistos azuis.	109
Tabela 10.1: Abreviações de fases minerais utilizadas neste capítulo segundo o software TWQ.	115

ANEXOS

- I Mapa esquemático com a localização das amostras analisadas por termobarometria e geoquímica, e tabela com a identificação dos litotipos
- II Fotos macroscópicas
- III Análises de química mineral selecionadas da ilha Diego de Almagro
- IV Análises de geoquímica completas das amostras da ilha Diego de Almagro

INTRODUÇÃO

A dissertação de mestrado que se apresenta foi desenvolvida para o estudo dos xistos azuis e rochas eclogíticas da Ilha de Diego de Almagro, que constituem uma antiga zona de subducção cretácica na Patagônia Chilena. Esta dissertação é parte do projeto de pesquisa (FAPESP 2004/10203-7) “*Petrogênese, metamorfismo e evolução tectônica dos xistos azuis dos Andes da Colômbia, Equador e Chile*”, coordenado pelo Prof. Dr. Caetano Juliani, que visou o estudo das principais ocorrências de xistos azuis e rochas associadas do Chile, Colômbia e Equador.

A grande importância do estudo dos xistos azuis se deve ao fato de que os cinturões metamórficos de alta pressão e baixa temperatura inequivocamente estão relacionados às zonas de subducção e colisão entre placas litosféricas (Bowes, 1989). Os xistos azuis são encontrados essencialmente nas zonas orogênicas meso- e cenozóicas Circum-Pacíficas, no Caribe, nos Alpes e no Himalaia (Miyashiro, 1961; Ernst, 1972; Maruyama *et al.*, 1996) aos quais podem estar associados os eclogitos de baixa temperatura que, em geral compartilham com os xistos azuis sua gênese e evolução metamórfica nas zonas de subducção (Carswell, 1990).

Ernst (1963, 1972, 1975) trouxe à tona a grande importância das rochas metamorfas nas fácies xisto azul e eclogito quando da definição de antigas zonas de subducção. Por associarem-se a antigos limites convergentes de placas tectônicas, o estudo dos eventos metamórficos e deformacionais registrados nos xistos azuis e eclogitos associados se faz fundamental para a dedução do tipo de subducção, regimes colisionais e de exumação (Ernst, 1988; Smith *et al.*, 1999).

Como o equilíbrio termodinâmico dos minerais que compõem os eclogitos raramente é alcançado, os eclogitos associados a xistos azuis preservam em suas assembléias e texturas minerais os registros de pressão, temperatura e deformação aos quais as rochas foram submetidas durante os processos de subducção e exumação (Baldwin *et al.*, 2004). Dessa maneira, o zonamento de algumas fases minerais e a disposição de suas inclusões nos eclogitos podem registrar informações que definem a trajetória progressiva destas rochas (Schliestedt, 1990).

Tantos xistos azuis quanto eclogitos possuem cristais de granada intensamente zonados, já que nestas rochas os processos de difusão não são capazes de manter as condições de equilíbrio na escala do cristal durante a neo-cristalização. As baixas taxas de difusão intracristalina e a rápida taxa de crescimento dos grãos permitem a preservação da história do metamorfismo progressivo em cristais de granada (Vernon & Clarke, 2008). Uma vez que os cristais de granada se formam num amplo intervalo de pressão e temperatura

nos eclogitos, são gerados diversos padrões de zonamento composicional que permitem a interpretação da evolução termal e bária da rocha (Ghent, 1988).

Nesse contexto as rochas metamórficas geradas sob condições de alta pressão e baixa temperatura fornecem informações fundamentais para o entendimento da evolução das zonas de convergência de placas tectônicas (Agard *et al.*, 2009), desde o estágio da subducção (Bowes, 1989) até a exumação (Ernst, 1988; Smith *et al.*, 1999). Devido às altas pressões de geração e das suas variações com o tempo, a exumação destas rochas pode ser extremamente complexa, pois podem associar-se a eventos de subducção, colisionais, ou regimes transpressivos de naturezas diversas, razões pelas quais, a identificação no registro geológico traz importantes implicações tectônicas (Draper & Lewis, 1991; Avé-Lallemant, 1996; Agard *et al.*, 2009).

Como consequência dos fatores acima elencados, a definição das trajetórias P–T, juntamente com dados cinemáticos, geoquímicos e geocronológicos, tornam-se ferramentas essenciais para o entendimento da evolução tectonometamórfica desses complexos, pois permitem o estabelecimento das diferentes fases da evolução geológica, contribuindo para um melhor entendimento da tectônica do planeta (Smith *et al.*, 1999). Entretanto, a preservação dos xistos azuis e eclogitos associados é difícil, não somente devido aos processos tectônicos de exumação, que faz com sejam rapidamente erodidos, mas também pela progressão do metamorfismo para regimes Barrowianos, o que faz com que xistos azuis e eclogitos sejam transformados em anfíbolitos.

Segundo Spear (1995), o uso da termobarometria na construção de trajetórias metamórficas P–T é fundamental não somente para a caracterização da evolução tectônica de cinturões metamórficos, como também para o estabelecimento da relação do metamorfismo com o fluxo térmico.

Na ilha Diego de Almagro, os xistos azuis e litotipos associados, conformam o embasamento metamórfico da Cordilheira da Costa do Chile, que representa, nesta porção, um sistema fóssil de acreção desenvolvido na margem sudoeste do Gondwana durante o Neo-Paleozóico e o Mesozóico (Hervé *et al.*, 1988).

1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na porção sul (latitude 52°S) da Cordilheira da Costa do Chile, na região da Patagônia. O acesso à área foi feito mediante um barco tomado na cidade de Puerto Natales, e a partir desta localidade a embarcação seguiu para o arquipélago de Diego de Almagro. O arquipélago encontra-se na porção oeste da Cordilheira de Sarmiento, sendo que boa parte do percurso é percorrida no canal homônimo e, no trecho final, pelo estreito de Nelson. A duração da viagem é variada, e pode levar

alguns dias (entre 3 e 4), já que seu sucesso está em boa parte condicionado pelas condições climáticas da região da Patagônia Andina. Na **Figura 1.1** está a localização da ilha com relação ao território Chileno, e às cidades de Santiago, Puerto Natales e Punta Arenas.

Figura 1.1: Localização da ilha Diego de Almagro em relação ao território Chileno (figura da esquerda) e sua constituição geológica esquemática (figura da direita), modificado de Olivares et al. (2003).

2 OBJETIVOS

Esta dissertação de mestrado teve como objetivo a caracterização petrográfica das rochas metamórficas, a quantificação das condições do metamorfismo progressivo e retrógrado por geotermobarometria das rochas de alta pressão da ilha Diego de Almagro, e sua evolução, por meio do reconhecimento das fases minerais, dos zonamentos, texturas e reações metamórficas, bem como a contextualização da blastese das fases minerais com as estruturas geradas pelas deformações atuantes durante o evento metamórfico. A definição

das trajetórias P–T a partir de cálculos geotermobarométricos foi focada nos litotipos da fácies xisto azul e eclogito e suas gradações para metabasitos da fácies epidoto anfibolito e xisto verde.

A comparação dos resultados obtidos com os dados disponíveis das regiões clássicas de ocorrência de xistos azuis, notadamente quanto ao padrão P–T das trajetórias obtidas, objetivou contribuir com a caracterização de regimes tectônicos nas zonas de subducção, e principalmente com a região da Patagônia Andina, em especial as rochas de alta pressão da ilha Diego de Almagro que são ainda pouco estudadas.

Conforme discutido por Coleman (1972) e Spear (1995), os xistos azuis do tipo Franciscano caracterizam-se pela presença de aragonita e pela falta da sobreposição de metamorfismo da fácies xisto verde e/ou anfibolito. Já os xistos azuis do tipo Alpino mostram sempre inversão da aragonita para calcita e sobreposição por metamorfismo Barrowiano (Ernst, 1988). Assim, foi também importante a verificação das relações de contato existentes entre os xistos azuis e os demais litotipos associados, pois a associação com metabasitos em fácies anfibolito pode ter significado relevante na caracterização dos tipos de trajetórias retrometamórficas. Estas informações, juntamente com os zonamentos químicos dos minerais, principalmente a granada, foram fundamentais para a interpretação das texturas metamórficas e para a caracterização das trajetórias P–T, e suas relações com os eventos deformacionais.

Com objetivo de se contextualizar o ambiente tectônico de geração do (s) protolito (s) de xistos azuis e eclogitos foram também feitos estudos geoquímicos de metabasitos em algumas amostras da ilha.

3 JUSTIFICATIVAS PARA A PESQUISA

A maior importância da definição das trajetórias P–T–t–d (pressão–temperatura–tempo relativo–deformação) reside no seu uso para modelagem da evolução tectônica da crosta. Em especial, o estudo de complexos metamórficos, formados em regimes de alta pressão e baixa temperatura, contribui significativamente para compreensão de eventos de colisão de placas tectônicas e para as modelagens geodinâmicas (Ernst, 1972; Yardley, 1989; Spear, 1995).

Por algum tempo, a ocorrência de rochas com glaucofânio foi considerada a única evidência para os processos de subducção no registro geológico, uma vez que estas rochas ocorrem associadas à zonas de subducção ativas ou em áreas de colisão continental (Ernst, 1972) e, ainda hoje, os xistos azuis tem sido uma das principais associações utilizadas para caracterização de paleozonas de subducção.

O conhecimento da evolução geoquímica da crosta oceânica subductada é fundamentado principalmente em evidências indiretas, como por exemplo, composição das rochas basálticas dos arcos vulcânicos e no fracionamento de seus elementos traço. Analogamente, a caracterização geoquímica dos protolitos básicos de xistos azuis e dos eclogitos associados tem permitido a identificação dos tipos de magmas basálticos e seu ambiente tectônico de geração, subsidiando a elaboração dos modelos de evolução tectônica.

De modo geral, os xistos azuis representam os principais vestígios de eventos de subducção antigos, o que faz da definição das condições metamórficas uma das principais ferramentas que, juntamente com a geoquímica dos metabasitos e a geocronologia, permite interpretar a evolução geodinâmica dominante no período da geração das associações metamórficas, assim como da geração dos protolitos. Conseqüentemente a realização de estudos termobarométricos e geoquímicos representa um bom suporte para o estabelecimento da evolução da tectônica desta porção da Patagônia Andina. Esses estudos são ainda importantes cientificamente, já que poucos estudos desta natureza foram efetuados na região de Diego de Almagro, em parte devido às dificuldades impostas pelas condições de acesso a área.

Este trabalho visa ainda dar continuidade ao estudo da evolução metamórfica dos Andes, iniciados pelo grupo de petrologia metamórfica do IGUSP (Bustamante & Juliani, (2002; 2003); Bustamante (2003; 2008); Jiménez-Mejía *et al.* (2006); Hyppolito (2007)).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos foram adotados os seguintes métodos de trabalho:

4.1 Levantamentos Bibliográficos

A pesquisa bibliográfica realizada ao longo do desenvolvimento do trabalho se deu por meio de consultas ao acervo da biblioteca do IGUSP e aos sistemas de buscas de dados fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP), que inclui as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE e *Web of Science*. Estes levantamentos estiveram voltados em maior parte para os estudos da evolução geológica de terrenos semelhantes ao estudado, principalmente quanto à caracterização do metamorfismo, obtenção de trajetórias P–T e zonamento de fases minerais. Trabalhos sobre o metamorfismo, tectônica, geocronologia e geoquímica da região da Cordilheira da Costa dos Andes também foram consultados.

4.2 Levantamentos em Campo

No mês de março de 2007 foi realizado um trabalho de campo na ilha Diego de Almagro. Este trabalho teve a duração de dez dias, nos quais a equipe ficou alojada na própria embarcação, uma vez que não há absolutamente nenhuma ocupação humana até Puerto Natales, de onde a expedição partiu. A equipe de campo foi constituída pelo Prof. Caetano Juliani (coordenador do projeto), Dr. Andrés Bustamante Londoño, Thaís Nogueira Hyppolito, o então doutorando Fernando Sepúlveda da *Universidad de Chile* e o Geólogo Paul Luis Duhart Oyarzo do SERNAGEOMIN.

O tempo se encontrava ainda muito ruim quando da partida e a viagem de ida que deveria durar quase dois dias, demorou pouco mais de três dias, em função do mal tempo e do mar agitado. Entretanto, no segundo dia de trabalho, após algumas frustradas tentativas de amostragens em costões, devido à altura das ondas, o tempo melhorou sensível- e anormalmente até o final dos trabalhos de campo, o que permitiu a amostragem dos xistos azuis da ilha, não somente nos costões, como também até o primeiro terço de algumas encostas. Excepcionalmente, conseguiu-se amostrar também os xistos azuis do Cabo Jorge, conhecido por suas altas ondas, que impossibilitam o desembarque em botes, devido aos afloramentos junto à linha de costa. De fato, estas rochas somente haviam sido amostradas uma única vez por Randall D. Forsythe e sua equipe no final dos anos 70 (Forsythe *et al.*, 1981), apesar de algumas tentativas posteriores, frustradas pelas condições do mar e do tempo.

Por causa do tempo gasto na ida, a volta foi feita também em parte da noite, o que permitiu que os objetivos do campo fossem alcançados. De fato, a amostragem realizada neste campo deve se constituir na maior já feita dos xistos azuis da ilha Diego de Almagro, tendo sido amostrados mais de 140 afloramentos e coletadas quase duas centenas de amostras.

Nos domínios da ilha (**Figs. 4.1A a D**) foi realizada uma ampla amostragem de rochas destinada aos estudos petrográficos, geotermobarométricos e geoquímicos, além de medições de estruturas para a obtenção de informações quanto às relações de contato e geometria dos litotipos.

Apesar de coletadas em 2007 os estudos com as amostras coletadas só foram iniciados no ano de 2008 quando do princípio desta dissertação de mestrado, uma vez que a candidata, na época, desenvolvia seu trabalho de Formatura sobre o metamorfismo dos xistos azuis de Pichilemu (Chile).

Figura 4.1: Fotos gerais da ilha Diego de Almagro e de tipos de afloramentos visitados. (A) Vista geral da ilha nas proximidades do porto Diego de Almagro. (B) Geólogos em afloramento de xistos azuis no porto Diego de Almagro. (C) Condições de afloramentos visitados na ilha. (D) Vista geral do Cabo Jorge, no extremo sul da ilha.

4.3 Petrografia

Foram preparadas e estudadas 80 lâminas petrográficas na seção de laminação do IGUSP. As descrições petrográficas foram realizadas em microscópio Zeiss Axioplan no Laboratório de Óptica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP e em microscópio Nikon L-UEPI do laboratório EMAL (campus central) do *Department of Geological Sciences* da *University of Michigan*, Estados Unidos.

Nas descrições petrográficas foram descritas as assembléias minerais, texturas, estruturas e paragêneses dos litotipos, visando à identificação e a definição do grau metamórfico, bem como de suas relações com as foliações metamórficas e com os domínios microestruturais. A partir destes estudos foram selecionadas amostras representativas para análise dos minerais em microsonda eletrônica.

A documentação fotográfica das seções estudadas no Laboratório de Óptica foi feita com uma câmera digital Olympus CAMEDIA C-5050 acoplada aos microscópios Zeiss Axioplan e Olympus BPX50 no IGUSP e com câmera Nikon Digital Sight Ds-Fi1 no EMAL.

4.4 Química Mineral

A partir dos estudos petrográficos foram selecionadas 10 amostras de rochas representativas para a obtenção de análises químicas pontuais para classificação dos minerais e para os cálculos geotermobarométricos. Foram analisados minerais de matriz, porfiroblastos e suas inclusões minerais das seguintes variedades de rochas: granada anfibolitos (3 lâminas), rocha eclogítica (1 lâmina), xistos azuis (2 lâminas), xisto azul transicional (1 lâmina), clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto (1 lâmina), granada fels (1 lâmina), e actinolita-clorita-albita-quartzo-fengita xisto com granada (1 lâmina).

Os minerais foram escolhidos para análise a partir dos estudos petrográficos em microscópio óptico e em microscópio eletrônico de varredura, tendo sido priorizados: (i) minerais zonados, com setores ou zonas com diferentes tons de cinza nas imagens de elétrons retro-espalhados, consequência da variada distribuição de elementos químicos no cristal e seus respectivos números atômicos Z; (ii) minerais em texturas de intercrescimento metamórfico de um ou mais minerais, provenientes tanto de crescimento simultâneo quanto de exsoluções; (iii) minerais de inclusões e; (iv) produtos de substituição metamórfica. A caracterização mineral em microscópio eletrônico de varredura (MEV) foi feita no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP, equipado com a versão básica de um microscópio eletrônico de varredura, marca LEO 430i com EDS acoplado, no qual também foram obtidos uma série de imagens de elétrons retro-espalhados e análises pontuais semi-quantitativas. Para a caracterização dos minerais também foi utilizado o microscópio eletrônico de varredura do EMAL.

Para obtenção das análises químicas pontuais quantitativas foi utilizada a microsonda CAMECA SX100 do EMAL do *Department of Geological Sciences* da *University of Michigan*. Neste equipamento foram também obtidos os mapas composicionais por raios X de cristais de granada, da rocha eclogítica e de um xisto azul, posteriormente compostos em imagens falsa cor. Também foram obtidas imagens de elétrons retro-espalhados em microsonda eletrônica em alguns minerais.

As condições para obtenção de análises químicas pontuais em granada, piroxênio, anfibólio e clorita foram de 15 kV e corrente de 10 nA, com um feixe de elétrons com diâmetro de 5 μ . Para as análises de feldspato e mica branca foi utilizado um feixe com 10 μ e uma corrente de 4nA, rastreada em 25 μ^2 para limitar a volatilização e migração de elementos.

Desta maneira foram obtidos perfis composicionais dos minerais metamórficos, e delimitados os zonamentos químicos e suas relações com a blastese e as foliações tectônicas, para a determinação da cronologia relativa de cristalização.

Inicialmente os dados analíticos obtidos foram utilizados para cálculos da distribuição catiônica segundo as fórmulas ideais dos minerais, usando-se principalmente o *software* Minpet 2.02, em menor parte planilhas de Excell (Essene *et al.*, não publicado).

A nomenclatura utilizada para a localização das análises químicas relativamente aos cristais de granada, como núcleo, manto e borda, está conforme indicado na **Figura 4.2**.

Figura 4.2: Nomenclatura utilizada relativamente ao cristal de granada: núcleo, manto e borda.

4.5 Geotermobarometria

As estimativas das condições de pressão e temperatura para os litotipos em estudo foram obtidas principalmente com o *software* TWQ versão 1.02 (Berman, 1988; 1991).

A partir dos estudos petrográficos foram definidas as possíveis associações minerais em equilíbrio geradas nas condições P–T mais próximas do pico metamórfico, bem como as associações minerais retrometamórficas, baseando-se na caracterização dos zonamentos composicionais e identificação de texturas de equilíbrio e de equilíbrio metamórfico. Desta maneira os cálculos geotermobarométricos foram efetuados nestas associações, e quando possível, nas paragêneses com minerais de inclusões. Foram também considerados os reequilíbrios de bordas em amostras de rochas que estão inseridas num contexto geológico de grau metamórfico variado.

Os cálculos termobarométricos sempre foram feitos considerando-se os domínios microestruturais, visando à determinação das trajetórias P–T–t, ou seja, baseada na relação entre blastese mineral e as foliações metamórficas, sendo, portanto, t um tempo relativo, de modo semelhante ao preconizado por Haugerud & Zen (1991) e Audren & Triboulet (1993).

Das 10 amostras analisadas em microsonda eletrônica foram realizados cálculos termobarométricos em 6 amostras, quais sejam: granada anfibolitos (232, 231B) e rocha eclogítica (217), xistos azuis (233, 240) e granada fels (236D).

4.6 Geoquímica

Foram selecionadas 27 amostras de metabasitos para análises químicas de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , e P_2O_5), traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ta, U, P e Ni) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb e Lu). Os elementos maiores e menores foram obtidos por ICP-ES, já os elementos traço, o que inclui os elementos terras raras, por ICP-MS, que compreendem o grupo analítico (4A + 4B) do laboratório ACMELABS (Canadá). A primeira etapa da preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP e compreendeu a fragmentação, trituração e pulverização em moínhos de sílica e de carboneto de tungstênio.

Os estudos geoquímicos das rochas de alta pressão visaram à caracterização química do protolito básico e a definição do seu ambiente tectônico de geração. Estes estudos também tiveram como finalidade a identificação de eventuais alterações hidrotermais superimpostas, com base em diagramas discriminantes e de correlação.

O critério de seleção dos metabasitos teve como objetivo a representatividade dentro da área de estudo, segundo as variedades texturais e mineralógicas observadas nos estudos petrográficos, além de dar preferência às amostras menos alteradas e mais preservadas de deformações tectônicas e, preferencialmente, sem vênulas tardias.

Os limites de detecção dos elementos analisados encontram-se no Anexo IV.

5. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA FUNDAMENTAL

Uma breve revisão sobre o metamorfismo das fácies xisto azul e eclogito, a geologia dos Andes do Sul do Chile e sobre a constituição geológica da ilha Diego de Almagro está apresentada a seguir.

5.1 Fácies Xisto Azul e Eclogito – Metamorfismo e Litotipos

O termo Fácies Glaucofânio Xisto foi proposto por Eskola (1939), redefinido como Fácies Glaucofânio–Lawsonita por Fyfe & Turner (1966) e, atualmente é utilizado como fácies xisto azul, após a proposição de Bailey *et al.* (1964). Desde Eskola (1939) até sua atual nomenclatura, a fácies xisto azul se deparou, mais que qualquer outra, com as mais variadas interpretações, passando pelo abandono do seu significado como fácies até a sua utilização de forma restrita, sem a definição exata do papel do anfibólio sódico para uma compreensível utilização (para discussões ver Turner, 1968; Turner, 1981; Evans, 1990).

A exata caracterização petrográfica da fácies xisto azul é, há décadas, assunto controverso em função da composição química variada dos protolitos ígneos e sedimentares

presentes nas zonas de subducção. A associação de minerais que caracteriza a fácies xisto azul define-se por glaucofânio + lawsonita ou epidoto ($\pm$ albita $\pm$ clorita) sem biotita, sendo que para alguns autores (e.g. Bowes, 1989) a presença de anfibólio sódico (glaucofânio) + lawsonita é considerada a associação diagnóstica. Segundo Spear (1995), além das paragéneses minerais características, a associação de minerais desta fácies tem comumente clinopiroxênio sódico ou onfacita, muscovita fengítica, pumpellyita e aragonita em paragênese com actinolita, clorita, albita, epidoto, quartzo, paragonita e estilpnomelano. Apesar da riebeckita, muitas vezes presente, ser também um anfibólio sódico, seu campo de estabilidade é distinto do glaucofânio e pode ser encontrada em texturas estáveis em rochas de baixa pressão ou rochas transicionais entre as fácies xisto verde e xisto azul (Bowes, 1989). Por esta razão este mineral não é considerado como diagnóstico da fácies xisto azul, apesar de comumente estar associado a eles.

A ampla distribuição da associação glaucofânio-epidoto, que pode ser encontrada numa grande variedade de litotipos nos terrenos de alta pressão, mas que predomina em metabasitos, também atende ao critério necessário para a definição de fácies metamórfica (Evans, 1990). Esta associação (glaucofânio-epidoto) está presente onde não mais ocorre a lawsonita nas rochas máficas e caracteriza regimes de temperatura relativamente mais alta (Taylor & Coleman, 1968). Nestas condições metamórficas as pressões são suficientemente altas, podendo haver a formação de piroxênio sódico e mica branca fengítica (Evans, 1990). De fato, a lawsonita é estável em temperaturas muito baixas e elevadas pressões, até compatíveis com a fácies eclogito, mas é convertida para clinozoisita em temperaturas relativamente mais elevadas ($> 400\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Whitney & Davis, 2006).

Segundo a Subcomissão em Sistemática das Rochas Metamórficas (*SCMR – Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*) os xistos azuis têm cor azulada devido à presença do anfibólio sódico glaucofânico e podem ser classificados pelos seus minerais diagnósticos (p.ex. jadeíta-glaucofânio xisto) ou pelos minerais típicos (p.ex. jadeíta-glaucofânio-fengita xisto ou epidoto-glaucofânio xisto). Quando o termo xisto azul é usado como um nome de fácies, deve-se ter o cuidado em especificar o contexto de metamorfismo em fácies xisto azul (Desmons & Smulikowski, 2007).

O efeito característico do metamorfismo de alta pressão em rochas básicas é a substituição dos anfibólios cálcicos, típicos das rochas de terrenos Barrowianos, pelo anfibólio sódico, com alta proporção da molécula glaucofânio, presentes em volumes significativos nos xistos azuis (Yardley, 1989). O diagrama ternário da **Figura 5.1** mostra os vetores de substituição que relacionam os anfibólios cálcicos tremolita e tschermakita ao glaucofânio.

Embora essas rochas geralmente apresentem em amostras de mão as cores cinza-azulada a esverdeada, elas podem apresentar cor azul-lilácea, devido a quantidades mais

significativas de anfibólios sódicos. Ao microscópio as cores azuladas nos anfibólios sódicos, da solução sólida glaucofânio–riebeckita, estão relacionadas com a contribuição da molécula de riebeckita, uma vez que o glaucofânio puro não apresenta cor azul nem pleocroísmo (Bowes, 1989).

Segundo Maruyama *et al.* (1996) os cinturões de xistos azuis podem ser classificados em dois grupos de acordo com o ambiente de geração de seus protolitos, cujas principais características estão resumidas na **Tabela 5.1**. Os cinturões de xistos azuis do Tipo A apresentam ambiente de geração dos protolitos em margens continentais passivas que evoluem para orógenos do tipo colisional. O Tipo B tem suas rochas formadas em complexos acrescionários de margens continentais ativas que evoluem para orógenos do tipo cordilheirano.

Figura 5.1: Diagrama ternário de composição com indicação dos vetores de substituição entre tschermakita e tremolita, tremolita e glaucofânio e glaucofânio e tschermakita. Os anfibólios que plotam nas porções intermediárias são genericamente chamados de “barroisita” (compilado de Spear, 1995).

No ambiente geológico a transição entre a fácies xisto azul e suas vizinhas pode ser complexa, devido à influência de algumas variáveis, tais como a composição da rocha e a presença de H₂O (Evans, 1990). A clássica transição entre as fácies xisto azul e xisto verde, caracterizada pela reação glaucofânio + clinozoisita + quartzo + fluido $\rightleftharpoons$ albita + clinocloro + tremolita (Spear, 1995), apresenta maior desenvolvimento em rochas com conteúdos mais elevados de Fe²⁺ e Fe³⁺, e pode ser metaestável nas variedades mais ricas em Mg e Al e, neste caso, há a possibilidade de formação de um campo de estabilidade com albita–epidoto–(actinolita/barroisita), que separa os campos do epidoto xisto azul dos xistos verdes (Evans, 1990). Um dos efeitos composicionais que favorece a formação de xistos azuis é a maior afinidade química que o anfibólio sódico e o epidoto têm por Fe³⁺ em relação à actinolita, clorita e lawsonita. Quando há granada nas rochas vizinhas como, por exemplo,

rochas eclogíticas ou em rochas da fácies albíta-epidoto-anfibolito, o aumento do potencial químico do vetor FeMg_{-1} diminui o campo da fácies epidoto-glaucofânio xisto (Evans, 1990).

As assembléias minerais de xistos azuis, por exemplo, com glaucofânio, mica branca e epidoto são gradualmente substituídas por granada + onfacita, típica da fácies eclogito. Entretanto, como os xistos azuis de alta pressão tipicamente contêm granada, é a presença da onfacita que marca a transição para a fácies eclogito. O limite entre as duas fácies é geralmente gradual, e a associação glaucofânio + paragonita + epidoto + granada + onfacita em equilíbrio, diagnóstica para ambas as fácies, ocorre em pressões entre 14 a 16 kbar. Entretanto, ao longo de uma geoterma intermediária de alta pressão e baixa temperatura, a associação típica de eclogitos forma-se entre 16 e 18 kbar com temperatura ao redor de 500 °C (Bucher & Frey, 1994).

A ocorrência de xistos azuis e eclogitos sob as mesmas condições de P e T (inclusive de $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$) pode ser explicada pela variação nas razões Fe/Mg e Fe/Al dos minerais (Schliestedt, 1986). Em Syros, Grécia, a mineralogia típica de eclogitos se desenvolveu nos litotipos com mais alta razão FeO/MgO, ao invés da típica mineralogia dos xistos azuis (Koetz *et al.*, 1989). Segundo Evans (1990), as zonas com mineralogia transicional entre as fácies deve ser esperada com maior frequência em terrenos de alta P.

Tabela 5.1: Protolitos e características dos cinturões de xistos azuis. Modificado de Maruyama *et al.* (1996).

Protolito	Tipo A	Tipo B
Sedimentos marinhos de águas rasas	Plataforma de carbonatos	Calcários orgânicos de recife
Sedimentos marinhos de águas profundas	Ausente	<i>Cherts</i> estratificados, nódulos de manganês
Rochas ígneas	Bimodal (basalto e dacito)	MORB
Embasamento continental	Presente (complexo granítico–gnáissico)	Ausente
<i>Minérios</i>	Tipo Kuroko (sulfetos maciços)	Originados em cadeia meso–oceânicas
<i>Depósitos de turbiditos</i>	Cobertura de plataforma (sedimentos peraluminosos)	Preenchimento de trincheiras (grauvacas, fluxo de vulcanoclásticas andesíticas)
<i>Pressão máxima</i>	45 kbar	12 kbar
<i>Cinturão granítico associado</i>	Raro ou ausente	Normalmente presente
<i>Grau de reações retrógradas</i>	Grande	Pequeno
<i>Peridotitos regionalmente metamorfisados</i>	Granada peridotito e espinélio peridotito	Espinélio peridotito e plagioclásio peridotitos fortemente serpentinizados
<i>Cinturões pareados</i>	Ausente	Presente

O campo de estabilidade da fácies xisto azul segundo Maruyama *et al.* (1996) pode ser observado na **Figura 5.2**.

Figura 5.2: Campo P–T de estabilidade dos xistos azuis e fácies metamórficas adjacentes (modificado de Maruyama et al., 1996). As linhas sólidas representam os limites das fácies, as azuis representam reações de referência e as setas vermelhas mostram as trajetórias metamórficas de alguns dos principais cinturões de xistos azuis. Ab = albita, Am = anfibólio, Arg = aragonita, Cal = calcita, Ep = epidoto, Jd = jadeíta, Lws = lawsonita, Qtz = quartzo. Associações: EG = epidoto–glaucofânio, LG = lawsonita–glaucofânio, PG = pumpellyita–glaucofânio. Fácies: AM = anfibolito, AP = actinolita–plagioclásio, EA = epidoto anfibolito, EC = eclogito, GS = xisto verde, PP = prehnita–pumpellyita, PA = pumpellyita–actinolita, PrA = prehnita–actinolita, Zeo = zeólita. A linha tracejada representa a fusão mínima granítica hidratada.

O termo “eclogito” foi criado por Haüy (1822), quando quis dar a esta rocha a alusão de “rocha escolhida”, de acordo com seu significado original na língua grega. Entretanto sua primeira descoberta foi feita por Horace-Bénédict de Saussure entre 1779–1796 no Mont Blanc nos Alpes e em seixos no vale Rhone em Geneva (Godard, 2001).

Nos dois últimos séculos a descoberta dos eclogitos deu início a uma série de discussões e criação de novos conceitos na petrologia metamórfica, dentre os quais a “regra do volume” e o papel da pressão, a existência de rochas metamórficas derivadas de rochas ígneas, e o amplo conceito de fácies mineral, além de discussões dentro do âmbito geodinâmico (Godard, 2001.).

As discussões sobre a existência de uma hipotética “camada de eclogitos” sob a crosta da terra está em pauta desde a metade do século XX. A partir de 1960, com o advento da tectônica de placas, a formação dos eclogitos foi vinculada à subducção e a

rocha ganhou significado geodinâmico como marcador de convergência continental ou subducções antigas de crosta (Godard, 2001). A descoberta de coesita em rochas crustais (e.g. Chopin, 1984) resultou no conceito de metamorfismo de ultra-alta pressão (UHP), o que provocou grande surpresa na comunidade geológica, precisamente porque o limite bórico superior para muitos eclogitos continua mal definido (Page *et al.*, 2003).

Eclogitos são rochas de composição basáltica geradas sob condições de alta pressão e temperatura moderada a elevada e são caracterizadas pela densidade relativamente alta, pelas cores vermelha e verde, devido à presença de granada e piroxênio onfacítico, e não deve apresentar plagioclásio primário em sua constituição (Yardley, 1989). Outros minerais como quartzo, anfibólio (glaucofânio, barroisita, ou pargasita), rutilo, cianita, epidoto, titanita, fengita e paragonita podem estar presentes (Yardley, 1989; Schliestedt, 1990). Alguns autores advogam pelo uso do termo “plagioclásio eclogitos” para rochas mais ricas em Al (basalto com alto Al, gabro anortosítico), que, segundo evidências experimentais apresentam plagioclásio em equilíbrio com granada, onfacita e quartzo em determinada condição de pressão e temperatura (Ringwood, 1975).

Segundo a Subcomissão em Sistemática das Rochas Metamórficas (*SCMR – Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*) os eclogitos apresentam > 75% de granada e onfacita em sua composição. As rochas que apresentam granada e onfacita em proporção inferior a utilizada para a denominação eclogito, em geral por apresentarem a composição total da rocha tida como “inapropriada”, podem ser chamadas de eclogíticas, ou ainda de eclogitóides. Já os eclogitos retrometamorfizados, nos quais a granada e a onfacita ocorrem como relíquias em meio à matriz anfibolítica, podem ser chamados de eclogitos anfibolitizados, anfibolito retro-eclogito, dentre outros termos, e não há consenso para tal denominação.

O termo eclogito como nome de fácies foi definido por Eskola (1915; 1921). Entretanto, nem todas as rochas em fácies eclogito são eclogitos e o nome deve ser restringido a rochas básicas metamorfizadas nas condições P–T específicas. Ao se referir aos litotipos com composições distintas deve-se utilizar do termo “rocha da fácies eclogito”.

O primeiro esquema classificatório de eclogitos foi feito por Eskola (1921), baseado na ocorrência de eclogitos em 4 ambientes geológicos distintos. Entretanto, a classificação mais utilizada foi sistematizada por Coleman *et al.* (1965), que procurou relacionar as variações composicionais observadas na granada e onfacita com os três ambientes geológicos de ocorrência. Segundo estes autores os eclogitos do grupo A correspondem aos xenólitos em kimberlitos ou basaltos (e.g. Oahu, Havaí), os do grupo B constituem bandas ou lentes em gnaisses migmatíticos (e.g. oeste da Noruega) e os do grupo C ocorrem como bandas ou lentes em xistos azuis (e.g. Nova Caledônia; terreno Franciscano, Califórnia, cadeia Alpina–Tethyana). Esta classificação, bem como as de Eskola (1921) e de

Smulikowski (1960; 1964; 1968), e o esquema proposto por Carswell (1990) estão sumarizados na **Tabela 5.2**. Como pode ser visto nesta tabela, os eclogitos que ocorrem associados aos xistos azuis são considerados como eclogitos de baixa temperatura. Na **Figura 5.3** são apresentadas as condições de estabilidade das associações da fácies eclogito e de algumas associações de eclogitos e granada peridotitos em particular, segundo Carswell (1990).

Os eclogitos de baixa temperatura são geralmente polimetamórficos e a observação cuidadosa das fases minerais que substituem a granada e a onfacita podem fornecer importantes informações sobre a sua história de exumação. Juntamente com a geocronologia, a caracterização dos zonamentos composicionais dos minerais e a definição das suas trajetórias metamórficas podem auxiliar enormemente na compreensão dos processos de metamorfismo de alta pressão, exumação, erosão e das zonas de colisão de placas (Schliestedt, 1990).

Tabela 5.2: Esquemas de classificação de eclogitos. Modificado de Carswell (1990).

Referência	Eskola (1921)	Coleman <i>et al.</i> (1965)	Smulikowski (1960; 1964; 1968)	Carswell (1990) (esquema sugerido segundo os intervalo de temperatura propostos por Banno (1970))	
Critério de subdivisão	Ocorrência geológica	Composição mineral essencial	Ambiente geológico e composição mineral das rochas	Temperatura de equilíbrio	Possível origem
	Tipo 1 Xenólitos em kimberlitos				Manto superior
	Tipo 2 Camadas e lentes em peridotitos do tipo Alpino	Grupo A Granada > 55% da molécula de piropo. Clinopiroxênio menos jadeítico	Grupo I (G) Griquaitos* e granada websteritos associados a peridotitos.	Alta (≥ 900 °C)	
				Média	Crosta tectonicamente espessada
	Tipo 3 Lentes em complexos de gnaisses e migmatitos	Grupo B Granada 30 – 55% da molécula de piropo	Grupo III (C) Eclogitos comuns		
	Tipo 4 Blocos em terrenos de fácies xisto azul	Grupo C Granada < 30% da molécula de piropo. Clinopiroxênio mais jadeítico	Grupo II (O) Eclogitos ofiolíticos	Baixa (≤ 550 °C)	Crosta oceânica subductada e sedimentos de arco e trincheira

*Griquaito: Rocha composta por granada rica em piropo, diopsídio $\pm$ ortopiroxênio, por vezes com diamante. Um termo equivalente poderia ser, por exemplo, granada-diopsídio gnaiss enriquecido em ortopiroxênio. Segundo Desmons & Smulikowski (2007) é um nome não recomendado.

Figura 5.3: Grade petrogenética com as condições para estabilidade das associações na fácies eclogito em geral, e de eclogitos e granada peridotitos em particular. Este diagrama inclui equilíbrios de reações determinado experimentalmente para sistemas anidros e hidratados. Ver Carswell (1990) para maiores detalhes.

No ambiente tectônico de formação das rochas de alta pressão, dois tipos principais de trajetórias metamórficas são reconhecidas (Ernst, 1988). A primeira delas, denominada Tipo Alpino, é reconhecida na maioria dos cinturões metamórficos de alta pressão recentes, tais como nos Alpes, Turquia, Grécia, Japão, Nova Zelândia e no norte da Ásia e China. Estas trajetórias apresentam sentido horário, o que faz com que os xistos azuis e os eclogitos associados sejam substituídos por assembléias minerais da fácies xistos verde e/ou anfibolito. Este tipo de xistos azuis é formado em ambiente colisional e o metamorfismo retrógrado se desenvolve rapidamente, numa descompressão quase isoterma, provocada por exumação muito rápida, em regimes compressionais com forte erosão (Ernst, 1988). Segundo Ernst (1972) esta trajetória pode estar relacionada à colisão de um arco de ilhas ou fragmento de crosta continental com o continente, o que resultaria em rápido soerguimento e denudação dos xistos azuis. Alternativamente, este tipo de trajetória pode ser explicado

pelo aumento de pressão causado pelo acúmulo de rochas supracrustais no prisma acrecionário de uma fossa com forte subsidência. Tal processo resulta na inserção dos sedimentos sob a crosta continental, seguido pela exumação em zonas de cavalgamentos, acentuada pela presença do bloco crustal superposto aos sedimentos durante a colisão (Platt, 1987).

O segundo tipo de trajetória reconhecida é a Franciscana, que se caracteriza por uma trajetória retrometamórfica quase coincidente com a trajetória progressiva P–T, pela preservação de aragonita metamórfica, e por um longo e contínuo processo de *underflow* (durante ~ 100 Ma), em que a subducção é relativamente lenta (Ernst, 1988). É típico dos terrenos do Complexo Franciscano (Califórnia, EUA) e sua origem também é atribuída a terrenos resfriados durante a exumação. Tal resfriamento implica em soerguimento crustal relativamente lento, o que possibilita a transferência da energia térmica das cunhas tectônicas de rochas de alta pressão, em zonas de *mélanges*, para as encaixantes mais frias (Cloos, 1982).

Na **Figura 5.4** estão representadas as principais trajetórias retrometamórficas de xistos azuis, segundo Ernst (1988), e as trajetórias retrometamórficas obtidas pela presente candidata para os xistos azuis de Pichilemu (Hyppolito, 2007). Como é possível notar, a primeira descompressão observada nos xistos azuis aproxima-se da trajetória do Tipo Franciscana, no domínio microestrutural da foliação S_n . Os xistos azuis transicionais e os xistos verdes apontam para uma descompressão seguida de pequeno incremento na temperatura, o que mostra uma evolução para o tipo Alpino, no domínio microestrutural da foliação milonítica (S_{n+1}). Mais especificamente, aponta semelhanças com a trajetória alpina observada nos xistos azuis da Córseica. Na continuidade do retrometamorfismo, houve a formação dos xistos verdes, que representam o estágio final da transformação dos xistos azuis. Nessa fase a deformação está associada a um evento de cisalhamento, por vezes muito intenso, favorecendo os reequilíbrios metamórficos pela quebra dos diferentes minerais, facilitada pela percolação de fluidos metamórficos aquosos. Segundo esta evolução, parece ser muito plausível associar-se o evento do metamorfismo retrógrado à exumação, que deve ter-se dado em zonas de cavalgamentos, gerando a foliação milonítica S_{n+1} .

As trajetórias retrometamórficas dos xistos azuis e xistos verdes de Jambaló e Barragán (Colômbia) mostram os seguintes padrões: do tipo Alpino, com exumação seguida de resfriamento; de temperatura mais elevada, com leve queda na temperatura, e evolução final com novo aumento da temperatura e queda da pressão, resultando na geração de xistos verdes; e do tipo Franciscano; em que, todas, podem estar relacionadas à exumação de xistos azuis em zonas de cavalgamento (Bustamante, 2008). O autor sugere, embora com reservas, a possibilidade da existência de um tipo de trajetória intermediário entre o

Alpino e o Franciscano, já que a presença de aragonita em algumas amostras poderia ser um ponto relevante de comparação com a evolução dos xistos azuis típicos do Franciscano.

Figura 5.4: Trajetórias metamórficas progressivas e retrógradas dos cinturões de xistos azuis do Circum Pacífico e Alpino-Himalaia (modificado de Ernst (1988)), e trajetórias retrometamórficas obtidas para região de Pichilemu (Hyppolito, 2007).

5.2 Contexto Geotectônico dos Andes do Sul Chilenos

Neste item será apresentada uma breve contextualização geológica do embasamento metamórfico do Chile, bem como da orogênese Andina Chilena, com enfoque para a região Patagônica, onde se insere a área de estudo. Ressalta-se que boa parte das informações aqui apresentadas acerca da evolução geotectônica do Chile foi obtida na obra

The Geology of Chile de Moreno & Gibbons (2007), na qual são apresentadas explicações sobre a geologia do país, baseadas em uma série de trabalhos clássicos e do acúmulo de conhecimentos, incluindo a descrição dos diversos terrenos geológicos, a evolução de prismas acrescionários, geotermobarometria e trajetórias metamórficas da região, bem como o desenvolvimento das técnicas analíticas de datações.

A maior parte do território Chileno se estende ao longo dos Andes Centrais, e a partir do Golfo de Penas (próximo da latitude 40 °S) uma porção menor adentra os Andes do Sul (Gansser, 1973; Ramos & Aleman, 2000). Neste contexto nota-se que os Andes Centrais Chilenos estão no domínio de subducção da placa de Nazca, ao passo que os Andes do Sul localizam-se no domínio de subducção da placa Antártica, ambas separadas pela dorsal oceânica (Fig. 5.5), que atualmente está em subducção na região do Golfo de Penas (Ramos & Aleman, 2000).

Figura 5.5: Localização da Cordilheira Andina em relação à América do Sul, com suas principais divisões. Notar que as placas de Nazca e Antártica são separadas pela Dorsal do Chile. O arquipélago de Diego de Almagro está no domínio da placa Antártica na região da Cordilheira da Costa do Chile (Modificado de Charrier et al., 2007).

A cadeia andina atual é produto do contínuo processo de subducção ao longo da margem oeste da América do Sul desde o Jurássico. Quando se iniciou a subducção, a margem continental sul-americana era formada por complexos metamórficos e rochas

magmáticas que evoluíram durante o Proterozóico, Paleozóico e Triássico, constituindo o embasamento das seqüências andinas Mesozóicas e Cenozóicas no Chile. Estas unidades são conhecidas na literatura geológica Chilena como “embasamento” ou “embasamento cristalino”. No Norte do Chile o embasamento aflora de forma descontínua nas áreas costeiras (Cordilheira da Costa) e na Cordilheira Principal. A partir da latitude 34 °S ambas as cordilheiras formam cinturões praticamente contínuos e a Cordilheira da Costa segue até o estreito de Magalhães (Hervé *et al.*, 2007).

No Chile, a evolução orogênica Andina nos últimos 550 Ma, ao longo de aproximadamente 4.000 km, reflete a interação entre placas litosféricas durante a constituição e a fragmentação do supercontinente Gondwana (Charrier *et al.*, 2007). Segundo os mesmos autores esta evolução, caracterizada por distintos ambientes tectônicos e controlados pela dinâmica litosférica, pode ser dividida em 5 “ciclos tectônicos”: (1) Pampeano (Pré-Cambriano–Eo-Cambriano); (2) Famatiniano (Ordoviciano); (3) Gondwânico (Neo-Paleozóico); (4) Pré-Andino (Neo-Permiano–Eo-Jurássico); e (5) Andino (final do Eo-Jurássico–presente).

Segundo Charrier *et al.* (2007), o ciclo Pré-Andino afetou todas as unidades previamente formadas na margem oeste do Gondwana e se desenvolveu entre a fase final da conformação deste mega-continente, com diminuição da taxa de subducção ou até mesmo sua interrupção, e a fase de desenvolvimento de um arco magmático no Eo-Jurássico (194,5 Ma), associado à retomada dos processos de subducção. Este período foi caracterizado pela acresção de terrenos ao continente e pela amalgamação do prisma acrescionário na margem continental sul-americana.

As descrições dos eventos que ocorreram durante o ciclo Pré-Andino representam a evolução da margem continental da América do Sul quando da formação final do Gondwana, que precedeu o início de sua fragmentação durante o ciclo Andino (Charrier *et al.*, 2007). Na Patagônia Chilena as deformações relacionadas ao ciclo Pré-Andino podem ser observadas nos terrenos acrescionários de Madre de Dios e Diego de Almagro (Thomson & Hervé, 2002; Charrier *et al.*, 2007; Sepúlveda *et al.*, 2008).

No arquipélago de Diego de Almagro há tanto o registro do ciclo Pré-Andino, na porção leste da ilha, correlata com o terreno Madre de Dios, quanto do ciclo Andino, observado na porção oeste da ilha, em que este último, representa a retomada da subducção responsável pela formação de xistos azuis mesozóicos (Willner *et al.*, 2004). Segundo Hervé & Fanning (2003) os processos distensivos que precederam a quebra do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul (Pankhurst & Rapela, 1995) resultaram em magmatismo anorogênio causado por fusão de crosta inferior, e na retomada da subducção, que culminou com a formação de granitos tipo-S e xistos azuis mesozóicos, respectivamente, na porção sul da América do Sul, durante o desenrolar do ciclo Andino.

Baseados em evidências geológicas e geocronológicas os autores sugerem que as rochas de origem anatética tenham sido incorporadas na zona de subducção, juntamente com os xistos azuis de Diego de Almagro, como resultado de processos de erosão tectônica na crosta continental, constituindo hoje, parte do prisma de acreção, sob a forma de granitos milonitizados.

5.2.1 A Patagônia Andina

A Patagônia Andina consiste numa cadeia de montanhas relativamente baixas, que registra uma prolongada evolução tectônica desde o Neo-Paleozóico até o presente. A feição característica da Patagônia Andina está representada pela intrusão do Batólito Patagônico do Sul (entre o Mesozóico e o Cenozóico), cuja atividade inicial (ca. 150 Ma) afetou os complexos metamórficos de baixo grau, que hoje afloram a oeste e a leste do cinturão contínuo conformado pelo batólito (Hervé *et al.*, 2008). Os mesmos autores apresentam a sub-divisão da Patagônia Andina nas seguintes unidades: **a)** Complexo Metamórfico do Leste dos Andes; **b)** Complexo Metamórfico e Ígneo *Puerto Éden*; **c)** Complexo Acrecionário Costeiro; e **d)** Patagônia Extra-Andina. É no Complexo Acrecionário Costeiro que se inserem (de norte para sul), o Complexo Metamórfico de Chonos (CMC), o Complexo Acrecionário Madre de Dios (CAMD), e o Complexo Metamórfico Diego de Almagro (CMDA), em que este último é o alvo de estudo desta pesquisa. Os complexos CMC, CAMD e CMDA afloram a oeste do Batólito Patagônico do Sul (BPS).

5.2.2 O Arquipélago Diego de Almagro

A geologia do arquipélago Diego de Almagro foi pela primeira vez descrita por Ceccione (1955), que identificou grandes corpos de calcário associados a metapelitos e metabasitos neo-paleozóicos. Mas foi Forsythe *et al.* (1981) quem descreveu, na porção oeste do arquipélago, a presença de um complexo metamórfico de rochas básicas e ultramáficas, constituído por serpentinitos, anfíbolitos, granada anfíbolitos, anfibólio-epidoto-feldspato-quartzo xisto (anfíbólios verdes, azuis e verde-azulados) e, de maneira subordinada, quartzo-feldspato-mica-granada xistos. Na porção leste descreveu uma sequência sedimentar de baixo grau metamórfico associada a calcários maciços ou mármore, intercalados com *cherts* e argilitos. Segundo estes autores as rochas descritas na porção oeste teriam se originado no Neo-Jurássico, e em concordância com o já descrito por Ceccione (1955), as rochas da porção leste teriam se originado no Neo-Paleozóico.

De fato, a geologia do arquipélago Diego de Almagro é composta por duas unidades de rochas que apresentam histórias distintas de deposição e metamorfismo (Olivares *et al.*,

2003), correspondentes aos complexos acrescionários do Eo-Jurássico (Sepúlveda *et al.*, 2008) e ao complexo acrescionário do Eo-Cretáceo (Hervé & Fanning, 2003). O primeiro aflora na porção nordeste do arquipélago, onde ocorrem três unidades estratigráficas: o Complexo Duque de York (CDY), o Complexo Denaro (CD) e o Calcário Tarlton (CT); já o segundo, corresponde ao Complexo Metamórfico Diego de Almagro (CMDA), e é composto por rochas metamórficas altamente deformadas ductilmente, que correspondem a xistos azuis, xistos verdes, micaxistos, rochas ultramáficas e *metacherts* (Hervé *et al.*, 1999a).

Os complexos estão justapostos pela Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz (ZCSA) (de direção geral NNW), gerada por cisalhamento sinistrógiro dúctil com componente inversa (Olivares *et al.*, 2003), a qual pode ser considerada uma importante descontinuidade tectônica na região da Patagônia Andina (Hervé *et al.*, 1999a). Segundo Olivares *et al.* (2003), os metabasitos e quartzo micaxistos observados ao longo da Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz registram pelo menos dois eventos deformacionais. O primeiro, do Eo-Cretáceo, tem caráter milonítico e o segundo resultou no dobramento dos milonitos.

Desta forma, tanto os metabasitos quanto os quartzo micaxistos estariam espacialmente relacionados a uma mesma zona de cisalhamento, que pode ter mais de um sentido de movimentação em sua história de deformação (Olivares *et al.*, 2003). Para o arquipélago de Diego de Almagro os autores sugerem duas possíveis histórias geológicas: (i) a zona de cisalhamento foi contemporânea à exumação do bloco oeste (CMDA), e trata-se de uma zona de cisalhamento sinistrógiro com componente inversa que justapôs rochas de nível estrutural mais profundo sobre as rochas de nível mais raso do bloco leste, constituído pelo complexo acrescionário paleozóico; (ii) a zona de cisalhamento não é contemporânea à exumação das rochas do bloco oeste e, neste caso, a ZCSA teria gerado lineações minerais horizontais durante um evento de transcorrência sinistrógiro e a exumação teria ocorrido numa fase posterior, devido a um basculamento tectônico, cujo pivô estaria a norte de região em estudo. Este movimento teria exumado as rochas do bloco ocidental e reorientado as lineações com mergulho para norte, como se observa atualmente.

O Complexo Duque de York, (formado predominantemente por arenitos, siltitos, folhelhos, metagrauvacas e conglomerados), o Complexo Denaro, (constituído por metabasaltos e *metacherts* radiolaríticos), e o Calcário Tarlton, (formado por calcários e mármore), foram definidos por Forsythe & Mpodozis (1979, 1983) no arquipélago Madre de Dios, a 100 km a norte de Diego de Almagro.

Segundo Ling *et al.* (1985) as rochas do Complexo Denaro e a Unidade Calcário Tarlton se formaram contemporaneamente entre o Neo-Carbonífero e o Eo-Permiano, em ambientes de cadeia meso-oceânica e plataforma marinha, respectivamente, posteriormente acrescidos à margem do Gondwana como terrenos alóctones e exóticos. Segundo Forsythe & Mpodozis (1983), o Complexo Duque de York compõem uma sucessão turbidítica

depositada sobre o Complexo Denaro e o Calcário Tarlton, quando da movimentação da Península Antártica para sul, e da subducção da crosta oceânica na margem continental sul-americana no Paleozóico.

As três unidades foram metamorfasadas em grau baixo e logo acrescidas tectonicamente à margem continental, constituindo intercalações de escamas tectônicas (Olivares *et al.*, 2003). Segundo Sepúlveda *et al.*, (2008), as rochas do terreno alóctone Madre de Dios foram metamorfasadas na fácies pumpellyita–actinolita. Os autores sugerem que este terreno seja um prisma acrecionário, como observado em outros terrenos no Chile (Hervé *et al.*, 1999b; Willner *et al.*, 2000) e do Japão (Banno *et al.*, 1998). Baseando-se em dados de traço de fissão em zircão, Thomson & Hervé (2002) inferem que o metamorfismo que afetou o Complexo Duque de York, e provavelmente as unidades do Complexo Denaro e Calcário Tarlton, ocorreu antes ou durante o Eo-Jurássico, anteriormente à colocação do Batólito Patagônico do Sul.

Hervé & Fanning (2003) propõe que a subducção que gerou os xistos azuis de Diego de Almagro se iniciou há ~ 150 Ma, em função da idade mais antiga definida para o Batólito Patagônico do Sul, e esteve ativa durante a geração da maior parte deste batólito, que segundo os dados de (Bruce *et al.*, 1991), deu-se num período entre 149 e 69 Ma (Neo-Jurássico–Neo-Cretáceo). Hervé & Fanning (2003) e Hervé *et al.*, (2008) sugerem que a evolução do Complexo Metamórfico Diego de Almagro numa zona de subducção, durante o Neo-Jurássico e o Cretáceo, somente ocorreu quando a península da Antártica iniciou sua migração para sul, e a subducção se desenvolveu próximo da margem continental atual.

Análises geocronológicas (Hervé *et al.*, 1999a) pelo método K–Ar em glaucofânio indicam idade de metamorfismo de alta pressão e baixa temperatura entre 122 e 117 Ma para os xistos azuis, concordantes com idades Ar–Ar obtidas em mica branca fengítica do granito milonitizado da ZCSA (~ 120 Ma). Os mesmos autores obtiveram em fase tardia de mica branca fengítica idade Ar–Ar em torno de 89 Ma, em domínios deformados por cisalhamento no mesmo granito. Obtiveram ainda em zircões detríticos de quartzo micaxisto do Complexo Metamórfico de Diego de Almagro idade U–Pb de 157 Ma, a qual atribuem idade máxima de sedimentação do protolito no Neo-Jurássico.

Willner *et al.* (2004) também obtiveram idades muito semelhantes às apresentadas pelos autores anteriores, e apontam idade K–Ar de 117 Ma em anfibólio de anfibolito do CMDA, considerando-a próxima ao pico metamórfico. Idade de resfriamento em torno de 122 Ma foi obtida em granada micaxisto da ZCSA pelo método K–Ar em mica. Segundo estes autores a idade de resfriamento apresentada indica que os litotipos metamorfasados em condições de alta temperatura e baixa pressão foram tectonicamente justapostos aos xistos azuis ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis, onde foram resfriados. Com isso, sugerem a presença de um cinturão metamórfico pareado durante o Jurássico, já que as

rochas de mais alta temperatura teriam sido metamorfasadas pela colocação do batólito no domínio da crosta continental.

6 GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo será apresentada a descrição dos litotipos da ilha Diego de Almagro, as relações de contato observadas, além de texturas e estruturas de rochas. Na **Figura 6.7** estão representados os litotipos em suas áreas de concentração na ilha e algumas medidas de foliações, que ilustram, num mapa geológico simplificado, a estruturação geral das rochas estudadas. A nomenclatura utilizada neste capítulo reflete às denominações de campo e algumas delas serão definidas mais precisamente ao longo do trabalho. Serão também apresentadas algumas fotos de afloramentos e rochas ao longo do texto.

Foram descritos na Ilha Diego de Almagro os seguintes litotipos: xistos verdes; xistos azuis; granada anfibolitos (retro-eclogitos); anfibolitos; meta-gabros; rochas meta-ultramáficas; xistos cloríticos e micáceos com granada e anfibólio; quartzo micaxistos com ou sem granada; *metacherts* com anfibólio, pirita, estilpnomelano, e leitos monominerálicos de granada; e xistos grafitosos. Estas rochas constituem uma seqüência vulcanossedimentar metamorfasada em condições de alta pressão e retrometamorfasada em fácies xisto verde, representada, em sua maior parte, por intercalações de metabasitos, *metacherts* e metapelitos. Além dos xistos azuis, que apontam condições de geração em alta pressão e baixas temperaturas, ocorrem também rochas que foram metamorfasadas em fácies anfibolito, e que mostram, assim como os xistos azuis, feições de reequilíbrio metamórfico em fácies xisto verde. Ocorrem ainda nesta seqüência rochas retro-eclogíticas, pela primeira vez identificadas na região, formadas por metamorfismo de alta pressão e alta temperatura (ou pelo menos moderada).

Os metabasitos constituem rochas de granulação fina a muito fina, finamente foliadas, laminadas a bandadas, formadas por leitos verde-escuros de anfibólio, com pontos azulados (reliquias de glaucofânio), e leitos granoblásticos verdes-claros ricos em epidoto. Gradam para leitos silicosos de *metachert*, com os quais compõem seqüências com centímetros (< 5 cm) a metros de espessura (de 1 a 15 m), além de intercalações de xistos grafitosos muito deformados. Foram também identificados metatufos máficos azul-acinzentados finamente laminados, por vezes miloníticos, com intercalações de quartzo micaxistos miloníticos, de granulação média, que geralmente gradam, da base para o topo, para xistos mais finos e crenulados, em seqüências de 5 a 10 m de espessura.

Em direção à costa da ilha, em sua porção centro-norte, nota-se que gradativamente há um predomínio de rochas máficas laminadas de cor verde, que envolvem formas alongadas que, possivelmente, correspondem a leitos de *pillow* lavas muito deformadas, tal

qual descrito na praia de *Infernillo*, região de Pichilemu, Chile (Juliani *et al.*, em preparação). Nestas faixas de afloramentos foram observados lentes e fragmentos alongados que podem caracterizar uma transição de leitos de *pillow* lavas para leitos de *pillow breccias* e *lapilli* tufos. Em alguns locais também foram descritos fragmentos com formas muito sugestivas de vulcanoclastos deformados por intenso estiramento tectônico.

Quando os metabasitos adquirem estrutura xistosa eles podem constituir xistos verdes e xistos azuis. Os primeiros se caracterizam pela presença de porfiroblastos finos a médios de albita, ou simplesmente pela cor verde; já o segundo grupo se destaca pelas bandas cinza-azuladas ricas em anfibólio, com intercalações de leitos amarelo-esverdeados ricos em minerais do grupo do epidoto. Alguns xistos máficos de granulação grossa e de aspecto homogêneo, muito embora foliados, foram descritos como meta-gabros.

Outra variedade são os seixos de xistos, encontrados na porção costeira da ilha, constituídos por anfibólio fibrorradiado verde-azulado de granulação média a grossa, dispersos em matriz de coloração leitosa, composta por quartzo e plagioclásio.

O *metachert* ocorre predominantemente associado aos xistos azuis e xistos verdes. Pode constituir leitos esbranquiçados com poucos centímetros de espessura, ou mais espessos, róseos, em função da disseminação de finos cristais de granada; ou ainda formam massas maiores de cor marrom, que sugerem zonas de silicificação. Apresentam-se intensamente deformados, devido à forte crenulação dos metapelitos e metatufos máficos encaixantes, resultando em dobras complexas. Onde a transposição no plano axial da crenulação foi mais intensa formaram-se estruturas de “lápiz” de quartzo que se destacam das rochas em função do intemperismo físico que as afeta. Porfiroblastos euhédricos de magnetita, estilpnomelano, granada e anfibólio azul não são incomuns nos leitos *metacherts*. Delgados leitos quase monominerálicos de granada podem ocorrer intercalados no *metachert* mais puro, sem anfibólio, magnetita ou estilpnomelano.

Os quartzo micaxistos são em geral miloníticos, têm cor cinza a levemente róseos, com freqüentes veios de quartzo cisalhados associados. Podem ocorrer intensamente crenulados. Localmente possuem abundantes porfiroblastos de granada, por vezes rotacionados e zonados. Outra variedade de xistos muito freqüente são os xistos cloríticos com granada porfiroblástica com até 1 cm de diâmetro, intercalados com os quartzo micaxistos e metabasitos. Cristais prismáticos e disseminados de anfibólio podem ocorrer, em geral associados à clorita.

Foram também observadas meta-ultramáficas sob a forma de encraves em xistos verdes com leitos de *metachert* róseo (de 1 a 5 cm de espessura) associados. Estas rochas são geralmente actinolititos ou tremolititos cortados por vênulas tardias com fucshita, feldspato branco e anfibólio, ou veios pegmatóides ricos em quartzo. A presença destes

veios pode ter sido responsável pela geração dos actinolitos/tremolitos a partir de rochas ultramáficas pela silicificação em eventos metassomáticos.

A seguir estão descritos os litotipos observados no Porto Diego de Almagro, no Cabo Jorge, na Caleta Lazaro e arredores, e na porção centro-sul da Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz, cujas localizações estão no mapa geológico esquemático das **Figuras 6.7 e 6.8**.

6.1 Porto Diego de Almagro

O Porto Diego de Almagro foi a região mais amostrada da ilha, devido ao trabalho feito por Hervé *et al.* (1999a) acerca dos xistos azuis na região.

A seqüência de rochas inclui xistos azuis epidotizados, com leitos de albita e clorita concordantes com a S_n , e xistos verdes com anfibólio verde, clorita, epidoto e albita. Intercalados nesta seqüência ocorrem leitos de *metachert* com alguns centímetros de espessura, que podem ser róseos devido à presença de granada disseminada, além anfibólio azul e pirita abundante.

Na entrada do porto há um extenso afloramento de xistos azuis cinza-azulados muito foliados, localmente crenulados, intercalados com leitos marrom-esverdeados de *metachert* com centímetros de espessura (**Fig. 6.1A**), onde também foram observadas possíveis relíquias de *pillow* lavas nos metabasitos (**Fig. 6.1B**). O anfibólio azul dispõe-se na foliação milonítica S_n e também nos planos da crenulação, formando cristais que podem chegar a mais de 1,5 cm de comprimento. A lineação de estiramento mineral é definida claramente pelas lentes de quartzo paralelas a S_n , e, localmente, conformam estruturas do tipo *rods* que, juntamente com as foliações S/C, indicam transporte tectônico para norte.

O *metachert* apresenta-se muito deformado plasticamente, constituindo complexas dobras do acamamento contidas na foliação S_n . As dobras são muitas vezes irregulares, sugerindo que, pelo menos em parte elas podem ser adiatróficas, geradas por escorregamento de massa (**Fig. 6.1C**). Próximo a este local foi observada uma seqüência de rochas intensamente deformada, composta predominantemente por metatufos laminados com intercalações de leitos de *metachert*. As dobras são também irregulares, com padrões de “amarrotamento” (**Fig. 6.1D**), indicando formação por escorregamento de massa no ambiente deposicional, ou por escape de massa em função da compressão gerada pelo cisalhamento.

Em direção ao topo de algumas elevações os metatufos gradam para metapelitos com intercalações de *metachert*, e dobras mais regulares indicam geração num sistema de empurrão para leste. Dobras intrafoliais são comuns na foliação milonítica que, por sua vez, pode estar fortemente crenulada, com o desenvolvimento de uma foliação plano-axial S_{n+1} .

Ainda na entrada do porto, em sua porção norte, afloram granada anfibolitos cloritizados, com intercalação de bandas claras e escuras com até 15 cm de espessura. As

porções mais claras apresentam cristais de granada com até 1 cm de diâmetro, comumente substituídos parcialmente nas bordas por clorita e plagioclásio. As porções mais escuras são mais ricas em anfibólio e/ou piroxênio e apresentam cor verde-escuro e (**Fig. 6.1E**), localmente, verde-oliva. No topo desta seqüência a rocha se mostra intensamente foliada, com forte orientação dos cristais de anfibólio e diminui a proporção da granada. Próximo a este ponto foi coletada uma amostra de retroeclogito (amostra 217) num afloramento na base de uma encosta vertical.

Do fundo do porto em direção a entrada da baía afloram: (i) xistos azuis laminados com leitos de 0,5 m de espessura de xistos intercalados, com mica branca grossa, granada e anfibólio subordinado; (ii) granada anfibolitos, que constituem *boudins* com 5 a 6 m de comprimento por 1,5 m de espessura máxima hospedados em metabasitos fortemente foliados, de granulação fina e coloração verde-escura. São rochas de granulação grossa, com porfiroblastos de granada com até > 2 cm de diâmetro que, localmente, perfaz mais de 70% do volume da rocha; (iii) granada anfibolitos cloritizados associados a xistos verdes miloníticos com albita porfiroblástica. Em núcleos mais preservados pela foliação há uma gradativa redução do teor do plagioclásio e aumento do teor quartzo, sugerindo terem sido derivados de antigos eclogitos; (iii) relíquias de xistos azuis com granada fina, bandados e foliados, com leitos de 10 cm a 1 m espessura, que gradam para xistos verdes laminados, localmente miloníticos, ricos em porfiroblastos de albita (**Fig. 6.1F**), além de magnetita.

6.2 Cabo Jorge

O primeiro reporte de xistos azuis na ilha Diego de Almagro foi realizado por Forsythe (1981) na localidade do Cabo Jorge, extremo sul da ilha e, desde então, nenhuma outra amostragem havia sido feita nesta localidade, devido principalmente às condições do mar, com ondas muito altas.

Nos levantamentos feitos para o presente estudo observou-se no Cabo Jorge a predominância de metatufos laminados muito finos (**Fig. 6.2A**) e miloníticos (**Fig. 6.2B**), metamorfisados em fácies xisto verde e, subordinadamente, xisto azul. Nas partes mais altas da costa predominam metapelitos finos e siltitos, que puderam ser observados apenas em blocos caídos. Os xistos azuis têm cor cinza-azulada, com leitos e lentes ricas em minerais do grupo do epidoto, de cor verde-amarelado (**Fig. 6.2C**) e de metapelitos grafitosos e sulfetados, com pirita idioblástica, intercalados. Foram observadas texturas vulcanoclásticas associadas aos leitos onde ocorrem os níveis de *pillow* lavas deformados, além de leitos de *pillow-breccias*, *lapilli*-tufos, tufos bandados e laminados, ou ainda material *inter-pillow*, metamorfisados nas fácies xisto azul e xisto verde (**Figs. 6.2D e E**).

Mais raramente verificam-se xistos muscovíticos com granada e clorita, que ocorrem predominantemente como lascas tectônicas cisalhadas, intercaladas nos metatufos máficos

(Fig. 6.2F). Veios de glaucofânio e carbonato (Figs. 6.3A e B) são freqüentes nos metatufos, e algumas formas prismáticas nos carbonatos sugerem fortemente a existência de aragonita, ou de pseudomorfos de aragonita.

A intensidade da deformação é menor na ponta sul da ilha, onde o cisalhamento concentra-se em faixas com no máximo alguns metros de espessura de milonitos, com lentes de quartzo estirado.

6.3 Caleta Lazaro e Arredores

Os afloramentos estudados estão distribuídos entre a ponta sul da ZCSA até a entrada da baía do Porto Diego de Almagro.

Nesta parte da ilha afloram xistos verdes, por vezes constituindo leitos de rochas vulcanoclásticas, com cristais de anfibólio com granulação variando de 0,2 a 0,5 cm de comprimento e arranjos radiados ou orientados na foliação, com os quais se associam encraves ovalados de rochas meta-ultramáficas, e fragmentos angulosos de *metachert*. Podem também ocorrer veios brancos de pegmatito com 5 a 30 cm de espessura, além de vênulas de anfibólio, clorita, e fucshita.

Associados aos xistos verdes com porfiroblastos de albita foram observados xistos máficos de granulação grossa, designados em campo como possíveis meta-gabros. Seqüências de rochas finamente laminadas, constituídas por anfibólio e granada, com bandas ora escuras, ora mais claras, além de rochas mais escuras e relativamente densas, com anfibólio e minerais opacos também ocorrem nesta porção da ilha.

Um afloramento relevante desta área, o 236, é formado por blocos com estruturas de brecha, nos quais ocorrem fragmentos angulosos e fraturados de granada fels com aproximadamente 20 cm de diâmetro, envolvidos por clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos (Figs. 6.4A e B). O aspecto em campo dos fragmentos é de eclogito, mas os estudos petrográficos comparativos com os demais litotipos da ilha apontaram que: (i) nos fragmentos de granada fels não é possível a individualização de cristais de granada, não há distinção de núcleo, manto e borda de cristal. A rocha é composta quase que totalmente por granada intensamente fraturada, apatita média a grossa e relíquias arredondadas a ovaladas, por vezes com formas amebóides, de intercrescimentos kelifíticos fibrorradiados de epidoto e albita com aspecto turvo em seção delgada, além de rutilo, titanita, clorita e minerais opacos; (ii) a rocha que envolve os fragmentos é constituída por anfibólio marrom-alaranjado de granulação média a grossa, e pelos mesmos kelifitos de epidoto e albita, além de rutilo, titanita e minerais opacos; (iii) o contato entre os granada fels e a rocha hospedeira pode ser abrupto ou difuso e, neste caso, há uma série de fragmentos finos de granada, geralmente com intensa cloritização

nos interstícios e fraturas, além de kelifitos dispostos entre o granada fels e a matriz. As texturas da rocha sugerem grande percolação de fluidos.

Foram encontradas rochas semelhantes a essas em outras seis localidades da ilha: no afloramento 213, onde meta-gabros semelhantes à rocha que envolve os granada fels são comuns mas, sem, entretanto, haver granada ou fragmento da rocha muito rica em granada (**Fig. 6.4C**). Nos afloramentos 220 e 221 as rochas são muito semelhantes às do ponto 213, mas estão presentes cristais médios de granada, fraturados, dispersos na rocha com anfibólio marrom-alaranjado, com epidoto e albita intercrescidos. Diferentemente dos blocos vistos no afloramento 236, essas rochas, classificadas em campo como granada anfibolitos (**Fig. 6.4D**), estão *in situ*.

Ainda nesta faixa de afloramentos de rochas foram descritos outros três (244, 219 e 212), que correspondem a associações entre clorita-albita-epidoto-magnésiohornblenda xistos, (esse semelhante ao afloramento 213 e a rocha encaixante do granada fels), e epidotitos constituídos por intercrescimentos kelifíticos entre epidoto e albita, semelhantes aos observados nas rochas dos afloramentos 236, 220 e 221. Nestas associações ocorrem porções mais ricas em plagioclásio, as quais devem ter sido alteradas em epidotitos, que têm com a rocha mais máfica contato intrusivo ou de mistura de magmas, e nota-se também que essas seqüências de rochas encontram-se cortadas por abundantes vênulas de feldspato branco (**Figs. 6.5A e B**). Granada foi observada em algumas amostras de epidotito como relíquias de finos fragmentos em meio a porções cloritizadas. Os clorita-albita-epidoto-magnésiohornblenda xistos podem ser sutilmente a muito foliados, mas sem perder o aspecto homogêneo da rocha.

Os estudos petrográficos e geoquímicos mostram que estas rochas foram submetidas a alterações hidrotermais e a caracterização da gênese destes litotipos demanda de estudos de amostragens e geoquímicos de detalhe muito maior. Inicialmente levanta-se a hipótese de que a gênese destas rochas pode ser devida a mistura de magmas (*magma mingling*, ou desmisturas de magmas por descompressão, previamente ao metamorfismo), ou ainda, que a gênese dos granatitos (granada fels) pode estar relacionada ao metassomatismo na interação crosta oceânica/manto litosférico continental, em processo análogo à formação de rodingitos (Smith & Griffin, 2005). Entretanto, são hipóteses iniciais que demandam de um detalhamento muito maior.

Willner *et al.* (2004) descrevem na ZCSA a presença de gnaisses trondjemíticos constituídos por uma associação mineral retrometamórfica com epidoto e albita em intercrescimento kelifítico (devido ao hábito fibrorradiado), “*que por vezes se parecem com minerais opacos em seção delgada*”, além de clorita, apatita (com até 2 mm), quartzo, fengita e estilpnomelano. Estas rochas se associam a anfibolitos, também com matriz kelifítica e, em menor parte, a granada anfibolitos. Tais rochas assemelham-se à seqüência

de litotipos anteriormente descrita, exceto pela presença de fragmentos brechóides de granatitos em matriz anfibolítica. Segundo estes autores os gnaisses trondjemíticos teriam sido incorporados na zona de *mélange* durante o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz.

Entretanto, nos levantamentos feitos, tanto em campo como petrográficos, não foi confirmada a presença de ortognaisses na área, reforçando a necessidade de estudos mais detalhados para a definição da origem destas rochas.

6.4 Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz (ZCSA)

Na ZCSA ocorrem rochas finamente laminadas, dobradas e cisalhadas, identificadas como metatufos com leitos silicosos de *metachert* intercalados, onde também podem ocorrer intercalações de xistos grafitosos. Os metabasitos correspondem petrograficamente a albita-epidoto-hornblenda xistos com texturas semelhantes às dos xistos azuis bandados com epidoto, dos quais diferem-se apenas pelo anfibólio verde-escuro. A foliação na ZCSA orienta-se caracteristicamente na vertical, fato esse já reportado por Olivares *et al.* (2003).

São freqüentes também intercalações nas rochas máficas laminadas de granada-quartzo micaxistos cinza-claros a levemente rosados, com granada muito fina (< 1 mm) de cor rosa-alaranjada. Em alguns afloramentos predominam rochas foliadas, comumente miloníticas, de cor verde, com abundantes porfiroblastos de albita, em associação com *metachert* e xistos grafitosos. Próximo à costa foram identificadas nos metabasitos possíveis *pillow* lavas envoltas por xistos verdes porfiroblásticos.

A seqüência encontra-se intensamente deformada por dobras irregulares e a xistosidade prévia está fortemente transposta por cisalhamento bem pronunciado, onde são comuns veios quartzo estirados, lenticularizados e dobradas. Subordinadamente foram observados blocos de anfibolitos, que compõem rochas maciças com anfibólio de granulação fina a média, por vezes sob a forma de *boudins* em metatufos finos.

Ainda nesta localidade, Hervé & Fanning (2003) apontam a presença de possíveis granitos com granada, intensamente milonitizados, e de origem possivelmente anorogênica.

Figura 6.1: (A) Aspecto geral da foliação milonítica que proporcionou o retrometamorfismo dos xistos azuis para xistos verdes. Nota-se a intercalação de leitos azulados de xistos máficos e leitos de cor marrom-esverdeada, formados por metachert. (B) Possíveis relíquias de pillow lavas nos metabasitos da ilha de Diego de Almagro, destacados pelas linhas brancas. (C) Padrão irregular de crenulações em metachert. (D) Dobras com padrões de “amarrotamento” em zona intensamente deformada em extenso afloramento de xistos azuis, próximo à entrada do Porto Diego de Almagro, onde se notam as intercalações de meta tufo e metachert (MT = metatufo e MC = metachert). (E) Detalhe de granada anfibolito cloritizado, com leitos de coloração verde-escuro ricos em anfibólio e possivelmente relíquias de piroxênio, leitos esbranquiçados de plagioclásio, e leitos com granada porfiroblástica em meio à massa anfibolítica. (F) Xisto verde milonítico rico em porfiroblastos de albita.

Figura 6.2: (A) Meta tufo fino laminado em fácies xisto azul, com coloração cinza-azulada em típica ocorrência do Cabo Jorge. (B) Meta tufo fino milonítico com plagioclásio estirado na foliação S_n . (C) Passagem dos xistos azuis (leitos cinzas) para xistos verdes acompanhando a foliação S_n . (D) Aspecto do bandamento e da textura vulcanoclástica em lapilli-tufos, e tufos metamorfisados no Cabo Jorge. (E) Restos de pillow-lavas em leito de pillow-breccia, e tufos inter-pillow com coloração verde-amarelada, indicando o retrometamorfismo para xistos verdes, enquanto o núcleo da pillow, de coloração azul-acinzentado, se mostra mais preservado. (F) Contato tectônico entre metatufos máficos de cor cinza-azulado e metapelitos em cor cinza-claro. No retângulo vermelho está o martelo como escala da foto. MT = meta tufo, MP = metapelito.

Figura 6.3: (A) Veio de carbonato em xisto verde. (B) Veio de glaucofânio em xisto azul. Ambas as fotos foram tiradas no Cabo Jorge. A escala em (B) pode ser utilizada em (A).

Figura 6.4: (A) Aspecto do afloramento 236, com fragmento de granatitos (granada fels), formando blocos com estrutura de brecha com matriz anfibolítica (clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto). (B) Amostra de mão evidenciando o contato da matriz anfibolítica com parte do fragmento de granatito, no qual podem ser observadas vênulas ricas em clorita. (C) Amostra de mão da rocha do afloramento 213, clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto, com mineralogia e textura semelhantes à rocha encaixante da foto (B). (D) Amostra de mão do afloramento 220, na qual é possível observar a semelhança de sua matriz com a amostra apresentada em (C), e com a encaixante do granada fels em (B), e porfiroblastos de granada. Destaca-se que o granada anfibolito em (D) apresenta mais plagioclásio, enquanto que as amostras (C) e (B) têm matriz mais esverdeada pela presença de epidoto + albita que devem substituir o plagioclásio.

Figura 6.5: (A) e (B) Aspecto geral de afloramento visitado onde foram descritos petrograficamente clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos e epidotitos. Aparentemente os epidotitos correspondem às porções com cores mais claras, e notam-se muitas vênulas de feldspato (retângulo vermelho) que se conectam com essas porções.

6.5 Principais estruturas

As estruturas planares predominantes na ilha Diego de Almagro são as foliações S_{n-1} , S_n e S_{n+1} . A foliação S_{n-1} é observada em dobras intrafoliais, muito freqüentes nos xistos grafitosos (**Fig. 6.6A**) e quartzosos, e também ocorre nos demais litotipos da ilha. As dobras intrafoliais podem estar cortadas por falhas e por abundantes veios de quartzo.

A transposição causada pela milonitização que gerou a foliação S_n afetou todos os litotipos, mas é mais intensa em algumas faixas. A foliação S_n é finamente espaçada e é definida principalmente pela isorientação de anfibólio, epidoto, clorita e mica branca. A intensa transposição tornou o acamamento muitas vezes concordante com esta foliação e com o bandamento composicional da rocha (**Fig. 6.6B**). Durante esse cisalhamento houve, principalmente, o desenvolvimento dos xistos verdes com albita porfiroblástica e a epidotização e cloritização dos xistos azuis, resultando em bandamentos e intercalações entre ambos os litotipos. Zonas com milonitização mais intensa, mais tardias, são também comuns. Nestas zonas podem ser observados tectonitos do tipo L ou *rods* de quartzo paralelos a foliação (**Fig. 6.6C**), cuja geometria, juntamente com as foliações S/C, indicam desenvolvimento em eventos de empurrão ou de falhas inversas. Foram observadas dobras recumbentes associadas à S_n com flanco inverso rompido (**Fig. 6.6D**), desenvolvidas pelo cisalhamento que exumou as rochas de alta pressão. Estas dobras podem ocorrer cortadas pelas falhas inversas, gerando algumas dobras e estruturas S/C (**Fig. 6.6E**) que indicam transporte de massa aproximadamente no mesmo sentido observado nas zonas de empurrão. Em alguns pontos o estiramento dos veios de quartzo é sub-horizontal, sugerindo uma movimentação transcorrente mais tardia, onde foram observados indicadores cinemáticos tanto destrógiros, quanto sinistrógiros.

A foliação S_n apresenta direção geral NE–SW, com mergulhos entre 30 e 50° predominantemente para SE, e onde apresenta altos ângulos de mergulho, tende para a direção NW–SE, como observado na ZCSA.

As lineações de estiramento obtidas nos planos da foliação S_n mostram direções gerais N–S e E–W, com caimentos entre 30 e 50° graus. Os *rods* de quartzo em associação com os pares S/C apontam movimentação geral para norte, muito embora, localmente haja algumas falhas com indicação de transporte para leste.

A foliação S_{n+1} deforma a S_n e está associada a dobras abertas, e até mesmo em *chevron* (**Fig. 6.6F**) e gerou, localmente, uma intensa clivagem de crenulação plano-axial.

6.6 Mapa Geológico Esquemático

No mapa geológico (**Fig. 6.7**) elaborado neste trabalho pode ser observada a distribuição dos litotipos identificados na ilha Diego de Almagro e as principais estruturas tectônicas. Deve-se ressaltar que um maior detalhamento da geologia não foi o objetivo da pesquisa e a sua obtenção demandaria de um levantamento em campo muito mais prolongado. O mapa da localização dos afloramentos pode ser observado na **Figura 6.8**.

No mapa geológico (**Fig. 6.7**) foram definidas quatro unidades, todas pertencentes à seqüência metavulcanossedimentar, com base na predominância de alguns litotipos, além de uma área, destacada pela cor marrom, onde o litotipos estão fortemente transformados, não permitindo a caracterização dos protolitos. A distinção de algumas zonas de concentração dos litotipos foi também baseada nas caracterizações petrográficas, o que possibilitou, por exemplo, a separação dos xistos máficos nas unidades dos xistos azuis e dos albita-epidoto-hornblenda xistos, ou ainda a identificação de feições relacionadas à alterações hidrotermais, concentradas ao sul da Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz.

Na unidade destacada em amarelo, que abrange boa parte da ZCSA (Olivares *et al.*, 2003) e se estende um pouco mais a sul, concentram-se os xistos máficos correspondentes aos albita-epidoto-hornblenda xistos com intercalações de xistos micáceos e quartzosos, além de *metacherts*. Hervé & Fanning (2003) descrevem ainda granitos milonitizados nesta parte da ilha. Em seu extremo sul esta faixa delimita-se com a zona em marrom, na qual se concentram os blocos de brecha de granada fels e rochas associadas, descritas no Ítem 6.3, além de epidotitos, clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos e granada anfíbolitos. Estes litotipos apresentam características de possíveis e intensas alterações hidrotermais e estas rochas ocorrem, aparentemente, na continuidade da ZCSA.

Já a unidade em verde corresponde à área de concentração dos xistos verdes, granada anfíbolitos (incluindo a rocha eclogítica), *metacherts*, xistos grafitosos, micáceos e

quartzosos e relíquias de xistos azuis. Em sua porção oeste delimita-se com a unidade identificada pela cor azul, onde há predominância de xistos azuis laminados, tipicamente metatufos, e *metacherts*.

Figura 6.6: (A) Foliação S_{n-1} registrada em dobras intrafoliais no xisto grafitoso com veio de quartzo dobrado. (B) Ampla exposição de metabasitos em fácies xisto azul finamente foliados, onde se nota a foliação S_n paralela ao acamamento e bandamento composicional da sequência de metabasitos. (C) “Lápis” ou rods de quartzo paralelo à foliação S_n , localmente milonítica, em xisto grafitoso. (D) Detalhe de dobras intrafoliais recumbentes, com flanco inverso rompido, em zonas de empurrão associadas à exumação dos xistos azuis. (E) Falhas inversas e dobras associadas afetando a foliação S_n . (F) S_n deformada por dobras em chevron da S_{n+1} .

Figura 6.7: Mapa geológico esquemático da Ilha Diego de Almagro.

Figura 6.8: Mapa geológico da Ilha Diego de Almagro com a localização dos afloramentos estudados.

7 PETROGRAFIA

Foram feitos estudos petrográficos em 80 amostras da ilha de Diego de Almagro, principalmente de metabasitos da fácies xisto azul e epidoto anfibolito, e suas variedades retrometamorfisadas. Também foram descritos granada anfibolitos, incluindo neste grupo a rocha eclogítica, *metacherts*, epidotitos, granada fels, clorita-albita-epidoto-magnesiornblenda xistos e alguns xistos micáceos e xistos cloríticos com granada.

As associações minerais foram todas definidas, assim como as relações texturais dos minerais, nas quais foram também caracterizados os tipos de contato, as paragêneses, as inclusões, seus hábitos e distribuição dentro do mineral hospedeiro, visando, sobretudo, compreender as possíveis reações de formação de minerais ocorridas com a variação do grau metamórfico, para a aplicação dos cálculos termobarométricos. Neste estudo foram sempre considerados os domínios microestruturais, os tipos de foliações metamórficas e os bandamentos composicionais.

Seis grupos, a seguir descritos, foram definidos segundo as semelhanças mineralógicas e/ou texturais dos litotipos. Nestes grupos são também apresentadas as variações causadas pela evolução metamórfica/retrometamórfica, pela proporção mineralógica, intensidade das deformações e tipos de estruturas. São eles: 1) xistos máficos, 2) granada anfibolitos, 3) anfibólio-granada-quartzo-albita-fengita-clorita xistos e granada-quartzo micaxistos, 4) coticulitos, 5) rochas com alterações hidrotermais superimpostas, 6) anfibolitos, e 7) rochas meta-ultramáficas.

As fotos macroscópicas apresentadas neste capítulo estão disponíveis no Anexo II nas Pranchas 1 e 2 – Fotos Macroscópicas.

Neste capítulo, as abreviações utilizadas para a representação dos minerais metamórficos são as indicadas por Kretz (1983) e Spear (1995).

7.1 Xistos Máficos

Este grupo concentra a maior parte dos xistos máficos descritos na ilha Diego de Almagro, dentre eles os xistos azuis, albita-epidoto-hornblenda xistos e xistos azuis transicionais. São caracterizados pela presença de anfibólio e epidoto concentrados em lâminas ou bandas com textura grano-nematoblástica, com clorita, mica branca e porfiroblastos de albita associados. As rochas diferem entre si, ou nas bandas, pela composição do anfibólio, que varia entre sódico, sódico-cálcico e cálcico, e pelo grau de cloritização, fatores tais, pelo menos em parte, vinculados à evolução do retrometamorfismo de xistos azuis.

7.1.1 Descrição macroscópica

Em amostras de mão estas rochas apresentam-se em geral com cor azul-acinzentada nos xistos azuis, que tendem a esverdeadas quanto mais se aproximam das variedades transicionais. A foliação é bem definida pelos cristais de anfibólio e mica branca, na qual leitos de epidoto e clorita conferem a coloração esverdeada a estes litotipos. Pode-se dizer que em maior parte, nos xistos azuis e variedades transicionais, a foliação confere aspecto laminado à rocha, mas em alguns litotipos a foliação é tipicamente milonítica. Outra feição muito comum nestes xistos são os porfiroblastos arredondados de albita com granulação fina a grossa.

De modo geral a granulação é fina, com algumas variedades de granulação muito fina, nas quais se torna difícil a identificação de minerais e a distinção entre as variedades petrográficas, já que podem apresentar cores que variam entre azul-acinzentado, verde-acinzentado, ou cinza-azulado e cinza-esverdeado. É comum nestas rochas a presença de sulfetos, dentre os quais mais comumente identifica-se a pirita.

Os xistos máficos foram divididos em xistos azuis (epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico, epidoto-glaucofânio xisto bandado e epidoto-glaucofânio xisto), albita-epidoto-hornblenda xistos e xistos azuis transicionais (**Prancha 1 – Fotos macroscópicas 1 a 5**).

7.1.2 Descrição microscópica

As rochas desse grupo são constituídas por anfibólio (30–50%), epidoto + clinozoisita (15–40%), mica branca (0–15%), clorita (10–25%), albita (10–15%), titanita (10–15%), quartzo (<7%), granada (até 5%), rutilo + ilmenita (<5%).

São rochas foliadas, com marcante orientação de cristais idioblásticos a subidioblásticos de anfibólio, epidoto, e mica branca concentrados em leitos lépido-grano-nematoblásticos, que se intercalam com leitos grano-lepidoblásticos ricos em albita e clorita. Leitos grano-lepidoblásticos de titanita + clorita $\pm$ albita $\pm$ epidoto $\pm$ rutilo $\pm$ ilmenita são também comuns. Granada pode estar presente nos xistos azuis, e assim como a albita nos xistos verdes, podem formar porfiroblastos.

A foliação S_n é caracterizada pela isorientação de cristais subidioblásticos de anfibólio, epidoto, clorita, e mica branca e está comumente deformada pela crenulação, ou está dobrada suavemente (**Figs. 7.1A e B**). Em alguns xistos azuis a foliação S_{n-1} pode ser observada nas dobras intrafoliais e nota-se que as fases minerais constituintes da S_{n-1} são semelhantes às da foliação S_n , incluindo glaucofânio, epidoto, mica branca, em parte substituídos por clorita tardia.

Uma feição comum nos xistos máficos é a presença de leitos cloritizados concordantes com a foliação S_n , na qual se iniciou e desenvolveu o retrometamorfismo destes litotipos. Neste contexto a clorita tem pleocroísmo verde característico e envolve cristais xenoblásticos de albita, parcialmente arredondados por dissolução, sempre em contatos serrilhados (**Figs. 7.1C e D**), junto aos quais também podem ser vistos relíquias de cristais de anfibólio azul.

Vênulas sub-milimétricas discordantes ou concordantes com o bandamento principal da rocha, formadas por quartzo, albita, minerais do grupo do epidoto, clorita e estilpnomelano são freqüentes nas rochas deste grupo, assim como veios de quartzo recristalizados, com extinção ondulante e lamelas de deformação.

Figura 7.1: Estrutura e textura geral de xistos máficos. (A) e (B) Foliação S_n crenulada em xisto azul transicional, onde se notam algumas relíquias de glaucofânio nas porções azuladas. (C) e (D): Xisto azul transicional com leito grano-lepidoblástico constituído por albita e clorita tardias, em intercalação com leitos grano-nematoblásticos de anfibólio verde-azulado + epidoto. As fotomicrografias em (A) e (C) foram obtidas sem analisador. As fotomicrografias em (B) e (D) foram obtidas com analisador inserido.

7.1.3 Xistos azuis

A associação mineral típica dos xistos azuis em estudo é dada por anfibólio sódico + mica branca + epidoto + clinozoisita $\pm$ clorita $\pm$ granada $\pm$ titanita $\pm$ rutilo $\pm$ quartzo $\pm$ albita $\pm$ ilmenita, observada tanto no domínio microestrutural da S_{n-1} como da S_n (**Figs. 7.2A a D**).

O anfibólio sódico é representado pelo glaucofânio, com fórmula pleocróica $X =$ incolor a amarelo-pálido, $Y =$ azul-lavanda e $Z =$ azul a azul-esverdeado e ângulos $Z^\wedge C$ variando entre 10 e 14°. Os cristais são geralmente prismáticos, idioblásticos a subidioblásticos, tem granulação fina, entre 0,1 a 0,5 mm, e por vezes tendem a hábito fibroso. Os cristais são comumente zonados e suas bordas apresentam coloração verde-azulada típica de anfibólios sódicos-cálcicos (**Figs. 7.2E e F**).

Mica branca e epidoto são duas fases minerais típicas dos xistos azuis em estudo, ocorrendo em paragênese com o anfibólio sódico em contatos retilíneos. Os cristais de mica são idioblásticos a subidioblásticos, apresentam granulação variando entre 0,01 a 0,35 mm e formam também, freqüentemente, intercrescimento com o anfibólio. Os minerais do grupo do epidoto estão representados pelo epidoto e pela clinozoisita. Formam de cristais idioblásticos a xenoblásticos, com granulação que varia entre 0,05 e 0,5 mm e mostram zonamento óptico, com núcleos mais pleocróicos de coloração amarelada. Observam-se comumente texturas de aglutinação de microcristais (0,01 mm), resultando em grãos grossos com extinção ondulante e hábito granular. Concentram-se freqüentemente em lentes glomeroblásticas com até 1,2 mm de comprimento e 0,3 mm de espessura, estiradas na foliação S_n . Microporfiroblastos (0,5 mm) de epidoto também podem ocorrer na matriz destas rochas.

A clorita ocorre associada às fases minerais de alta pressão, constituindo cristais com formas subidioblásticas com granulação entre 0,1 e 0,5 mm, em contato retilíneo com anfibólio, mica branca e epidoto. A clorita frequentemente forma leitos monominerálicos, leitos biminerálicos com albita, ou ainda “porções” arredondadas em associação com albita, textura estas que sugerem ser derivadas da substituição completa de cristais de granada, ou de uma associação com granada, glaucofânio e mica branca (**Figs. 7.3A a D**). A clorita também se concentra em sombras de pressão de cristais mais grossos de epidoto + clinozoisita ou envolve e substitui cristais de granada (**Figs. 7.3E e F**).

Rutilo e titanita ocorrem disseminados na matriz sob a forma de cristais subidioblásticos a xenoblásticos granulosos e granulação variando entre 0,03 e 0,1 mm. Ambas as fases ocorrem associadas às foliações S_n e S_{n-1} , mas há xistos azuis que não possuem rutilo, apenas titanita, ou ainda a titanita ocorre manteando os cristais de rutilo, confirmado por análises em MEV. Trilhas de titanita são freqüentes e balizam os leitos

cloritizados. A ilmenita, quando presente, tem hábito xenomórfico e freqüentemente associa-se à clorita e albita tardias.

Figura 7.2: Tipos de foliações em xistos azuis e minerais típicos. (A) e (B): Associação mineral composta por glaucofânio-mica branca-epidoto, rutilo manteado por titanita, titanita, e clorita subordinada, no domínio microestrutural da foliação S_n , em epidoto-glaucofânio xisto. (C) e (D): Associação mineral composta por glaucofânio-epidoto-rutilo-mica branca (subordinada)-albита no domínio microestrutural preservado da foliação S_{n-1} em dobras intrafoliais. Como indicado pelas setas vermelhas houve geração de clorita e albита tardias tanto na S_n quanto na S_{n-1} . Ainda assim é possível observar as relíquias de glaucofânio nas dobras intrafoliais, apesar da intensa cloritização tardia ocorrida neste leito. (E) e (F): Cristal azul de anfíbólio-sódico com bordas esverdeadas típicas de anfíbólios sódicos-cálcicos em epidoto-glaucofânio xisto. As fotomicrografias em (A), (C) e (E) foram obtidas sem analisador. As fotomicrografias em (B), (D) e (F) foram obtidas com analisador inserido.

Figura 7.3: Associações minerais em xistos azuis. (A) e (B): Variedade mais retrometamorfisada de epidoto-glaucofânio xisto (sem granada) com leito grano-lepidoblástico de clorita e albita associadas, no domínio microestrutural da foliação S_n , em que se nota a desestabilidade da paragénese de mais alta pressão: cristais reliquiais de glaucofânio e epidoto como inclusões em albita e clorita, que mantém entre elas contato serrilhado. (C) e (D): Clorita e albita parecem substituir um porfiroblasto (possivelmente granada) e minerais a ele associados (p.ex. glaucofânio), em xisto azul transicional para xisto verde. (E) e (F): Clorita pseudomórfica substituindo granada em epidoto-glaucofânio xisto cloritizado. Notar em F o euhedrismo preservado do cristal de granada, e leito granoblástico de quartzo associado com extinção ondulante no domínio microestrutural da foliação S_n . As fotomicrografias em (A), (C) e (E) foram obtidas sem analisador. As fotomicrografias em (B), (D) e (F) foram obtidas com analisador inserido.

O plagioclásio pode formar porfiroblastos de hábito arredondado (em torno de 1,5 mm); cristais xenoblásticos associados com clorita, ou ainda, pode ocorrer de maneira subordinada na rocha nos interstícios de anfibólio sódico, mica branca, epidoto e granada (com até 0,05 mm). Algumas variedades de xistos azuis apresentam agregados de cristais xenoblásticos em contato suturado. Não foram observadas geminações polissintéticas, impossibilitando a definição dos teores de anortita pelo método de Michel-Levy. Entretanto, o relevo dos cristais é negativo em relação ao bálsamo do Canadá e as figuras de interferência mostram biaxialidade positiva típica de albita, o que foi confirmado pelas análises em MEV e MSE.

O quartzo ocorre como cristais xenoblásticos com granulação entre 0,01 a 0,5 mm e associa-se aos interstícios entre os demais minerais nos xistos azuis e xistos azuis transicionais. Também formam aglomerados de cristais lenticularizados ou ainda associa-se com albita, em contatos suturados, com extinção ondulante ou lamelas de deformação.

A granada é em maior parte porfiroblástica nos xistos azuis e apresenta cristais com 0,5 a 3 mm, fraturados e substituídos por clorita em suas bordas e fraturas, além de albita e quartzo nas bordas. Os cristais são ricos em inclusões muito finas de minerais do grupo do epidoto e titanita. Sua relação temporal com os domínios microestruturais sugere cristalização tanto pré- a sin-cinemática quanto sin- a tardi-cinemática em relação à S_n .

A partir das características texturais, foram descritas três variedades de xistos azuis: epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico, epidoto-glaucofânio xisto bandado e epidoto-glaucofânio xisto.

(a) Epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico

Esses xistos azuis são caracterizados pela presença de porfiroblastos arredondados de albita de granulação média a grossa, sin- a tardi-cinemáticos à S_n , e ricos em inclusões muito finas de glaucofânio e minerais do grupo do epidoto. A albita apresenta forma arredondada, terminações algo lenticulares e origem associada à desestabilidade do anfibólio sódico. Nota-se no interior dos porfiroblastos que a foliação interna S_i é concordante com a foliação externa S_e , e, próximo às bordas de alguns cristais, é possível identificar que as ondulações na foliação milonítica estão registradas nas trilhas de inclusões nas porções tardi-cinemáticas dos porfiroblastos (**Figs. 7.4 A e B**).

Em alguns porfiroblastos é possível identificar que sua cristalização deu-se acretivamente, com a aglutinação de porfiroblastos mais finos, durante o desenvolvimento da foliação S_n . Assinala-se ainda que a granulação reduzida das inclusões (p.ex. glaucofânio) está possivelmente associada ao consumo das mesmas para a geração de albita. A albita pode constituir juntamente com mica branca, clorita e epidoto de granulação

muito fina sombras de pressão assimétricas em microporfiroblastos médios de epidoto, nas porções em que a foliação S_n torna-se mais evidentemente milonítica.

Numa das variedades desses litotipos foi possível observar a transição do domínio rico em porfiroblastos de albita para o domínio em que não há porfiroblastos, ocorrendo apenas a intercalação de leitos bimineralicos de anfibólio azul e epidoto com leitos monomineralicos de quartzo que define estruturas do tipo *ribbon* (**Figs. 7.4A e B**). Estes leitos podem apresentar microporfiroblastos subidioblásticos de granada, além de mica branca associada, e correspondem às intercalações milimétricas de *metachert* com glaucofânio nos xistos azuis.

(b) Epidoto-glaucofânio xisto bandado

São xistos azuis ricos em minerais do grupo do epidoto, geralmente em torno de 30%, concentrados em bandas glomeroblásticas, em maior parte monomineralicas, com bandas nematoblásticas intercaladas, constituídas por anfibólio azul-lavanda, e bandas bimineralicas de albita e clorita, com típicas texturas de desestabilidade do anfibólio sódico (**Figs. 7.4C e D**). As bandas ricas em epidoto podem apresentar relíquias de anfibólio azul-lavanda, mica branca, clorita e albita. Os leitos constituídos por epidoto são usualmente granoblásticos mas, quando tem anfibólio associado adquirem textura essencialmente nematoblástica, em que está presente também a clinozoisita, além do epidoto, o que pode indicar variação composicional entre os leitos.

Quando presentes, os porfiroblastos médios de granada se mostram sin-cinemáticos em relação à S_n , nos quais $S_i = S_e$, e apresentam as suas bordas substituídas por clorita e albita, com quartzo associado, estes em contatos irregulares e extinção ondulante (**Figs. 7.4E e F**).

A foliação S_n pode se apresentar crenulada e ondulada, com dobras abertas e suaves.

(c) Epidoto-glaucofânio xisto

Apesar da abundância em minerais do grupo do epidoto (em torno de 25%) as rochas desse grupo não apresentam o característico padrão de bandamento observados nas rochas do grupo anterior. O epidoto ocorre como cristais isolados associados com glaucofânio e mica branca (**Fig. 7.2A**) ou como glomeroblastos lenticularizados concordantes com a foliação S_n , com até 2 mm de comprimento e 0,3 mm de espessura.

O epidoto e a clinozoisita encontram-se predominantemente como cristais subidioblásticos associados ao anfibólio azul-lavanda, mica branca, clorita e titanita,

usualmente em contato retilíneo. São freqüentes as inclusões de anfibólio em epidoto e de epidoto em anfibólio.

Figura 7.4: Estruturas e texturas em epidoto-glaucofânio xistos porfiroblásticos e bandados. (A) e (B): Textura geral em epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico. Detalhe para porfiroblastos sin-cinemáticos de albita estirados na foliação S_n e a transição para leito de metachert com glaucofânio e ribbons de quartzo. (C): Bandas nematoblásticos e granoblásticos de glaucofânio e epidoto em epidoto-glaucofânio xisto bandado, onde se nota uma discreta formação da associação tardia entre albita e clorita, localizada entre as duas bandas principais (porção superior da foto). (D): Bandas grano-lepidoblásticas de albita + clorita intercaladas com bandas nemato-granoblásticas de epidoto + glaucofânio, em epidoto-glaucofânio xisto bandado. (E) e (F): Cristal sin- tardi-cinemático de granada com $S_1=S_0$, substituído por clorita e quartzo nas bordas. Albita tardia está associada à clorita conformando bandas grano-lepidoblásticas com relíquias de glaucofânio. As fotomicrografias (A), (C), (D) e (E) foram obtidas sem analisador. As fotomicrografias (B) e (F) foram obtidas com analisador inserido.

Porfiroblastos finos de granada podem também estar presentes (< 5%). Estes encontram-se fraturados e cloritizados, por vezes totalmente, resultando em pseudomorfos de cristais euhédricos tardi- a pós-cinemáticos (**Fig. 7.3E**), ou anhédricos sin-cinemáticos relativamente à foliação S_n . Inclusões de glaucofânio (< 30 μ) em granada foram identificadas em microscópio eletrônico de varredura. Pares S/C definidos pela orientação de cristais de epidoto + mica branca + glaucofânio são comuns.

7.1.4 Albíta-epidoto-hornblenda xistos

Este grupo é composto por litotipos com texturas semelhantes às descritas nos xistos azuis (epidoto-glaucofânio xisto bandado e epidoto-glaucofânio xisto) com a associação de epidoto e anfibólio em textura grano-nematoblástica. Entretanto, são caracterizados pela presença de hornblenda, epidoto, clinozoisita, titanita, quartzo, albíta, $\pm$ clorita $\pm$ mica branca $\pm$ biotita. Em algumas variedades a mica branca pode ocorrer com granulação relativamente mais grossa (0,5 a 1 mm), em textura milonítica, definindo “fitas” de mica branca $\pm$ clorita ao longo da foliação S_n com até 3 mm de comprimento.

Apresentam epidoto subidioblástico associado aos cristais de anfibólio, clorita, e albíta, ou ainda caracterizam-se pela presença de bandas glomeroblásticas de epidoto intercaladas com bandas nemotoblásticas de anfibólio (**Figs. 7.5A a C**).

Em alguns litotipos a foliação S_{n-1} forma dobras intrafoliais na S_n e arcos poligonais, estes observados nos cristais relativamente mais finos de anfibólio (0,5 mm), em litotipos com cristais de anfibólio com até 2 mm de comprimento.

Estes xistos se diferenciam dos xistos azuis principalmente pela composição do anfibólio. O anfibólio típico é a hornblenda, com fórmula pleocróica X = amarelo-pálido, Y = verde-escuro a verde-oliva e Z = verde-escuro a verde-azulado, ângulo $Z^\wedge C$ entre 16 e 25°, e granulação entre 0,5 e 1,9 mm. Algumas variedades apresentam cristais de anfibólio zonados, principalmente nos leitos cloritizados, com bordas incolores a verdes-claras de actinolita. Foram descritas inclusões muito finas de anfibólio azul em epidoto.

O rutilo ocorre na matriz destas rochas como cristais subidioblásticos (0,1 mm), associados e, por vezes manteado por titanita. Inclusões ultra-finas (~ 0,001 mm) de rutilo límpido foram observadas em anfibólio. A titanita está disseminada pela matriz e cristais esqueléticos, com até 0,6 mm, e podem ser observados associadas à clorita e mica branca.

Em algumas variedades bandadas ocorrem leitos com cristais de anfibólio em textura fibrorradiada e granulação mais grossa, em torno de 2 mm, cristalizados após as deformações. As rochas apresentam ainda finos cristais de biotita intercrescidos com minerais opacos. Raros pseudomorfos, possivelmente de granada idioblástica, foram

observados em alguns litotipos deste grupo, sendo constituídos por clorita verde e trilhas de titanita.

7.1.5 Xistos azuis transicionais

Estes xistos são aqui caracterizados como transicionais entre os xistos azuis e os xistos verdes por apresentarem cristais de anfibólios com características de anfibólios sódicos-cálcicos (winchita e barroisita) e cálcicos, entre eles actinolita e hornblenda. São comuns nestes litotipos bandas bimineralicas compostas por clorita e albita, em textura típica da desestabilidade inicial dos minerais dos xistos azuis (**Fig. 7.1C**).

As texturas são semelhantes às observadas nas variedades mais finas de xistos azuis (granulação em torno de 0,1 mm), apresentam textura nemato-granoblástica nos leitos bimineralicos de anfibólio e epidoto e leitos lepidoblásticos de clorita, além de albita intersticial xenoblástica, quartzo, titanita e mica branca (**Fig. 7.5D**). Entretanto, estas rochas diferem das do grupo anterior pela granulação mais fina e pelo anfibólio com fórmula pleocróica $X = \text{amarelo-pálido}$, $Y = \text{verde-azulado}$, $Z = \text{verde-claro azulado}$, e ângulos $Z^\wedge C$ entre 18 e 21°, que corresponde a anfibólios sódicos-cálcicos e variedades mais sódicas de hornblenda. O anfibólio usualmente está intercrescido ou tem suas bordas substituídas por actinolita fibrosa verde-amarelada (em Z). Também podem ocorrer relíquias de anfibólio azul-lavanda inclusas em epidoto.

O epidoto ocorre como agregados arredondados, com até 0,5 mm, formado por grãos menores, zonados e em descontinuidade óptica. Em sombra de pressão na S_n podem apresentar anfibólio, quartzo e albita cristalizados.

A clorita é muito fina (0,1 mm) e geralmente preenche interstícios entre os grãos de outros minerais, ou ainda concentra-se em leitos, crenulados ou não, com até 1,5 mm de espessura. De modo geral a clorita é rica em inclusões ultra-finas de titanita e minerais do grupo do epidoto.

A mica branca também forma cristais muito finos (entre 0,05 e 0,1 mm) e está associada ao anfibólio e à albita, forma leitos monomineralicos, ou ainda concentra-se nas sombras de pressão do epidoto.

A albita constitui cristais xenoblásticos finos distribuídos nos interstícios entre anfibólio e epidoto.

Não foram encontrados xistos verdes típicos, em que o anfibólio corresponde apenas a actinolita em associação com epidoto, clorita e albita. Alguns xistos azuis tipicamente retrometamorfisados têm texturas análogas às apresentadas para este conjunto de rochas. Estes litotipos podem estar intensamente cloritizados, predominantemente ao longo da S_n , onde também se formaram leitos granoblásticos de epidoto. Nestes domínios

retrometamórficos a barroisita e a hornblenda restam como relíquias em meio à massa clorítica.

Figura 7.5: Estruturas e texturas em albita-epidoto-hornblenda xistos e xistos azuis transicionais. (A): Textura geral nemato-granoblástica em albita-epidoto hornblenda xisto. Notar banda bimineralica tardia de albita + clorita em banda onde a deformação é mais intensa. É possível identificar a continuidade do epidoto deformado com a foliação S_n . Estilpnomelano marrom-alaranjado tardio também pode ser visto. (B) e (C): Variedades mais grossas de albita-epidoto-hornblenda xisto com bandamento definido por anfibólio, epidoto e plagioclásio subordinado. (D): Textura geral em xisto azul transicional, em que ocorre anfibólio azul-esverdeado com terminações fibrosas verdes, além de clorita, albita, e epidoto associados. As fotomicrografias em (A), (B), (C) e (D) foram obtidas sem analisador.

7.1.6 Paragêneses Minerais

Apesar da separação dos xistos máficos nos grupos acima descritos, é possível caracterizar as assembléias e paragêneses minerais de forma conjunta, visto que as variações entre os grupos são basicamente composicionais e representam, pelo menos em parte, os estágios de retrometamorfismo de xistos azuis. Entretanto, deve ser considerado que os albita-epidoto-hornblenda xistos podem ser produto da descompressão e aquecimento de xistos azuis ou ainda resultarem do retrometamorfismo de rochas das fácies eclogito e/ou anfibolito, reequilibradas inicialmente na fácies epidoto-anfibolito, e num

estágio posterior na fácies xisto verde, como sugerido pelas bordas de actinolita nos cristais de hornblenda.

Diferentemente dos albíta-epidoto-hornblenda xistos, os xistos azuis transicionais claramente são produto do retrometamorfismo de xistos azuis, que podem, tanto ter evoluído metamórficamente para albíta-epidoto-hornblenda xistos ou para xistos verdes, como indicado pelas bordas de actinolita fibrosa presente nos anfibólios sódicos-cálcicos e na hornblenda.

À parte das possibilidades de evoluções retrometamórficas, a associação característica da fácies xisto azul é dada por glaucofânio + mica branca + epidoto + quartzo + titanita $\pm$ rutilo $\pm$ granada $\pm$ clorita $\pm$ albíta.

As relações texturais indicam paragêneses entre anfibólio sódico, mica branca e epidoto nos domínios microestruturais da S_{n-1} e S_n , nos quais os minerais estão em contatos retilíneos. Associações bimineralicas entre mica branca e epidoto, mica branca e anfibólio, ou ainda entre anfibólio e epidoto são comuns, principalmente a última delas, onde os minerais podem ocorrer inclusos um no outro. A clorita está associada à paragênese de mais alta pressão, quando ocorre em contato lateral e retilíneo com anfibólio, epidoto e mica branca, neste caso sob a forma de cristais individualizados. Os porfiroblastos de granada são predominantemente sin- a tardi-cinemáticos à S_n , mas alguns cristais se mostram tardi- a pós-cinemáticos. A granada está alterada por clorita tardia na bordas e fraturas dos cristais, e apresentam quartzo e albíta recristalizados em suas bordas. Micro-inclusões de anfibólio sódico e epidoto podem ser observadas nestes porfiroblastos em imagens de MEV. Em outras amostras a granada foi substituída por clorita e albíta, sugerindo uma associação prévia com glaucofânio nas bordas ou incluso, para a geração da albíta.

As paragêneses retrometamórficas observadas nos xistos azuis e xistos azuis transicionais ocorrem na S_n sob a forma de leitos bimineralicos de albíta e clorita $\pm$ titanita $\pm$ ilmenita, além da presença de actinolita como grãos isolados, ou ainda as próprias bordas de anfibólios sódicos-cálcicos nos anfibólios sódicos. Em algumas variedades nota-se que a cloritização afetou os domínios micro-estruturais da S_n e as dobras intra-foliais da S_{n-1} . Núcleos de rutilo manteados por titanita, titanita sob a forma de finos grãos alinhados em trilhas, ilmenita inclusa em albíta ou associada aos leitos cloritizados são também associações retrometamórficas típicas. As paragêneses anfibólio + clorita + albíta, clorita + albíta + quartzo + epidoto + titanita, e albíta + ilmenita + quartzo podem estar relacionadas às seguintes reações (Maruyama *et al.*, 1986; Shau *et al.*, 1991):

A associação retrometamórfica clorita + albita pode ocorrer em três arranjos texturais: (a) clorita manteendo a albita, sempre com contatos serrilhados, textura essa típica dos metabasitos, ocorrendo tanto em porções localizadas da matriz como em leitos bimineralícos (**Fig. 7.1C** e **Fig. 7.3A**); (b) pseudomorfos de porfiroblastos de granada formados por albita + clorita (**Fig. 7.3C**); (c) albita com cristalização aparentemente condicionado pela clivagem da clorita, mais rara. Parte dessas texturas pode ser consequência das seguintes reações (Shau *et al.*, 1991):

7.2 Granada Anfibolitos

Este grupo concentra os litotipos constituídos essencialmente por granada porfiroblástica fina a grossa, anfibólio, mica branca, albita, clorita, titanita, rutilo e, eventualmente, clinopiroxênio. As rochas apresentam estrutura maciça, por vezes bandada, e são sutilmente foliadas, mas algumas variedades são bem foliadas, com mica branca e/ou clorita definindo a xistosidade. Neste grupo inclui-se uma amostra com clinopiroxênio onfacítico preservado, classificada como “rocha eclogítica”.

A nomenclatura granada anfibolito é aqui utilizada para identificar as amostras de rocha que, mesmo com ausência de piroxênio ou piroxênio onfacítico, apresentam, dentro do contexto das rochas em estudo, grande possibilidade de corresponderem a retro-eclogitos. A mineralogia característica formada é dada por granada e anfibólio essenciais e mica branca, epidoto, piroxênio e plagioclásio sódico subordinados, além de outras fases minerais acessórias.

7.2.1 Descrição macroscópica

Os litotipos deste grupo constituem seqüências de rochas bandadas e foliadas, em geral cloritizadas, ou ainda sob a forma de blocos associados aos xistos máficos. Caracterizam-se pela presença de porfiroblastos de granada disseminados numa matriz anfibolítica de cor verde.

As amostras de mão caracterizam-se pelos porfiroblastos de granada com granulação que varia de fina, (quando conferem à rocha coloração rosada devido ao agrupamento de finos cristais), a grossa, (quando se destacam como cristais

subidioblásticos, fraturados, com preenchimento das fraturas por clorita, e alteração nas bordas por plagioclásio e quartzo). Algumas amostras apresentam coloração verde-escura e vermelha, resultado da associação entre hornblenda e granada (**Prancha 1 – Foto macroscópica 6**). A rocha eclogítica caracteriza-se por uma estrutura bandada, com alternância de leitos milimétricos de cor verde-oliva com piroxênio sódico, com outros de granada vermelha fina e anfibólio verde (**Prancha 2 – Foto macroscópica 7**). Outras variedades podem apresentar leitos monominerálicos de granada, e porfiroblastos finos dispersos na matriz anfibolítica verde-escura, ou ainda, estrutura relativamente xistosa definida localmente pelo arranjo da mica branca (**Prancha 2 – Foto macroscópica 8**).

7.2.2 Descrição microscópica

As rochas deste grupo são constituídas por anfibólio (20–50%), granada (10–30%), minerais do grupo do epidoto (5–15%), albita (5–15%), clorita (10–15%), titanita (5–10%), quartzo (até 10%), mica branca (5–15%), clinopiroxênio (até 7%), rutilo (até 5%), minerais opacos (<5%), entre eles ilmenita, além de apatita (<5%) e zircão (<5%).

Nos granada anfibolitos a estrutura pode ser maciça, sutilmente foliada, ou até mesmo foliada, como na rocha eclogítica, no qual há isorientação de piroxênio, anfibólio, titanita, epidoto e mica branca muito finos, que se intercalam com bandas ricas em granada, anfibólio e albita (**Fig. 7.6**), ou ainda com bandas tipicamente porfiroblásticas (**Fig. 7.7**).

Quando relativamente ricos em mica branca e clorita, estes litotipos apresentam xistosidade definida pelas associações bimineralicas de mica branca + clorita, mica branca + anfibólio, e clorita + anfibólio (**Fig. 7.8A**). A textura é lépido-nematoblástica porfiroblástica, e os porfiroblastos de granada estão envoltos e em parte substituídos por clorita verde, com mica branca e anfibólio verde associados. Nestas rochas os porfiroblastos de granada também apresentam zonamento óptico de crescimento e composicional, nos quais se notam núcleos com trilhas de inclusões discordantes da foliação externa, seguidos de região manto–borda sem inclusões, e bordas sin- a tardi-cinemáticas com inclusões de rutilo (**Fig. 7.8B**). Os cristais de granada possuem núcleos rosas a vermelhos e bordas mais claras a pálidas (**Fig. 7.8B**), o que as diferem dos cristais de granada dos granada-quartzo micaxistos descritos adiante no Ítem 7.3.

Nas associações entre mica branca, anfibólio e clorita, o anfibólio tardio apresenta hábito fibroso e facilmente se confunde com a clorita verde.

Figura 7.6: Fotomicrografia sem analisador mostrando a textura geral da rocha eclogítica. Na porção superior observa-se o leito rico em granada idioblástica fina e zonada (núcleos vermelhos), com abundante albita intersticial e anfibólio verde associado. Na região mediana da foto há um leito predominantemente granoblástico, constituído por piroxênio sub-milimétrico, albita intergranular, anfibólio zonado, mica branca, epidoto e titanita. Notar o cristal de onfacita de cor verde-maça no lado direito da foto. Mb = mica branca, Ab = albita, Ttn = titanita, Amp = anfibólio, Ep = epidoto, Omp = onfacita.

Figura 7.7: Fotomicrografia sem analisador mostrando a textura porfiroblástica da rocha eclogítica com granada subidioblástica rica em inclusões de rutilo. Mb = mica branca, Ab = albita.

Figura 7.8: Variedade xistosa de rochas do grupo dos granada anfibolitos. (A): Associação entre anfibólio-clorita-mica branca-granada-titanita-plagioclásio-opacos. Detalhe para os núcleos avermelhados da granada subidioblástica zonada. (B): Porfiroblasto pré- a sin- cinemático envolto por anfibólio verde fibroso, clorita e mica branca, em associação com plagioclásio. Notar as trilhas de inclusões discordantes da S_e , manto límpido sem inclusões, e manto-borda de granada com inclusões de rutilo em concordância com a foliação externa. As fotomicrografias em (A), e (B) foram obtidas sem analisador. Mb = mica branca, Ab = albita, Si = foliação interna. Se = foliação externa.

7.2.3 Características texturais e paragéneses minerais

Neste ítem serão apresentadas as paragéneses, características texturais e de fases minerais dos granada anfibolitos que, além de bem representarem a variação dentro deste grupo de rochas, têm preservadas importantes texturas metamórficas, relevantes para a caracterização do metamorfismo progressivo e retrógrado da área em estudo. Serão aqui descritos sequencialmente: em (a) um granada anfibolito com diopsídio (231B), e, em (b) a rocha eclogítica (217) e os granada anfibolitos (217 A e 232).

(a) *Granada anfibolito com diopsídio (231B)*

Aqui serão apresentadas algumas características texturais de um tipo de granada anfibolito (231B). Essa rocha, identificada em campo como um possível retro-eclogito devido às suas cores verde e vermelha (**Prancha 1 – Foto macroscópica 6**), alta densidade relativa e granulação média a grossa, mostrou-se constituída por granada (45%), diopsídio (5%), hornblenda e actinolita (30%), epidoto (<2%), rutilo (1%), ilmenita (<2%), titanita (1%) e quartzo + albita (~ 15%).

A rocha apresenta estrutura maciça e matriz anfibolítica de granulação fina a média, com anfibólio xenoblástico zonado, de cor verde-escuro nos núcleos e verde a incolor nas bordas (em Z). A granada é xenoblástica e ocorre em contatos interlobados ou amebóides com o anfibólio, ou inclusos um no outro. Inclusões de quartzo e albita são comuns na granada, fases essas que também preenchem as fraturas do cristal.

O diopsídio ocorre como relíquias inclusas no anfibólio (**Fig. 7.9A**), estando substituído em suas bordas e clivagens, ou como inclusões na granada. Na granada está substituído por anfibólio cálcico verde, possivelmente actinolita, especialmente em zonas onde há conexão com vênulas de anfibólio e clorita que preenchem as fraturas da granada.

Os estudos em MEV permitiram a observação de lamelas de albita no diopsídio, com dimensões inferiores a $30\ \mu$ (**Fig. 7.9B**), indicando que o clinopiroxênio devia apresentar teores mais elevados de sódio, talvez chegando à composição da onfacita. A exsolução de albita a partir de um piroxênio onfacítico, com componentes estequiométricos ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ (Jd) e $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ (Ca-tsc)) requer a adição de SiO_2 (Eskola, 1921; Mysen & Griffin, 1973). Entretanto, uma série de incertezas existe acerca dos mecanismos de exsolução e formação isoquímica destes simplectitos (Mysen & Griffin, 1973; Yang *et al.*, 2004) e, no caso das rochas estudadas, a presença de vênulas de anfibólio e clorita, além das relações texturais do quartzo com a granada, podem indicar que houve disponibilidade de SiO_2 no sistema para exsolução da albita de piroxênios onfacíticos, o que reforça a hipótese de serem essas rochas retro-eclogitos.

Também foram observados cristais muito finos de rutilo manteados por titanita, além de ilmenita manteada por titanita. Cristais de epidoto e clinozoisita ocorrem associados ao anfibólio.

Figura 7.9: (A) Relíquia de diopsídio em anfibólio. Notar também o intenso fraturamento na granada e seu contato inter-lobado com o anfibólio. (B) Lamelas de albita em diopsídio incluído em granada do granada anfibolito com diopsídio (231B).

(b) Rocha eclogítica (217) e granada anfibolitos (217A e 232)

A associação principal da matriz das rochas eclogíticas, e dos granada anfibolitos semelhantes a ela, constitui-se de: anfibólio + granada + mica branca + clorita + epidoto + clinozoisita + titanita + rutilo + quartzo + albita $\pm$ clinopiroxênio de granulação muito fina a fina.

A rocha eclogítica apresenta uma grande complexidade textural, dificultando o estabelecimento das relações das composições minerais com os equilíbrios metamórficos, devido aos seguintes fatores: (i) padrão de zonamento dos cristais de anfibólio na matriz; (ii) presença de onfacita na matriz e ausência de inclusões de onfacita nos porfiroblastos de granada; (iii) ausência de inclusões de glaucofânio em granada e sua presença na matriz sob formas complexas de associação com as demais fases de anfibólio e, por fim; (iv) a cristalização da granada numa curiosa textura em atol, cujo significado na evolução metamórfica não pode ainda ser bem compreendida.

Com exceção do piroxênio sódico, que somente ocorre na rocha eclogítica (217), os outros dois granada anfibolitos, (em que um deles foi inclusive coletado na mesma localidade, 217A), apresentam as mesmas complexidades texturais acima itemizadas. Ambas as rochas também têm em comum a geometria das inclusões minerais nos porfiroblastos de granada, indicando um vínculo genético, entretanto os granada anfibolitos sem piroxênio possuem granulação mais grossa que a rocha eclogítica, que é muito fina a fina.

O anfibólio é uma fase mineral característica dessas rochas e ocorre por toda a matriz, constituindo agregados de cristais subidioblásticos a xenoblásticos, freqüentemente associados ao epidoto, granada, mica branca e clorita. Os cristais apresentam granulação que varia de fina a média (0,3 a 1,5 mm) e cor verde-escuro a azulado em Z. São freqüentemente zonados, com núcleo verde-escuro e bordas incolores a verde-claras.

A rocha eclogítica apresenta em sua matriz cristais de anfibólio cálcico, anfibólio sódico e sódico-cálcico em texturas complexas, tanto de pico metamórfico, como de retrometamorfismo, tais quais: (i) presença de núcleo de glaucofânio arredondado em hornblenda e actinolita intercrescidas, com epidoto associado, em matriz predominantemente constituída por anfibólios cálcicos. A existência de um *gap* de miscibilidade entre actinolita e hornblenda, sob apropriadas condições de metamorfismo, permite a ocorrência de ambos anfibólios cálcicos na presença do anfibólio sódico. Entretanto, a coexistência em equilíbrio entre estas três fases não foi até então reportada (Robinson *et al.*, 1981); (ii) cristal de anfibólio cálcico verde-escuro com zona irregular de anfibólio sódico-cálcico seguido de borda actinolítica verde-clara a incolor, nos quais nota-se uma variação composicional aparentemente controlada pela clivagem; (iii) anfibólio cálcico com inclusões de onfacita apresenta lamela de anfibólio sódico azul-lavanda, que passa para uma zona com simplectito entre anfibólio e albita.

A textura (i) pode ser relacionada com a formação de eclogitos de baixa temperatura, em que é possível a coexistência de anfibólios sódicos e cálcicos em texturas complexas, por vezes não bem definidas (Schliestedt, 1990) (**Fig. 7.10**). Neste caso a hornblenda pode ainda estar relacionada à fase de descompressão com aquecimento associado, mas o

glaucofânio e a actinolita preservados no núcleo da associação mineral devem relacionar-se às condições de metamorfismo mais próximas do pico metamórfico.

As texturas (ii) e (iii) muito provavelmente são devidas ao retrometamorfismo. A primeira mostra a substituição de anfibólio cálcico por barroisita, e seguidamente actinolita, numa fase possivelmente relacionada ao início do retrometamorfismo e sua evolução, respectivamente. Como pode ser visto na **Figura 7.11**, o anfibólio verde-escuro (edenita) tem inclusão de “microgranada” idioblástica gerada em condições P–T de pico metamórfico, como será visto no Capítulo 9.

A textura (iii) (**Fig. 7.12**), que mostra a transição da lamela de anfibólio sódico para simplectitos de anfibólio e albita, tipicamente em limites de grãos, é sugestiva de reações de decompressão. Se retrógrado, o glaucofânio irregular, juntamente com os simplectitos, podem ser produtos da desestabilidade do piroxênio sódico, com o qual o glaucofânio mostra alguma conexão (**Fig. 7.12**).

Nota-se também que após a zona irregular de glaucofânio, volta a ocorrer o anfibólio cálcico verde, já em contato com a granada. E no domínio do retângulo vermelho demarcado, também foi observado em MEV, simplectitos de anfibólio cálcico verde e albita, possivelmente gerados pela desestabilidade da borda da granada (**Fig. 7.12**).

Uma textura retrometamórfica interessante foi observada em anfibólios cálcicos verde-escuros, cujas bordas, bem definidas e incolores, estão em contato retilíneo com diopsídio, que parece englobar parcialmente o anfibólio. Junto a esse contato o anfibólio exibe um zonamento bem definido, que deve ser resultado de difusão iônica entre ambos minerais durante o reequilíbrio metamórfico em fácies epidoto anfibolito e xisto verde, já que aparentemente ambas as fases haviam desenvolvido suas formas euhédricas (**Fig. 7.13**).

O clinopiroxênio se restringe a matriz da rocha eclogítica, ocorrendo sob a forma de cristais finos (0,2 a 1,2 mm), subidioblásticos, de cor verde-oliva a verde-claro de onfacita (**Fig. 7.6**), ou ainda diopsídio alterado para cores marrons (**Figs. 7.13 e 7.14**). Em geral a onfacita ocorre em leitos constituídos por anfibólio cálcico, mica branca, titanita, rutilo e albita, com os quais não mantém texturas de desequilíbrio claramente estabelecidas, com exceção da albita. A albita ocorre nos espaços entre grãos adjacentes e substituindo as bordas de alguns destes cristais. Nos leitos em que houve maior reequilíbrio metamórfico é muito comum lamelas de albita exsolvidas nas clivagens de diopsídio de cor marrom. A substituição e intercrescimento de diopsídio com anfibólio verde é comum (**Fig. 7.14**).

A onfacita também ocorre sob a forma de inclusões arredondadas em anfibólio cálcico. Neste caso as inclusões de piroxênio adquirem forma de “ilhas” adjacentes, condicionadas pela clivagem do mineral hospedeiro (**Fig. 7.12**). Esta textura de aparente desequilíbrio com o anfibólio é inconclusiva, pois a onfacita da matriz em rochas eclogíticas

pode se formar antes, juntamente, ou ainda, posteriormente ao anfibólio (Essene & Fyfe, 1967).

Figura 7.10: Imagens de elétrons retro-espalhados que mostram núcleo de glaucofânio em actinolita e hornblenda intercrescidas na matriz da rocha eclogítica. Nota-se o aspecto “manchado” da imagem relacionada ao intercrescimento dos anfibólios cálcicos; e à presença de actinolita idioblástica tardia na matriz.

Figura 7.11: Rocha eclogítica com granada e barroisita (azul) substituindo bordas de anfibólio cálcico, em textura possivelmente retrógrada. Notar na porção superior da foto a presença de rutilo na borda da granada e um microcristal idioblástico de granada intercrescido com anfibólio cálcico. É possível observar-se na borda dos cristais de anfibólio a cor verde-clara correspondente à actinolita e, possivelmente, associada ao reequilíbrio metamórfico em fácies epidoto anfibolito e xisto verde. Fotomicrografia sem analisador.

Figura 7.12: Fotomicrografia (sem analisador) e imagem de elétrons retro-espalhados de zona irregular de glaucofânio na borda de anfibólio cálcico que, como se observa na imagem de elétrons retro-espalhados, é seguido por simplectito entre anfibólio e albíta no limite do cristal. Acima do retângulo definido também foram observados simplectitos de anfibólio e plagioclásio. Notar a presença de rutilo na borda da granada e das inclusões de onfacita no anfibólio cálcico, sob a forma de “ilhas” adjacentes, em que se observa alguma conexão com a zona com glaucofânio.

Figura 7.13: Cristais de anfibólio idioblásticos, zonados, em contato retilíneo com cristais de diopsídio no leito mais afetado pelo retrometamorfismo. Notar a presença de albíta e mica branca (centro da foto) na associação de minerais. Fotomicrografia sem analisador.

Mesmo após análise cuidadosa com o microscópio eletrônico de varredura não foram encontradas inclusões de clinopiroxênio nos porfiroblastos de granada. Quanto à relação de

contato entre estas fases minerais, foi observado um agregado de clinopiroxênio em contato com a borda de um porfiroblasto de granada, e em outra ocorrência foi observado um cristal subidioblástico de onfacita próximo à borda de uma granada em atol, separada desta pela albita intersticial.

Neste grupo de rochas a granada é o mineral característico da textura porfiroblástica, possuindo granulação variando entre fina a média (até 2 mm), hábito idioblástico a subidioblástico, por vezes xenoblástica. Os cristais são ricos em inclusões de clorita, anfibólio cálcico, rutilo, titanita, minerais do grupo do epidoto, quartzo, mica branca, albita, apatita, zircão, pirita e calcopirita. Geralmente forma cristais zonados, nos quais se notam variações na estrutura dos grãos pela distinção morfológica de fases de crescimento, ou ainda observa-se coloração mais avermelhada nos núcleos dos porfiroblastos. Os cristais podem apresentar núcleos pré-cinemáticos em relação à foliação S_n , e registram “trilhas” de minerais, como rutilo, titanita e epidoto, orientados segundo uma foliação discordante, e bordas idioblásticas. Também foram observados cristais sin-cinemáticos e, associados às bordas dos porfiroblastos, ocorre anfibólio cálcico, mica branca e epidoto em equilíbrio textural caracterizado por contatos retilíneos. A albita tende a preencher os interstícios entre cristais adjacentes de granada ou entre as demais fases minerais. Também é comum a presença de leitos bimineralicos constituídos por granada fina e idioblástica com albita intersticial, e ainda hornblenda associada. A granada pode ocorrer com fraturas preenchidas por clorita e, por vezes, estilpnomelano. Leitos monomineralicos de granada muito fina podem ocorrer.

Estes litotipos apresentam porfiroblastos de granada com textura em atol, com divisão do cristal em “ilha” e borda. Essa textura pode ter se formado pela dissolução da granada na presença de fluidos, que separou parte do cristal de sua borda. Observam-se também feições de reabsorção nas superfícies dos cristais, além de canais de dissolução, pelos quais houve infiltração dos elementos químicos, que resultaram na cristalização de mica branca, epidoto, ou ainda anfibólio cálcico entre as “ilhas” e bordas dos cristais. Os detalhes e ilustrações desta textura e sua correlação com o metamorfismo destas rochas serão abordados no Capítulo 9 – Zonamentos em granada, formação de atóis e evolução do metamorfismo.

Na rocha eclogítica e assemelhadas a mica branca ocorre como: (i) inclusões muito finas em granada no núcleo dos cristais e nas porções intermediárias; (ii) cristais idioblásticos finos associados disseminados na matriz; (iii) cristais subidioblásticos finos em contatos interlobados com albita tardia; (iv) cristais subidioblásticos finos a médios (até 2 mm) intercrescidos com as bordas de cristais de granada e; (v) inclusões idioblásticas muito finas em anfibólio. As associações minerais que incluem a mica branca são: mica branca + granada, mica branca + anfibólio, mica branca + clorita, e mica branca + albita. Geralmente

os contatos entre as fases minerais são retilíneos, e as duas primeiras associações podem corresponder a paragêneses próximas das condições de pico metamórfico.

Figura 7.14: Textura de substituição do diopsídio marrom por anfibólio verde em porção mais retrometamorfisada da rocha eclogítica. Fotomicrografia sem analisador. Mb = mica branca, Ab = albita, Grt = granada, Ttn = titanita, Rt = rutilo.

Epidoto, titanita e rutilo ocorrem como inclusões muito finas em porfiroblastos de granada, geralmente distribuídas entre o núcleo e manto–borda dos cristais; distribuídos junto às bordas dos porfiroblastos, ou ainda dispersos pela matriz, sob a forma de cristais subidioblásticos a xenoblásticos finos.

O epidoto pode preencher os espaços entre “ilha” e borda dos atóis de granada, ou ainda apresentar-se, juntamente com anfibólio cálcico e titanita, associado às bordas dos porfiroblastos de granada. Podem também constituir agregados xenoblásticos, e também cristais idioblásticos zonados na matriz.

Rutilo e titanita distribuem-se na matriz como cristais idioblásticos a subidioblásticos, principalmente a titanita, já que o rutilo ocorre principalmente sob a forma de inclusões. As relações texturais são sugestivas de cristalização durante o metamorfismo progressivo, o que é possível em eclogitos de baixa temperatura. As relações desses minerais com o retrometamorfismo foram identificadas nos leitos compostos por diopsídio, albita, mica branca e anfibólio cálcico zonado, onde se observou rutilo com borda de titanita (**Fig. 7.14**). Na rocha eclogítica a titanita apresenta inclusões de hornblenda, o que pode indicar sua formação na matriz em fase anterior a formação de actinolita retrógrada.

A albita ocorre na matriz das rochas e preenche os espaços entre as fases minerais adjacentes, em maior parte granada e piroxênio (**Figs. 7.6 e 7.14**). A associação com as demais fases minerais da matriz dá-se em contatos inter-lobados a amebóide. Podem também ocorrer (i) como lamelas exsolvidas em diopsídio, quando está aparentemente condicionado pelas clivagens do piroxênio; (ii) parcialmente intercrescida com a borda da granada em contatos amebóides; (iii) sob a forma de lamelas em anfibólio da matriz; (iv) como simplectitos com anfibólio em limites de grãos; ou ainda, mais raramente descrito, (v) como inclusões finas em granada. Nota-se que, com exceção para a última ocorrência, as demais estão relacionadas à desestabilidade das associações de mais alta pressão.

Associações de epidoto e onfacita foram também encontradas, nas quais os minerais ocorrem em contato relativamente retilíneo, ou como inclusões de epidoto em onfacita. Inclusões de rutilo em onfacita estão também presentes.

Inclusões ultrafinas (até 0,01 mm) de zircão em granada e anfibólio foram identificadas em MEV.

7.3 Anfibólio-granada-quartzo-albita-fengita-clorita xistos e granada-quartzo micaxistos

7.3.1 Descrição macroscópica

Estes litotipos ocorrem como intercalações nos xistos máficos, com alguns centímetros de espessura. Caracterizam-se pela presença de mica branca fengítica e/ou clorita em proporções variáveis, que lhes confere xistosidade, e pela presença de quartzo, plagioclásio e, por vezes, granada e anfibólio (**Prancha 2 – Fotos macroscópicas 9 e 10**). Podem estar intensamente cloritizados ou possuírem porfiroblastos grossos de granada.

7.3.2 Descrição microscópica

As rochas deste grupo constituem três conjuntos petrográficos que, comumente, se intercalam em bandas na rocha: (i) xistos cloríticos grano-lepidoblásticos com anfibólio subordinado ou ausente, compostos por leitos ricos em clorita intercalados com leitos quartzo-feldspáticos (**Fig. 7.15A**), apresentam porfiroblastos grossos de granada rica em inclusões de rutilo e titanita, e podem ainda ter mica branca associada; (ii) xistos micáceos com quartzo, plagioclásio, clorita $\pm$ granada $\pm$ anfibólio (**Fig 7.15B**); (iii) xistos quartzosos com mica branca e porfiroblastos de granada com sutil substituição de clorita nas bordas (**Fig 7.15C**). Os conjuntos petrográficos (i) e (ii) correspondem aos anfibólio-granada-quartzo-albita-fengita-clorita xistos, e o conjunto (iii) aos granada-quartzo-micaxistos, nos quais podem variar as proporções em volume dos minerais. Observa-se uma variação entre rochas com protolito vulcanogênico (i), passando para membros mais heterogêneos com

contribuição pelítica e tuffítica (ii), chegando até um protolito mais próximo dos pelitos, configurando os micaxistos (iii).

Apesar da variabilidade mineralógica nas rochas desse grupo, é possível caracterizar a matriz, preferencialmente constituída por clorita (10–30%), mica branca (10–30%), plagioclásio (até 15%), quartzo (10–25%), epidoto + clinozoisita (até 5%), titanita (até 7%), granada (até 10%), apatita (<5%), anfibólio (0–12%), carbonato (algumas variedades até 15%), minerais opacos (3–5%), estilpnomelano (até 5%), turmalina (<2%) e zircão (<1%).

A estrutura destes litotipos é xistosa e a textura é grano-lepidoblástica, definida pela presença de plagioclásio, quartzo, mica branca e clorita. Nos xistos micáceos da variedade (ii), o anfibólio em associação com a mica branca e clorita pode configurar, localmente, textura nemato-lepidoblástica. Os leitos granoblásticos quartzo–feldspáticos podem apresentar-se recristalizados e constituídos por sub-grãos de quartzo com extinção ondulante. Por vezes notam-se nestes leitos porfiroblastos de plagioclásio com até 4 mm, envolvidos por cristais subidioblásticos finos e em descontinuidade óptica. Estes xistos podem ainda ocorrer intensamente crenulados.

O anfibólio verde-azulado ocorre como raras inclusões na clorita dos xistos cloríticos, ou como cristais concordantes com a foliação S_n , em proporções inferiores a 1%, ou ainda, em outras amostras, constituem inclusões muito finas em porfiroblastos de plagioclásio. Nos xistos micáceos com anfibólio, podem compor até 12% em volume da rocha e formam cristais subidioblásticos de granulação muito fina a média (0,02 a 1,6 mm) associados com clorita, são zonados, com núcleo verde-alaranjado, e terminações fibrosas de cor verde-oliva (em Z). Actinolita verde-oliva nos núcleos e bordas de cristais sem zonamento estão também presentes em litotipos mais reequilibrados na fácies xisto verde.

O plagioclásio caracteriza, juntamente com o quartzo, os leitos granoblásticos concordantes com a foliação S_n , nos quais em geral o quartzo apresenta sub-grãos com extinção ondulante e contato serrilhado com feldspato. Alternativamente podem se apresentar como porfiroblastos sutilmente arredondados, de granulação entre 0,8 e 2 mm, com terminações lenticulares, com quartzo recristalizado nas bordas e ricos em inclusões ultra-finas a muito finas de minerais do grupo do epidoto, granada idioblástica, grafita e turmalina. Essas inclusões formam trilhas que registram dobras com foliação S_{n-1} . Apesar da falta de cristais geminados, sua biaxialidade positiva e relevo é típica da albite.

A mica branca ocorre associada à clorita em leitos lepidoblásticos concordantes com a foliação S_n , nos quais apresenta hábito subidioblástico e granulação em torno de 1,5 mm. Por vezes mostra-se crenulada ou lenticularizada. Quando seus arranjos definem arcos poligonais que mimetizam a foliação anterior S_{n-1} , mostram hábito idioblástico e granulação em torno de 0,3 mm. Os cristais de mica branca também arranjam-se em fitas, têm extinção

ondulante e configuram a textura mica *fish* (**Fig. 7.15B**) típicas de rochas miloníticas (Passchier & Trouw, 1996; Vernon, 2004).

Os cristais de granada são subidioblásticos a xenoblásticos, compõem porfiroblastos e, por vezes, estão intensamente cloritizados. A granulação varia de 0,25 a 1,5 mm e são ricos em inclusões ultrafinas a muito finas de rutilo, anfibólio verde e/ou verde-azulado, titanita, mica branca e epidoto. Os cristais podem ser sin- a tardi-cinemáticos à S_n milonítica, nos quais se notam as inclusões internas concordantes com a foliação externa e bordas livre de inclusões, com hábitos subidioblásticos. Tais feições são melhor observadas nos cristais mais grossos que, geralmente, são mais ricos em inclusões. Os cristais mais finos podem também ser tardios, com bordas que tendem a idioblásticas.

Figura 7.15: Textura geral de xistos cloríticos e micáceos. (A): Matriz grano-lepidoblástica em xisto clorítico, com rutilo manteado por titanita, e albite levemente arredondada nas porções granoblástica, e clorita verde com titanita associada nas porções lepidoblástica. (B): Xisto micáceo com quartzo, plagioclásio, clorita e anfibólio subordinado. O quartzo apresenta extinção ondulante e a mica configura textura mica *fish* típica de rochas miloníticas. (C): Quartzo micaxisto com granada, parcialmente substituída nas bordas por clorita. A fotomicrografia em (A) foi obtida sem analisador. As fotomicrografias em (B) e (C) foram obtidas com analisador inserido.

O epidoto normalmente está incluso em granada e albite, mas também se distribui na matriz sob a forma de cristais subidioblásticos incolores a amarelo-pálido, com granulação

que varia de ultra-fina a fina (0,2 mm). A titanita associa-se ao epidoto, clorita e rutilo e na matriz forma cristais com até 0,3 mm.

O rutilo apresenta granulação em torno de 0,1 mm e bordas com titanita e/ou leucoxênio e forma trilhas ou glomeroblastos com leucoxênio concordantes com a foliação milonítica.

Foram também observadas associações entre albita + carbonato + clorita, na qual o carbonato pode ser intersticial, e albita + clorita em texturas idênticas às observadas nos xistos azuis e variedades xistosas do Ítem 7.1; o que sugere que tenha havido nestes litotipos associações minerais de alta pressão, com anfibólio sódico envolvido. Pirita e magnetita podem ocorrer em algumas amostras.

7.4 Coticulitos

Os *metacherts* da Ilha Diego de Almagro, designados coticulitos ou espessartina-Mg-riebeckita quartzitos, foram descritos por Willner *et al.* (2004) como rochas associadas aos xistos azuis, também afetadas pelo metamorfismo de alta pressão.

Os coticulitos são rochas ricas em manganês que ocorrem associadas à pelitos, anfibolitos, *cherts* e quartzitos, mas o termo foi primeiramente utilizado como classificação de campo para quartzitos finos ricos em granada (Thomson, 2001). Uma série de protolitos já foi sugerida para estes litotipos, entre eles leitos de *cherts* manganésíferos impuros (Renard, 1878), sedimentos manganésíferos com filiações vulcânicas (Krosse & Schreyer, 1993), camadas arenosas ricas em manganês (Clifford, 1960), dentre outros. Sua geração também pode estar relacionada à deposição de sedimentos pelíticos em ambiente vulcano-sedimentar, em geral favorecido por condições redutoras e quando há interrupção na sedimentação pelítica. Neste caso o material precursor dos coticulitos seriam precipitados químicos silicosos com montmorilonita, interpretada como produto de alteração de tufos vulcânicos em ambiente marinho (Kramm, 1976).

Na ilha de Diego de Almagro essas rochas são claramente derivadas do metamorfismo de *chert* depositados num ambiente vulcano-sedimentar e nesse trabalho serão descritas algumas variedades de litotipos que podem ser considerados como coticulitos, em concordância com as denominações utilizadas para essas rochas comuns no embasamento do Chile (Willner *et al.*, 2001).

As variedades mais comuns são *metacherts* com glaucofânio, rochas constituídas por quartzo (50–70%), anfibólio sódico (7–20%), granada espessartítica idioblástica muito fina (5–10%) e mica branca, epidoto e estilpnomelano acessórios. Claramente essas rochas foram metamorfisadas em regime de alta pressão e baixa temperatura, pois são comuns as intercalações de leitos de coticulitos típicos em xistos azuis (**Figs. 7.16A e B**). Também

foram observadas variedades constituídas por quartzo, riebeckita, epidoto, estilpnomelano verde, e minerais opacos (**Fig. 7.16C**).

O glaucofânio apresenta-se com hábito subidioblástico, granulação muito fina (0,05 a 0,5 mm), fórmula pleocróica $X = \text{incolor a amarelo-pálido}$, $Y = \text{azul-lavanda}$ e $Z = \text{azul a azul-esverdeado}$, ângulos $Z^\wedge C$ entre 11 e 12° e bordas verde-azuladas, com bordas de anfibólios sódicos-cálcicos (winchita e/ou barroisita), confirmados por análises de MSE quando da análise de um xisto azul com leito de *metachert*. Os cristais podem apresentar extinção ondulante e inclusões de granada de granulação ultra-fina. As variedades com riebeckita distinguem-se pela fórmula pleocróica do anfibólio $X = \text{azul escuro}$, $Y = \text{azul-lavanda}$ e $Z = \text{azul a azul-esverdeado}$.

As análises quantitativas confirmam composições espessartíticas para os cristais idioblásticos de granada, nos quais há maior concentração de manganês nos núcleos e bordas dos cristais zonados.

Outras duas variedades foram observadas: (i) rochas compostas por cristais de granada (em torno de 60% em volume) muito finos, sob a forma de bandas glomeroblásticas delimitadas por bandas granoblásticas de quartzo, com anfibólio fibrorradiado incolor e estilpnomelano verde (**Fig. 7.16D**). Análises quantitativas apontaram composições manganesíferas para a granada e de cummingtonita para o anfibólio; (ii) quartzitos muito finos com estilpnomelano fibrorradiado marrom-alaranjado e granada muito fina em glomeroblastos (**Figs. 7.16E e F**).

7.5 Rochas com Alterações Hidrotemais Superimpostas

Estas rochas estão aqui agrupadas para suas descrições pela semelhança textural e mineralógica que apresentam, e principalmente, pela resposta semelhante frente aos processos hidrotermais vinculados a evolução do retrometamorfismo. Incluem granada anfíbolitos, granada fels, clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos e epidotitos. Como visto na Geologia Local podem ocorrer como blocos com estruturas de brechas, nos quais os fragmentos brechóides, os “granatitos”, correspondem aos granada fels imersos em matriz anfíbolítica (clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos) composta por anfibólio e kelifitos de epidoto + albita ± opacos ± clorita ± quartzo. Esses litotipos apresentam semelhanças texturais e mineralógicas que sugerem gênese a partir de um único protolito, e foram descritas no Capítulo 6 – Geologia Local como sendo o conjunto de rochas que aflora na área destacada em marrom no mapa esquemático, ao longo da Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz (Ítem 6.6).

A matriz dessas rochas é caracterizada pela presença de anfibólio marrom-alaranjado, e intercrescimentos kelifíticos compostos por epidoto + albita ± minerais opacos ± clorita, bem observados nos clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos,

principalmente quando estão associados aos fragmentos de granada fels em brechas (Figs. 7.17A a D).

Figura 7.16: Textura e mineralogia observada em coteculitos. (A) e (B): Contato entre epidoto-glaucofânio xisto e metachert em intercalação com milímetro de espessura. Detalhe para cristal de glaucofânio e cristais idioblásticos muito finos de granada. (C): Leito de coteculito rico em epidoto associado a riebeckita, estilpnomelano verde, minerais opacos e quartzo. (D): Rocha composta por agregados de granada muito fina com cumingtonita e estilpnomelano (verde) intersticiais. (E) e (F): Quartzito muito fino com leitos de granada muito fina, estilpnomelano com hábito fibrorradiado e cor marrom-alaranjado. As fotomicrografias em (A), (B), (C), (D) e (E) foram obtidas sem analisador. A fotomicrografia em (F) foi obtida com analisador inserido.

Os kelifitos podem ocorrer inclusos em granada grossa porfiroblástica dispersa em matriz de anfibólio marrom-alaranjado, albita, epidoto e clorita, compondo os granada anfibolitos deste grupo (**Figs. 7.17E e F**). Por último, têm-se os epidotitos (**Figs. 7.18A e B**), constituídos apenas pelos kelifitos e raros fragmentos de granada imersos em leitos cloríticos (**Fig. 7.18C**).

Os cristais de anfibólio típicos destes litotipos apresentam fórmula pleocróica com X = amarelo-pálido a laranja-claro, Y = marrom-amarelado e Z = marrom-avermelhado a marrom-alaranjado e ângulo $Z^{\wedge}C$ entre 13 e 18° (**Fig. 7.18D**). A granulação varia entre 1 e 5 mm e, caracteristicamente têm inclusões globulares de quartzo e de rutilo límpido que, juntamente com minerais opacos, podem ocorrer orientados segundo as clivagens do mineral hospedeiro. Essas feições podem estar relacionadas à substituição de cristais de piroxênio por anfibólio, onde o excesso de sílica e titânio do piroxênio resulta nas texturas descritas.

Albita + epidoto (e/ou clinozoisita) podem ocorrer sob a forma de intercrescimentos fibrorradiados em agregados muito finos a médios, marrom escuros. O epidoto também forma cristais subidioblásticos com até 1,5 mm de comprimento em textura em leque, com albita intersticial, e afetado por cloritização tardia (**Figs. 7.19A e B**). Kelifitos de aspecto turvo, levemente arredondados ou com formas amebóides, constituídos majoritariamente por epidoto, com minerais opacos e quartzo associados, foram também observados como inclusões no granada fels, em geral associadas com apatita e conectados com as vênulas de clorita. Essas inclusões podem ainda ocorrer em arranjo radiado (**Figs. 7.19C e D**).

O epidoto em leque foi descrito petrograficamente como biaxial negativo e birrefringência baixa, geralmente anômala, da clinozoisita, mas alguns agregados de cristais associados às bordas desses grãos idioblásticos, ou ainda, quando compõe vênulas na granada, se mostram com birrefringência típica de epidoto. A albita xenoblástica é biaxial positiva, e sua identificação nos kelifitos mais finos foi obtida por análises em MEV (**Fig. 7.20A**), assim como a identificação da clorita fina intersticial (**Fig. 7.20B**), do quartzo, muito subordinado, bem como do epidoto e/ou clinozoisita dos kelifitos. Nas porções mais finas da matriz dos granada anfibolitos deste grupo foram observados cristais de epidoto em arranjo radiado intercrescido com mica branca fina e albita (**Fig. 7.20C**).

Outra fase mineral característica destas rochas é a apatita de granulação média a grossa. Ocorrem em sua maior parte associadas às porções da rocha com granada. Nos granada fels podem ocorrer inclusas na granada, mas sempre há uma conexão com vênulas, indicando que houve infiltração de fluidos para sua cristalização (**Figs. 7.21A e B**).

Figura 7.17: Tipos de rochas que compõe o grupo das rochas com alterações hidrotermais superimpostas. (A) e (B): Clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto, com anfibólio marrom-alaranjado, no qual se nota cloritização e epidotização intergranular com minerais opacos associados. No retângulo amarelo observa-se mineral do grupo do epidoto com aspecto turvo em textura típica das rochas deste grupo, e associação entre clorita e minerais opacos concentrados na borda do anfibólio. (C) e (D): Contato do granada fels com a porção kelifítica da matriz, composta essencialmente por epidoto e/ou clinozoisita, plagioclásio sódico, minerais opacos e clorita, na qual também se nota a cloritização nas fraturas da granada e na matriz kelifítica. (E) e (F): Foto geral de granada anfibolito em matriz anfibolítica com kelifitos muito finos. No retângulo amarelo observa-se um kelifito semelhante ao descrito na matriz desta rocha e das rochas anteriores, como mostra o aspecto turvo e a cor marrom escura. Cristais de rutilo também estão dentro do retângulo amarelo. Notar a conexão desta inclusão kelifítica com as vênulas de clorita e epidoto que preenchem as fraturas da granada. No retângulo vermelho há inclusão de apatita e outras inclusões arredondadas conectadas com as vênulas. As fotomicrografias em (A), (C) e (E) foram obtidas sem analisador. As fotomicrografias em (B), (D) e (F) foram obtidas com analisador inserido.

Figura 7.18: Tipos de rochas que compõe o grupo das rochas com alterações hidrotermais superimpostas, e aspecto de anfibólio marrom-alaranjado típico dessas rochas. (A) e (B): Textura geral de epidotito conformado pelos mesmos kelifitos entre epidoto + plagioclásio sódico + minerais opacos + clorita observado em todas as rochas deste grupo. Notar no canto direito que há uma possível clivagem ou geminação preservada de um mineral pseudomorfizado, que se truncam em ângulos quase retos, podendo corresponder à geminação da albita e periclínio. (C): Relíquias de fragmentos finos de granada na porção cloritizada em epidotito. (D): Anfibólio marrom-alaranjado típico das rochas desse grupo, na matriz de granada anfibolito. Notar também: crescimento kelifítico à direita do cristal de anfibólio; trilhas de minerais opacos concentradas nas bordas e clivagem do anfibólio e na matriz; inclusão globular de quartzo. As fotomicrografias em (A), (C) e (D) foram obtidas sem analisador. A fotomicrografia em (B) foi obtida com analisador inserido.

Rutilo, ilmenita, titanita, pirita e calcopirita são freqüentes neste grupo de rochas, os quais arranjam-se nas seguintes texturas, observadas em microscópio eletrônico de varredura: (i) pirita e calcopirita inclusas em porfiroblastos de granada sob a forma grãos arredondados ultra-finos a muito finos; (ii) pirita intercrescida com granada (**Fig. 7.22A**); (iii) cristais anhedrais de pirita com bordas relativamente ricas em Co e As (**Fig. 7.22B**); (iv) pirita ultra-fina inclusa em quartzo; (v) rutilo com exsolução de ilmenita em lamelas inclusos em granada, sempre conectados a fraturas com a clorita (**Fig. 7.22C**); (vi) rutilo com lamelas exsolvidas de titanita com textura em rede dispersos na matriz das rochas (**Fig. 7.22D**) e incluso em granada fraturada, também sempre com fraturas conectadas com a clorita; (vii) rutilo e pirita em cristais isolados dispersos na matriz, com hábito idioblástico a subidioblástico.

Figura 7.19: Tipos de kelifitos observados nas rochas desse grupo. (A) e (B): Cristais de epidoto com textura em “leque” com albita e minerais opacos intersticiais, seguidas de típicos kelifitos finos, e cristais de rutilo (canto inferior direito), em epidotito. (C) e (D): Inclusão de kelifito fibrorradiado no granada fels, afetado por cloritização. Notar apatita no lado esquerdo e vênulas de clorita nas fraturas da granada em conexão com o kelifito e apatita. As fotomicrografias em (A), e (C) foram obtidas sem analisador. As fotomicrografias em (B) e (D) foram obtidas com analisador inserido.

7.5.1 Granada anfibolitos

Estas rochas são compostas por anfibólio (30%), epidoto (15–20%), albita (10%), granada (5%), clorita (10%), mica branca (<5%), quartzo (<5%), titanita (10%), rutilo (5%), ilmenita (2–7%) e apatita (2%) e se caracterizam pela presença de granada fina a grossa dispersa em matriz anfibolítica e kelifítica.

Além dos intercrescimentos kelifíticos mais grossos, também são observadas alterações com finos cristais de epidoto (0,2 mm) com hábito radiado, mica branca e albita associadas (**Fig. 7.20C**). Esta associação constitui as porções finas da matriz, intersticiais aos cristais de anfibólio, e refletem xistosidade local quando se encontram sob a forma de leitos.

A cloritização associa-se a leitos granoblásticos de albita, epidoto e mica branca, especialmente ao longo das foliações e fraturas na granada (**Fig. 7.23A**), onde a infiltração de fluidos foi mais efetiva.

Na matriz dessas rochas também foram descritos simplectitos entre plagioclásio e epidoto vermiforme, seguidos de kelifitos, o que poderia sugerir a presença de associação metamórfica entre plagioclásio e epidoto, sob a forma de simplectitos, tardiamente alterados por processos hidrotermais relacionados ao retrometamorfismo (**Figs. 7.23B e C**).

Figura 7.20: Imagens de elétrons retro-espanhados onde, (A) Matriz do epidotito com epidoto e/ou clinozoisita, albita e clorita intercrescidos. Os pontos em vermelho mostram que clorita e epidoto e/ou clinozoisita podem ocorrer sob a forma de agregados xenoblásticos, como evidenciado pelas análises semi-quantitativas em MEV. (B) Matriz de epidotito composta essencialmente por epidoto e/ou clinozoisita, com clorita e minerais opacos associados às bordas do epidoto. (C) Matriz do granada anfibolito com intercrescimentos radiados de mica branca fina, epidoto e albita constituindo os kelifitos mais finos.

7.5.2 Epidotitos

São rochas constituídas essencialmente por epidoto e/ou clinozoisita (55–70%), albita (~ 20%), clorita (15–20%) e quartzo (~ 5%), com mica branca, ilmenita, titanita, rutilo e sulfetos, entre eles pirita, subordinados ou acessórios. A matriz apresenta aspecto turvo, devido aos kelifitos de epidoto + albita ± opacos ± clorita, característico das rochas deste grupo (**Figs. 7.18A e B, Figs. 7.20A e B**).

Apesar do intercrescimento entre albita e epidoto, por vezes foram observados relíquias de cristais de plagioclásio subidioblástico, de epidoto e/ou clinozoisita muito finos, ou ainda, de granada (**Fig. 7.18C**), em meio à matriz clorítica.

Figura 7.21: (A) e (B): Granada fels com cristais de apatita orientados segundo fraturamento. Notar que nas fraturas ocorrem vênulas de epidoto e clorita, mas kelifitos de cor marrom escuro também podem ser vistos. A fotomicrografia em (A) foi obtida sem analisador. A fotomicrografia em (B) foi obtida com analisador inserido.

Figura 7.22: Imagens de elétrons retro-espanhados onde, (A) Inclusão de pirita em granada do granada anfibolito. (B) Pirita com borda rica em Co e As em epidotito. (C) Inclusão de rutilo em granada do granada fels com lamelas de ilmenita rica em manganês, e titanita. Notar conexão com as vênulas de clorita. (D) Rutilo com lamelas de titanita em epidotito.

7.5.3 Clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos

São compostos por anfibólio (45%), epidoto (15%), albita (5–10%), clorita (5–10%), mica branca (<5%), quartzo (~ 5%), titanita (até 10%), rutilo (até 7%), ilmenita (até 7%) e se caracterizam pela presença de cristais médios de anfibólio marrom-alaranjado, com as características descritas no Ítem 7.5. São rochas foliadas em maior parte, com estrutura tendendo a maciça nas variedades pouca cloritizadas. A xistosidade é conferida principalmente pela clorita intersticial e nas bordas do anfibólio (**Fig. 7.17A**), em estruturas e texturas semelhantes às observadas nos granada anfibolitos deste grupo.

Fragmentos de granada foram observados na rocha encaixante do granada fels, no contato entre elas, onde também pode ser observada apatita.

7.5.4 Granada fels

Correspondem aos fragmentos brechóides de granada, os “granatitos”, praticamente monominerálicos, mas com porções kelifíticas, semelhante aos epidotitos, e em menor parte, anfibolítica, semelhantes aos clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos do grupo anterior. Apresentam em torno de 75% de granada, além de apatita (7%), epidoto (5%), clorita (5%), anfibólio (<5%) albita (<3%), e rutilo, ilmenita e titanita acessórios. A albita ocorre no contato da granada fraturada com as inclusões kelifíticas, em associação com as vênulas de clorita.

São caracterizados pela ausência de cristais individualizáveis de granada, (sem identificação de núcleo, manto e borda de cristais) (**Figs. 7.21A e B**), que aparentam ser grandes massas aglutinadas. A granada está intensamente fraturada e cloritizada, e apresenta inclusões de rutilo, apatita, albita e epidoto em arranjos radiados.

Os cristais de apatita são arredondados ou idioblásticos, com secções hexagonais e com zonamentos de crescimento (**Fig. 7.23D**). Apresentam-se como cristais de granulação média claramente orientados em fraturas com minerais retrometamórficos indicativos de infiltração de fluidos (**Figs. 7.21A e B**). Também foram observados agregados de minerais do grupo do epidoto inclusos na apatita. A percolação de fluidos durante o retrometamorfismo pode ter sido responsável pela formação de apatita e re-precipitação da apatita da rocha, ou cristalizou-se a partir de fluido originado externamente. Cristais de rutilo com granulação média podem também estar presentes.

7.6 Anfibolitos

Os anfibolitos foram observados na Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz. São rochas maciças compostas por anfibólio verde-escuro a marrom-esverdeado, ou amarelo-pálido a marrom-amarelado, com hábitos subidioblásticos a xenoblástico e de granulação

finas (entre 0,5 e 1 mm). Suas bordas podem apresentar-se corroídas, com plagioclásio muito fino entre os grãos, e afetado por intensa saussuritização, onde se observam minerais do grupo do epidoto muito finos intercrescidos com plagioclásio, e subordinadamente aglomerados de sericita. Vênulas de minerais do grupo do epidoto e pequenas lentes monominerálicas de titanita idioblástica fina, também cortados pelas vênulas, são comuns.

7.7 Rochas Meta-ultramáficas

Também foram observados afloramentos de actinolito maciço de granulação fina com finas vênulas compostas por minerais micáceos. A actinolita é idioblástica a subidioblástica e tem pleocroísmo variando entre incolor a verde muito claro. Dentre os minerais micáceos foi identificado fucshita em MSE, com até 7% de Cr_2O_3 , além de clorita magnesiânica e, possivelmente, finos cristais intersticiais de talco. Essas rochas são interpretadas como produtos metamórficos/metassomáticos de rochas ultramáficas.

Figura 7.23: (A): Cloritização segundo canalização de fluidos em granada anfibolito. (B) e (C): Lamelas vermiformes de epidoto intercrescidos com plagioclásio envolvidos por kelifito fino no granada anfibolito. (D) Cristal idioblástico, hexagonal de apatita com zonamento de crescimento inclusa na granada do granada fels, em contato com kelifito em arranjo radiado. Kel = kelifito. As fotomicrografias em (A), (B) e (D) foram obtidas sem analisador. A fotomicrografia em (C) foi obtida com analisador inserido.

8 QUÍMICA MINERAL

8.1 Introdução

Na rocha eclogítica foram analisados cristais de granada, piroxênio, anfibólio, mica branca, clorita, e plagioclásio. Nos xistos azuis e xistos azuis transicionais foram obtidas análises de granada (apenas nos xistos azuis), anfibólio, mica branca, plagioclásio, e clorita. Nos granada anfibolitos foram obtidas análises de granada, piroxênio, anfibólio, clorita e plagioclásio. No clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto foram analisados anfibólio e clorita, no granada fels a clorita, e num actinolita-clorita-albita-quartzo-fengita xisto com granada, foram analisados anfibólio, mica branca e clorita.

As análises de granada serão discutidas no Capítulo 9.

Os dados de química mineral selecionados estão disponíveis no Anexo III.

8.2 Estimativa de Fe^{2+} e Fe^{3+}

A maior parte dos minerais analisados é hidratada e/ou contém Fe_2O_3 . Entretanto, as análises por microsonda eletrônica não permitem a determinação do estado de oxidação dos cátions, como do ferro e do manganês, nem analisa O^{2-} e H^+ (Jo Laird *et al.*, 1981). Devido a tais limitações as análises químicas são convertidas para suas respectivas fórmulas catiônicas e os íons são distribuídos nos sítios ocupacionais dos minerais pelo balanço de cargas, ao se multiplicar as frações atômicas pelo fator de normalização apropriado para cada mineral (Jo Laird *et al.*, 1981). Neste trabalho os recálculos utilizados para a normalização das fórmulas catiônicas estão descritos a seguir:

8.2.1 Anfibólio

O anfibólio contém entre 15 e 16 cátions, 23 oxigênios, e a maior parte destes cátions pode ocorrer em mais de um sítio ocupacional (Schumacher *et al.*, 1997). Como nos anfibólios não há uma razão fixa entre cátions e ânions a estimativa de Fe^{3+} em base estequiométrica pode ser alcançada por mais de uma maneira (Schumacher *et al.*, 1997), e a normalização para os anfibólios pode ser obtida por três diferentes recálculos, em que o escolhido deve ser aquele cuja distribuição catiônica melhor atenda as particularidades do mineral (Jo Laird *et al.*, 1981; Schumacher *et al.*, 1997). Com isso, para todas as análises de anfibólio foram testados os recálculos 15K e 13CNK (**Tabela 8.1**), visto que as composições em estudo situam-se entre anfibólios cálcicos, sódicos-cálcicos e sódicos, e o recálculo 15NK é indicado para anfibólios ferro-magnesianos. A escolha de um recálculo em detrimento do outro se baseou nos critérios apresentados em Jo Laird *et al.* (1981),

Schumacher *et al.*, (1997) e Leake *et al.*, (1997), em associação com as descrições petrográficas.

Todos os recálculos foram realizados mediante o *software* Minpet (2.0).

Tabela 8.1: Normalizações para anfibólios (Jo Laird *et al.*, 1981).

Recálculo	Tipo de normalização:
15NK	Total de cátions menos (Na + K) é normalizado para 15 cátions. Este recálculo assume que Na e K estão presentes apenas no sítio A
15K	Total de cátions menos K é normalizado para 15 cátions. Neste recálculo assume-se que todo Na ocorre apenas no sítio M4, e o K está restrito ao sítio A
13CNK	Total de cátions menos (Ca + Na + K) é normalizado para 13 cátions. Neste recálculo o sítio M4 deve estar livre de Fe ²⁺ , Mg e Mn, e Na ^A = Na _{Total} - Na ^{M4}

Tendo como referência a fórmula estrutural do anfibólio (Spear, 1995) A₀₋₁ (M4)₂ (M1, M3, M2)₅^{VI} (T1, T2)₈^{IV} O₂₂ (OH, F, Cl)₂, em que no sítio A estão: K e Na; em M4: Na, Ca, Mn, Fe²⁺ e Mg; em M1, M2, M3 estão: Mn, Fe²⁺, Mg, Al, Ti, Fe³⁺; e em T1 e T2: Al e Si, foram obtidas as fórmulas catiônicas para os anfibólios dos diferentes litotipos analisados.

8.2.2 Piroxênio

As fórmulas catiônicas dos piroxênios foram normalizadas para 4 cátions e 6 oxigênios pelo *software* Minpet, segundo Yoder & Tilley (1962), e a estimativa de Fe³⁺ foi obtida por balanço de cargas. A distribuição dos cátions nos respectivos sítios catiônicos do piroxênio (**Tabela 8.2**) seguiu as normas de Morimoto *et al.* (1988).

Tabela 8.2: Distribuição catiônica no piroxênio segundo as normas da IMA (Morimoto *et al.*, 1988). Os cátions estão escritos na ordem em que são colocados nos sítios e apenas estão indicados os elementos que foram analisados:

Sítio	Cátions em ordem de ocupação do sítio
T	Si ⁴⁺ , Al ³⁺ , Fe ³⁺
M1	Al ³⁺ , Fe ³⁺ , Ti ⁴⁺ , Ti ³⁺ , Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , Mn ²⁺
M2	Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , Mn ²⁺ , Ca ²⁺ , Na ²⁺

Tendo como referência a fórmula estrutural do piroxênio (Spear, 1995) (M2) (M1) T₂ O₆, foram obtidas as fórmulas catiônicas para os piroxênios dos diferentes litotipos analisados.

8.2.3 Mica branca

A distribuição catiônica na mica branca dioctaédrica seguiu a fórmula geral (A(M1 + M2)₂T₄O₁₀(OH)₂), onde A = K, Na, Ca; M = Al; e T = Al + Si (Spear, 1995), com normalização

para 12 cátions e 22 oxigênios, e $Fe = Fe \text{ total}$, a partir de planilha eletrônica Excel segundo Essene *et al.*, (não publicado).

8.2.4 Clorita e plagioclásio

As análises de clorita foram normalizadas para um total 20 cátions, 36 oxigênios e 16 grupos de OH, segundo recomendações de Deer *et al.* (1972), a partir do *software* Minpet (2.0).

As normalizações para as análises de plagioclásio também foram efetuadas com o *software* Minpet (2.0) com base em 32 oxigênios, como recomendado por Deer *et al.* (1966).

8.3 Anfibólios

8.3.1 Rocha eclogítica

Texturalmente esta amostra se apresenta muito complexa quanto à caracterização dos tipos de zonamentos observados nos cristais de anfibólio, bem como sua correlação com a evolução do metamorfismo. Como visto no Capítulo 7 – Petrografia, a distinção entre os anfibólios sódicos e cálcicos na rocha eclogítica pode ser facilmente feita pela cor e pleocroísmo. Essas variações são indicativas de zonas de crescimento do cristal, recristalização e substituição, entretanto as interpretações nem sempre são facilmente feitas. Mas, de modo geral, tem-se o núcleo de anfibólio azul lavanda em anfibólio verde-escuro em textura possivelmente progressiva, e a lamela de glaucofânio em anfibólio cálcico verde-escuro em textura considerada como produzida pelo metamorfismo retrógrado, assim como os simplectitos de anfibólio e albita em limites de grãos, também analisados.

As análises de química mineral confirmam a presença de anfibólios cálcicos, sódicos-cálcicos e sódicos, de acordo com as identificações petrográficas.

Além da complexidade textural, há nesta amostra dificuldade quanto à normalização dos anfibólios com altos teores de Na. Seis análises apresentam teores relativamente elevados e tanto o recálculo 15K quanto o 13CNK não definem a normalização mais adequada para anfibólios, talvez devido à qualidade não excelente das análises, que reflete diretamente as condições de formação da fase sódica de anfibólio nesta rocha.

As classificações de anfibólios cálcicos e sódicos-cálcicos estão de acordo com os diagramas de Leake *et al.* (1997) e para os anfibólios sódicos foi utilizada a classificação de Miyashiro (1957).

(a) Anfibólios da matriz

As análises de anfibólio indicam, em sua maior parte, composições de actinolita e edenita e subordinadamente, de magnesiohornblenda, glaucofânio, barroisita e pargasita

(**Fig. 8.1**). As composições actinolíticas correspondem às bordas tardias dos cristais de anfibólio e, em menor parte, a cristais individualizados muito finos e idioblásticos na matriz. A hornblenda corresponde a bordas, porções intermediárias e núcleos de grãos. O mesmo ocorre com edenita e pargasita, mas a edenita pode apresentar inclusões arredondadas de clinopiroxênio sódico.

A barroisita e o glaucofânio foram observados em três texturas na rocha eclogítica e de maneira muito restrita: (i) zona irregular de barroisita na borda ou manto da edenita, à qual se segue actinolita tardia (**Fig. 7.11**); (ii) lamela de glaucofânio azul lavanda na borda da edenita com inclusões de onfacita, seguida em direção à matriz por simplectito entre albita e anfibólio. O anfibólio do simplectito localizado no limite do cristal de edenita corresponde ao glaucofânio, e o anfibólio do simplectito próximo ao limite do cristal da granada tem composição de magnesiohornblenda (**Fig. 7.12**). A distribuição catiônica é irregular para qualquer estimativa de Fe^{3+} , fato já esperado, pois durante a realização das análises as lamelas de anfibólio apresentavam fechamento irregular de óxidos e a maior parte foi descartada como análise de baixa qualidade. Este comportamento deve refletir as condições termodinâmicas instáveis na sua geração, possivelmente relacionadas à desestabilidade do piroxênio sódico e da granada; (iii) em aglomerados de cristais de anfibólio cálcico verde destaca-se uma porção de núcleo, que parece ser uma relíquia de anfibólio sódico azul-lavanda (glaucofânio/ferro glaucofânio) na matriz da rocha eclogítica (**Fig. 7.10**). Em direção à borda do cristal as análises mostram variações composicionais entre hornblenda e actinolita, além de epidoto associado. Seu fechamento catiônico é satisfatório, comparativamente às outras análises de anfibólio sódico.

Desta forma verificou-se que quando as análises de anfibólio sódico não são de qualidade excelente há uma considerável variação entre as fórmulas 15K e 13CNK (**Fig. 8.1 – Diagrama B**).

(b) Inclusões de anfibólios

As composições dos anfibólios da matriz foram também comparadas com os anfibólios inclusos em porfiroblastos de granada. As inclusões nas proximidades dos núcleos dos porfiroblastos de granada têm composições actinolíticas e as próximas às bordas são edeníticas (**Fig. 8.1 – Diagramas A e D**).

As variações químicas dos anfibólios estão a seguir representadas juntamente com suas fórmulas catiônicas:

Anfibólios cálcicos (actinolita, hornblenda, edenita e pargasita):

Anfibólio sódico-cálcico (barroisita):

Anfibólios sódicos (glaucofânio):

Legenda: ● Análises de minerais da matriz, e ■ análises minerais de inclusões na rocha eclogítica (217).

Figura 8.1: Diagramas de classificação para anfibólios cálcicos e sódicos-cálcicos segundo Leake et al. (1997), e anfibólios sódicos segundo Miyashiro (1957). (A) Anfibólios cálcicos da matriz e inclusões. (B) Anfibólios sódicos em que se distingue pela cor do círculo o cálculo utilizado para a normalização: linha verde = 15K, linha vermelha = 13CNK. (C) Anfibólio sódico-cálcico (barroisita). (D) Anfibólios cálcicos de inclusões e matriz.

8.3.2 Granada anfibolitos, clorita-albita-epidoto-magnésiohornblenda xisto, e actinolita-clorita-albita-quartzo-fengita xisto com granada

Neste grupo estão incluídas as análises de três granada anfibolitos, dois deles (217A e 232) com textura e mineralogia semelhantes às da rocha eclogítica, em que num deles

(232), se mantém as relações texturais entre os cristais de anfibólio na matriz, com raras lamelas de anfibólio sódico em anfibólio cálcico, mas sem clinopiroxênio. O terceiro granada anfibolito com diopsídio (231B) caracteriza-se pela presença de agregados fraturados de granada, sem que haja individualização de cristais, com inclusões de diopsído parcialmente substituídos por anfibólio cálcico em suas bordas e clivagens.

O anfibólio dos granada anfibolitos 217A e 232, tanto de inclusões quanto da matriz, são principalmente magnesiohornblenda e edenita (**Fig. 8.2 – Diagramas A e C**). As análises de inclusões foram obtidas nas bordas dos porfiroblastos de granada. As bordas dos cristais são de actinolita (**Fig. 8.2 – Diagrama A**). Uma maior variedade química é observada na amostra 232 que, além dos anfibólios cálcicos, apresenta glaucofânio em textura algo semelhante à verificada na rocha eclogítica (**Fig. 8.2 – Diagrama B**).

Na amostra 231B os piroxênios estão parcial- ou totalmente substituídos por actinolita nas clivagens e bordas. As análises correspondentes a hornblenda foram obtidas nos núcleos e porções intermediárias de anfibólios inclusos na granada, da matriz e também do núcleo de pseudomorfos de piroxênio (**Fig. 8.2 – Diagrama A**).

O terceiro litotipo analisado corresponde ao clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto (236C), que pertence ao grupo de rochas com alterações hidrotermais superimpostas, e neste caso as análises foram obtidas no xisto que envolve o granada fels (os granatitos). O anfibólio é marrom-alaranjado e a matriz é formada por intercrescimentos kelfíticos de epidoto e albita. As análises de núcleo indicam composição de magnesiohornblenda e as de borda de actinolita (**Fig. 8.2 – Diagrama A**). Nota-se no mesmo diagrama que os anfibólios desta rocha são semelhantes aos do granada anfibolito com diopsídio 231B, mas distinguem-se das análises dos granada anfibolitos 217A e 232.

As análises da amostra de xisto micáceo com anfibólio verde-oliva e granada porfiroblástica indicou composições de actinolita (**Fig. 8.2 – Diagrama A**) com alto teor de sódio.

Com exceção das análises obtidas nos xistos micáceos, cujos cátions foram distribuídos pela normalização 15K, todas as demais foram normalizadas pela 13CNK.

As variações químicas dos anfibólios são a seguir representadas juntamente com suas fórmulas catiônicas:

Anfibólios cálcicos (actinolita, hornblenda, edenita):

Anfibólios sódicos (glaucofânio, apenas na amostra 232):

Figura 8.2: Diagramas de classificação para anfibólios cálcicos segundo Leake et al. (1997), e sódicos segundo Miyashiro (1957). (A) Anfibólios cálcicos da matriz e inclusões. (B) Anfibólios sódicos onde, linha verde = 15K, linha vermelha = 13CNK. (C) Anfibólios cálcicos da matriz e inclusões.

8.3.3 Xistos azuis

Os anfibólios dos xistos azuis foram analisados nas amostras 233 e 240. A primeira corresponde a um epidoto-glaucofânio xisto com granada e a segunda a um xisto azul rico em porfiroblastos de albita. Nas duas amostras os anfibólios sódicos correspondem ao glaucofânio nos núcleos e porções intermediárias dos cristais, ao passo que as bordas verde-azuladas são de winchita e barroisita (**Fig. 8.3 – Diagramas A e B**). Na amostra 233

foi obtida uma análise de composição actinolítica no núcleo de um cristal de anfibólio, mas texturalmente não foi possível definir se sua cristalização deu-se numa fase prévia de metamorfismo ou retrógrada na fácies xisto verde (**Fig. 8.3 – Diagrama C**). Já na amostra 240, o anfibólio de leitos intercalados no *metachert*, com espessuras inferiores a 1 mm, apresentam núcleos com composição de glaucofânio e borda de winchita e barroisita, assim como o anfibólio do leito de xisto azul típico.

Nota-se no **Diagrama A** da **Figura 8.3** que as análises distribuem-se num amplo intervalo no campo do glaucofânio, variações essas coerentes com a substituição $\text{Fe}^{3+} = \text{Al}^{\text{VI}}$, comum nestes anfibólios. As normalizações foram obtidas pelo cálculo 15K.

Legenda: ◆ Epidoto-glaucofânio xisto (233), ● epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico (240).

Figura 8.3: Diagramas de classificação para anfibólios dos xistos azuis, os anfibólios sódicos estão classificados segundo Miyashiro (1957) e os anfibólios sódicos-cálcicos e cálcicos segundo Leake et al. (1997). (A) Anfibólios sódicos; (B) Anfibólios sódicos-cálcicos; (C): Anfibólio cálcico.

As variações químicas dos anfibólios estão a seguir representadas juntamente com suas fórmulas:

Anfibólios cálcicos (actinolita):

Anfibólios sódicos-cálcicos (barroisita e winchita):

Anfibólio sódico (glaucofânio):

8.3.4 Xisto azul transicional

Estes xistos foram classificados como transicionais da fácies xisto azul para fácies xisto verde pela presença de minerais e texturais de ambas as fácies. As análises foram feitas na amostra 223G, composta por anfibólio azulado muito fino com bordas verdes escuras e cristais verde-azulados muito finos na matriz, e indicam composições de hornblenda sódica, barroisita e actinolita sódica (**Fig. 8.4 – Diagramas A e B**).

Neste caso foram testados os cálculos 13CNK e 15K e não há diferenças entre ambas as normalizações.

Legenda: ◆ Xisto azul transicional (223G).

Figura 8.4: Classificação de anfibólios cálcicos e sódicos-cálcicos em xisto azul transicional segundo Leake et al. (1997). (A) Anfibólios cálcicos; (B) Anfibólio sódico-cálcico.

As variações químicas dos anfibólios estão a seguir representadas juntamente com suas fórmulas catiônicas:

Anfibólios cálcicos (actinolita e hornblenda):

Anfibólio sódico-cálcico (barroisita):

8.4 Piroxênios

8.4.1 Rocha eclogítica e granada anfibolito com diopsídio

Nos estudos petrográficos foi reconhecido clinopiroxênio em duas amostras, uma de rocha eclogítica (217) e uma de granada anfibolito com diopsídio (231B).

A classificação no diagrama Q–J de Morimoto *et al.* (1988), distingue as análises de piroxênios como Quad (piroxênios de Ca, Mg e Fe) e Ca–Na (piroxênios cálcicos–sódicos). No primeiro grupo estão piroxênios da matriz da rocha eclogítica e duas análises de inclusões no granada anfibolito. No campo dos piroxênios cálcicos–sódicos agrupam-se as análises de piroxênio da matriz e de inclusões apenas da rocha eclogítica (**Fig. 8.5 – Diagrama A**).

No diagrama ternário (WEF–Jd–Ae) (**Fig. 8.5 – Diagrama B**) nota-se que as análises distribuem-se no campo da onfacita (cálcico–sódico) e de piroxênios tipo Quad. Observam-se também composições de augita e pigeonita, que podem refletir composições de relíquias ígneas de piroxênio para a rocha eclogítica. No diagrama ternário (Wo–En–Fs) (**Fig. 8.5 – Diagrama C**) os piroxênios Quad distribuem-se entre os membros finais diopsídio e hedenbergita. As análises de onfacita foram obtidas apenas na rocha eclogítica.

O clinopiroxênio ocorre de três maneiras na rocha eclogítica: i) onfacita como cristais subidioblásticos de cor verde-oliva dispersos na matriz; ii) onfacita como grãos xenoblásticos arredondados verde-claros inclusos em anfibólio de composição edenítica; iii) diopsídio como cristais xenoblásticos marrons, geralmente com lamelas de albita em suas bordas e clivagens.

Foram feitos dois perfis composicionais em cristal subidioblástico de onfacita parcialmente consumido por albita (**Fig. 8.6**). Apesar do comportamento inversamente proporcional entre Ca e Na (X_{Di} e X_{Jd} , respectivamente), os perfis não mostram um padrão de zonamento núcleo–borda bem definido. A junção dos perfis B ao A (**Fig. 8.6**) deve completar o perfil composicional, já que em A houve uma substituição parcial do piroxênio por albita. Apesar das irregularidades observadas entre o núcleo e a borda do cristal, o teor da molécula de diopsídio (X_{Di}) é mais elevado na borda (ponto 11) ou não mostra variações significativas, tal qual a molécula de jadeíta (X_{Jd}).

No perfil B, é possível observar que, próximo a albita, no local indicado pela seta na **Figura 8.6**, há uma porção irregular de onfacita com menor número atômico Z médio e, neste ponto, nota-se que o teor de X_{Jd} é mais elevado (ponto 3), o que pode ser devido à proximidade de uma inclusão de albita, que pode ter favorecido a absorção de sódio pelo piroxênio.

A falta de homogeneidade observada nos perfis pode estar relacionada a baixas taxas de difusão intracristalina. Já a ausência de uma substituição gradual de onfacita por

diopsídio no cristal da **Figura 8.6**, pode representar além de um cristal bem preservado, que a desestabilidade de onfacita para diopsídio + albita, funcionou como mecanismo mais eficaz na formação de diopsídio que a substituição gradual.

Na **Figura 8.6** é possível notar o cristal de piroxênio sendo substituído por albita em suas bordas, com contatos serrilhados (no lado esquerdo da imagem), e clivagens. O contorno do cristal original (sugerido pelo traço amarelo) parece estar delimitado pelos resquícios de piroxênio que ocorrem sob a forma de finos cristais alinhados numa borda descontínua.

Também foram observadas variações núcleo–borda nos demais cristais de piroxênio da matriz da rocha eclogítica, nos quais os núcleos dos cristais são onfacíticos e as bordas plotam no campo Quad do **Diagrama A** da **Figura 8.5**.

Na amostra 231B os cristais de clinopiroxênio ocorrem inclusos na granada, em que mantém conexão com as vênulas de anfibólio cálcico. Devido ao alto grau de anfibolitização e cloritização desta rocha apenas duas análises puderam ser aproveitadas, já que a maior parte delas corresponde a anfibólios cálcicos que substituem os cristais de clinopiroxênio em suas bordas e clivagens, os quais correspondem a piroxênios tipo Quad, entre os membros finais diopsídio e hedenbergita (**Fig. 8.5**).

As variações químicas dos piroxênios são a seguir representadas pelas suas fórmulas, notando-se que os piroxênios onfacíticos da rocha eclogítica apresentam teores mais baixos de manganês em relação aos piroxênios Quad, fato esse em concordância com o sobrecrecimento tardio de espessartita na borda dos porfiroblastos de granada nesta rocha. Essas observações podem refletir novo influxo de manganês no sistema, numa fase posterior ao pico metamórfico, registrado tanto no diopsídio quanto nos sobrecrecimentos tardios na granada (Capítulo 9).

Por sua vez os piroxênios Quad do granada anfibolito 231B mostram teores mais elevados de Ti e Fe^{3+} , o que, em parte pode indicar que foram submetidos a temperaturas mais elevadas no metamorfismo.

Rocha eclogítica (217):

Piroxênios Quad

Piroxênios cálcicos–sódicos

Granada anfibolito (231B)

Piroxênios Quad

Legenda: $\square$ Análises de minerais da matriz e $\bullet$ análises de inclusões na rocha eclogítica (217); $\blacktriangle$ análises de minerais de inclusões em granada anfibolito com diopsídio (231B).

Figura 8.5: Diagrama de classificação para os cristais de clinopiroxênio segundo Morimoto (1988). (A) Diagrama Q-J (Q = Ca + Mg + Fe²⁺ e J = 2*Na). (B) Diagrama ternário WEF-Jd-Ae. (C) Diagrama Wo-En-Fs para os piroxênio tipo Quad.

Figura 8.6: Cristal de onfacita parcialmente substituído por albita em rocha eclogítica retrometamorfisada, com as indicações dos perfis composicionais na imagem de elétrons retro-espalhados.

8.5 Mica Branca

As análises químicas pontuais em mica branca foram realizadas em cinco amostras: 2 granada anfibolitos (232, 217), dentre eles a rocha eclogítica (217), 1 xisto azul (233), 1 xisto azul transicional (223G), e 1 actinolita-clorita-albita-quartzo-fengita xisto com granada (232C).

Como pode ser observado no Anexo III, as micas brancas apresentam alto teor de SiO_2 , o que permite uma primeira caracterização destas micas como micas brancas fengíticas (Sorensen *et al.*, 1997). As seguintes variações de Si são observadas, em átomos por fórmula unitária: rocha eclogítica – 3,38 a 3,27, xistos azuis – 3,43 a 3,34, granada anfibolito – 3,32 a 3,31 e xisto micáceo – 3,34 a 3,26.

A série fengítica é caracterizada por composições que se situam entre os membros finais muscovita, celadonita e ferroceldonita, que juntos compõem o grupo das micas dioctaédricas incolores, como observado no espaço composicional da **Figura 8.7** (Spear 1995). Com o aumento da pressão o vetor de troca tschermakítico ($\text{Mg}, \text{Fe}^{2+} \text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$) tende a direcionar as substituições na mica, sendo responsável pela geração de mica fengítica, já que o teor de SiO_2 na mica branca pode aumentar consideravelmente com o incremento da pressão (Massone & Schreyer, 1987). Entretanto, como se nota no diagrama da **Figura 8.7**, além das trocas tschermakíticas e de $\text{Fe} \rightleftharpoons \text{Mg}$, ocorre também a substituição entre K e Na, que relaciona a mica fengítica com a paragonita.

As micas brancas das amostras analisadas ocorrem quase sempre associadas à onfacita e/ou anfibólio sódico, o que pode limitar a incorporação de sódio na mica fengítica (Sorensen *et al.*, 1997), bem como os efeitos químicos–cristalinos (Guidotti, 1994), e não foi verificada a presença de paragonita.

Figura 8.7: Espaço composicional das micas dioctaédricas com os respectivos vetores de troca e os membros finais. O prisma mostra as substituições tschermakíticas e no sítio A (K-Na). Observa-se também a região de solvus entre muscovita e paragonita (modificado de Spear, 1995).

O aumento nos teores de Si e Mg relacionado a substituição tschermakítica pode ser observado no **Diagrama A** da **Figura 8.8**, no qual a substituição tschermakítica ideal $\text{Mg Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$ é representada pela linha contínua (Sorensen *et al.*, 1997). A dispersão observada

entre os pontos analisados e a linha contínua pode estar relacionada à participação de Fe^{2+} nas trocas catiônicas segundo $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+} \text{Si}) \rightleftharpoons (\text{Al}^{\text{VI}} \text{Al}^{\text{IV}})$. Na **Figura 8.8**, os diagramas B e C representam as variações inversamente proporcionais entre $\text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{IV}}$ e $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}$ e nota-se que a primeira troca (B) mostra maior contribuição no vetor tschermakítico que a segunda (C), fato esse que também deve estar relacionado à presença de Fe^{2+} .

Não foram observados padrões de variações químicas significativas entre os minerais de inclusões e de matriz, em parte pelo número pequeno de análises, entretanto, nos perfis composicionais em cristais muito finos pode ser notado que os teores de Na e Si podem se comportar de maneira inversamente proporcional, com o Na tendendo a diminuir em sentido núcleo–borda dos cristais (**Fig. 8.8– Diagrama D**). Outra variação observada é a diminuição no teor de Ba no sentido núcleo–borda dos cristais (0,04 a 0,02 a.p.f.u.).

Legenda: ◆ Rocha eclogítica (217), ■ epidoto-glaucofânio xisto (233), ▲ granada anfibolito (232), ● actinolita-clorita-albita-quartzo-fengita xisto com granada (232C).

Figura 8.8: Correlações entre os principais cátions em mica branca. (A) Mg vs Si que indica a substituição tschermakítica. (B) Si vs Al^{IV} que define boa contribuição no vetor tschermakítico. (C) Mg vs Al^{VI} em que se nota pequena dispersão. (D) Na vs K que mostra comportamento inversamente proporcional entre os cátions.

8.6 Clorita e Plagioclásio

Foi analisada clorita da rocha eclogítica (217), do granada anfibolito (232) com textura e mineralogia semelhante à da rocha anterior, mas sem clinopiroxênio, de dois xistos azuis (233, 240), de xisto azul transicional (223G), de uma amostra de actinolita-clorita-albita-quartzo-fengita xisto com granada (232C), do granada fels (236D) e do clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto (236C), nos quais foram efetuadas análises em minerais da matriz, inclusões e vênulas.

Na **Figura 8.9** é possível observar que a clorita da rocha eclogítica tem composições correspondentes à dafinita, ripidolita e brunsvigita. A dafinita corresponde a uma inclusão em granada e as demais são de clorita de vênulas tardias que cortam os porfiroblastos de granada. As duas análises de inclusões que plotam no campo da brunsvigita apresentam conexão com as vênulas de clorita.

As análises de inclusões obtidas no granada anfibolito 232 plotam no campo da ripidolita, enquanto que a clorita da matriz é transicional entre ripidolita e brunsvigita.

A clorita dos xistos azuis tem composição de ripidolita e picnoclorita (**Fig. 8.9**). A ripidolita faz parte da paragênese de alta pressão e as demais análises são da clorita formada pela alteração da borda da granada ou associada a albita e/ou epidoto tardios. Pode-se observar ainda uma variação composicional núcleo–borda, com predominância de picnoclorita nas bordas dos cristais. Já a clorita do xisto azul transicional tem composição de picnoclorita.

O clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto, que envolve o granada fels, tem apenas ripidolita, assim como as vênulas do granada fels (**Fig. 8.9**).

As análises feitas no xisto micáceo com anfibólio e porfiroblastos de granada indicam composição de brunsvigita, tanto das inclusões com da matriz (**Fig. 8.9**).

O plagioclásio dos xistos azuis (233, 240), xisto azul transicional (223G), granada anfibolito (232) e rocha eclogítica (217) é sempre albita quase pura (**Fig. 8.10**). Nota-se que apenas uma análise do xisto azul é um pouco mais cálcica.

Legenda: ● Análises de minerais de inclusões, e □ análises de vênulas em rocha eclogítica (217); ● análises de minerais de inclusões e ○ análises em minerais da matriz no granada anfibolito (232); ◆ xistos azuis (233, 240); ▲ xisto azul transicional; ◐ análises em minerais da matriz e ► análises de minerais de inclusões em xisto micáceo (232C); ▼ clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto (236C) e ▼ análises em vênulas de clorita no granada fels (236D).

Figura 8.9: Classificação química da clorita dos metabasitos, segundo o esquema de Hey (1954).

Figura 8.10: Diagrama ternário Or–Ab–Na, indicando que o plagioclásio tem composição de albita quase pura.

8.7 Vetores de Substituição

Para caracterização das variações composicionais das fases minerais e das soluções sólidas são normalmente utilizados os vetores de substituição, que representam as substituições químicas nos minerais, e o número de átomos reflete a magnitude da troca entre os pares de minerais. Assim como um mineral, um vetor de substituição é uma entidade química que apesar de incompleta, sem os ânions, mostra a diferença entre as duas fases escolhidas (Spear, 1995).

Neste Ítem busca-se a identificação dos vetores de substituição dos piroxênios e anfibólios, na tentativa de agrupar as variações químicas das fases minerais, correlacionando-as com a evolução metamórfica.

8.7.1 Piroxênios

O vetor de troca jadeítico ($\text{NaAl} \rightleftharpoons \text{CaMg}$) é favorecido em altas pressões (Spear, 1995) e nas amostras estudadas está representado nos diagramas de Na *versus* Al^{VI} , Ca *versus* Mg, Na *versus* Ca e Al^{VI} *versus* Mg da **Figura 8.11**.

Os diagramas que relacionam os elementos diretamente proporcionais do vetor em questão (**Fig. 8.11 – Diagramas A e B**) indicam correlação positiva entre Na *versus* Al^{VI} e Ca *versus* Mg em proporção aproximada 1:1. Da mesma maneira comportam-se as variáveis inversamente proporcionais da troca jadeítica, Na *versus* Ca e Mg *versus* Al^{VI} em suas correlações negativas indicadas nos **Diagramas C e D** da **Figura 8.11**.

Nota-se nos **Diagramas B e D** a presença de “sub-vetores” (em tracejado) que truncam as tendências principais definidas. Aparentemente estes “sub-vetores” representam as substituições ocorridas numa fase tardia de piroxênio, possivelmente durante o reequilíbrio metamórfico em fácies epidoto-anfibolito e xisto verde.

8.7.2 Anfibólios

Os diagramas da **Figura 8.12** contém as substituições mais representativas dos vetores de troca, observados nos anfibólios dos granada anfibolitos (232 e 231B), da rocha eclogítica (217), xisto azul (240) e xisto azul transicional (223G), identificados como sendo o tschermakítico ($\text{Mg, Fe}^{2+} \text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$), edenítico ($\square\text{Si} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}$), do plagioclásio ($\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}^{\text{IV}}$), e jadeítico ($\text{NaAl}^{\text{VI}} \rightleftharpoons \text{CaMg}$).

Nos granada anfibolitos e rocha eclogítica as substituições tschermakítica e edenítica estão relacionadas à substituição da hornblenda e edenita pela actinolita retrometamórfica, respectivamente (**Fig. 8.12 – Diagramas A e B**).

Figura 8.11: Correlações positivas e negativas entre os elementos constituintes do vetor de troca jadeítico no clinopiroxênio das amostras 217 e 231B.

A presença da substituição pargasítica, que é a soma das substituições tschermakítica e edenítica, também está em concordância com a variedade de anfibólios cálcicos (hornblenda, actinolita, edenita e pargasita) observada, já que a pargasita seguiu para composições actinolíticas a partir da troca pargasítica. Nestas rochas também foram identificadas alguma contribuição das trocas do plagioclásio (**Fig. 8.12 – Diagramas A e C**) e jadeítica (**Fig. 8.12 – Diagrama C**), possivelmente relacionando os anfibólios sódicos, sódicos-cálcicos, ou ainda, anfibólios cálcicos com teores elevados de sódio, à hornblenda e actinolita, respectivamente.

Para o xisto azul e xisto azul transicional foi observada grande contribuição da troca do plagioclásio, como é possível observar pela associação dos **Diagramas D e E da Figura 8.12**, o que deve refletir a substituição dos anfibólios sódicos por sódicos-cálcicos e

eventualmente hornblenda, durante o retrometamorfismo. Apesar da troca $\text{Na} \rightleftharpoons \text{Ca}$ estar bem definida, foi observada pouca contribuição da troca jadeítica nos xistos azuis, pela baixa contribuição da substituição $\text{Al}^{\text{VI}} \rightleftharpoons \text{Mg}$ (**Fig. 8.12 – Diagrama F**), em parte porque os anfibólios sódicos foram primeiramente transformados em sódicos-cálcicos e, possivelmente hornblenda sódica, para posteriormente serem substituídos por anfibólios cálcicos como actinolita, o que reflete maior contribuição da troca jadeítica nos xistos azuis transicionais (**Fig. 8.12 – Diagrama F**).

Figura 8.12: Vetores de substituição tschermakítico, edenítico, do plagioclásio e jadeítico para os anfibólios de metabasitos.

9 ZONAMENTO COMPOSICIONAL EM GRANADA, FORMAÇÃO DE ATÓIS E EVOLUÇÃO DO METAMORFISMO

9.1 Introdução

Minerais zonados com composições passíveis de medição são utilizadas como indicadores de variação da pressão e temperatura na caracterização da história metamórfica de uma rocha. Tal prática tem sido preferencialmente demonstrada com a utilização de assembléias minerais que incluem a granada (Florence & Spear, 1991). Tanto a evolução termal quanto o tipo de tectonismo em terrenos orogênicos tem sido determinados com o

auxílio da interpretação de zonamento químico em granada (e.g. Perchuk *et al.*, 1999; Kohn & Spear, 2000; Stípská & Powell, 2005). O zonamento químico desenvolvido durante a cristalização da granada fornece informações acerca da trajetória do metamorfismo progressivo, mesmo se, os minerais oriundos das reações progressivas não estiverem preservados no pico metamórfico (Stípská & Powell, 2005). Estes zonamentos são também importantes na definição do retrometamorfismo.

As duas principais causas de zonamentos químicos em granada são a cristalização acretiva e a difusão cristalina e intra-cristalina (Spear, 1995). O primeiro ocorre a partir da adição volumétrica de granada na granada pré-existente, com composições diferentes em função da variação de P e T e de possíveis alterações na composição da rocha total (Spear, 1995). Já o zonamento por difusão é a modificação da composição de uma granada pré-existente através dos processos de difusão por volume, em que a migração de elementos ocorre segundo um gradiente de concentração, associado ao regime termal atuante, tanto entre o mineral e a matriz, como dentro do mineral. A difusão é resultado da alteração das condições de equilíbrio nas bordas de cristais, devido às reações que sucedem as variações das condições externas, o que gera um gradiente químico entre a borda e o interior do cristal num fluxo de difusão, ou ainda entre o próprio cristal e as demais fases ao redor. Diferentemente do zonamento por crescimento, a difusão não requer crescimento mineral ou o consumo do cristal pré-existente e pode ocorrer durante e depois do crescimento do cristal (Spear, 1995).

O zonamento composicional concêntrico reflete ainda o fracionamento químico a partir da composição da rocha total, devido à remoção seletiva de componentes do sistema em reação (Schumacher *et al.*, 1999; Marmo *et al.*, 2002), em função do consumo ou disponibilização de componentes químicos pelas reações metamórficas durante o crescimento do cristal (Vernon, 2004). Tantos xistos azuis quanto eclogitos possuem cristais de granada amplamente zonados (Clarke *et al.*, 1997; Robbo *et al.*, 1999), já que nestas rochas os processos de difusão não são capazes de manter as condições de equilíbrio na escala do cristal durante a neo-cristalização (Vernon & Clarke, 2008). As baixas taxas de difusão intracristalina, comparada à rápida taxa de crescimento dos grãos, permitem a preservação da história do metamorfismo progressivo nos cristais de granada (Vernon & Clarke, 2008).

O objetivo dos estudos termobarométricos é utilizar as assembléias minerais, relações texturais e variações químicas para inferir reações metamórficas, e a partir dos quais devem ser oriundas as composições minerais adequadas para a obtenção das condições P–T mais próximas do pico metamórfico (Robinson, 1991). Por esta razão algumas considerações devem ser feitas acerca da confiabilidade das análises químicas a serem utilizadas nos cálculos termobarométricos, visto que para fases reagentes processos

de dissolução e re-precipitação, além de reequilíbrios por difusão, podem resultar em complexos padrões de zonamento (Khon & Spear, 2000).

A reconstrução de trajetórias P–T que se utilizam do zonamento de granada muito finas (0,5 mm) que foram submetidas a temperaturas elevadas (> 550 °C), pode levar a interpretações errôneas sobre a história de cristalização do mineral, pois durante o resfriamento o reequilíbrio por difusão na borda da granada pode apagar o registro do pico metamórfico (Florence & Spear, 1991). Alguns estudos (e.g. Karabinos, 1984) sugerem que a superfície de difusão assistida por fluidos metamórficos intergranulares podem contribuir para a variação composicional ao longo da borda da granada. Estudos mais recentes (e.g. Page *et al.*, 2007) ressaltam a influência da reabsorção da granada nos cálculos termobarométricos pois, associado aos mecanismos de reabsorção, pode ocorrer interação com fluidos e/ou minerais da matriz e há possível remoção e introdução de elementos no sistema. Os autores ressaltam que as regiões da granada com evidências texturais de reabsorção não devem ser utilizadas nos cálculos termobarométricos, e no caso de termobarometria por pseudosecção as fases posteriores às feições de reabsorção não podem ser quantificadas em termos de pressão e temperatura. Fatores como estes levam alguns autores a enfatizarem a importância da obtenção de mapas composicionais de raios X na elucidação da distribuição dos elementos em suas zonas, bem como no reconhecimento das feições relacionadas aos reequilíbrios metamórficos (e.g. Khon & Spear, 2000).

Sendo a granada um dos minerais que melhor preserva as condições do metamorfismo progressivo, é possível modelar os efeitos do fracionamento composicional dos elementos na assembléia mineral da rocha e caracterizar o desenvolvimento das texturas metamórficas a partir da caracterização quantitativa de seu zonamento químico (Marmo *et al.*, 2002).

Neste capítulo serão apresentados os perfis e mapas composicionais da granada de uma rocha eclogítica e de um xisto azul, com objetivo de se caracterizar o metamorfismo progressivo e as feições retrometamórficas de dissolução e re-precipitação a partir dos zonamentos observados. As caracterizações aqui apresentadas evidenciam a presença de fluidos durante o retrometamorfismo e seus efeitos quando da neoformação de fases minerais e geração de atóis em granada; bem como para o entendimento da relação, durante o metamorfismo e exumação, entre os litotipos inseridos no contexto de metamorfismo de alta pressão, a partir dos zonamentos apresentados.

9.2 Química Mineral de Granada

9.2.1 Rocha eclogítica

Foram obtidos perfis e mapas composicionais de raios X de Fe, Mg, Ca, Mn e Na de três cristais de granada de distintas texturas na rocha eclogítica (217), identificadas como granadas A, B, e M1. Os perfis e mapas composicionais serão tratados de forma conjunta para que a comparação entre os mesmos permita uma melhor compreensão do desenvolvimento das texturas durante o metamorfismo progressivo e retrógrado.

Os cristais de granada analisados apresentam granulação fina, hábitos idióblásticos a subidóblásticos e zonamento concêntrico distinto (**Figs. 9.2 a 9.4**) com: i) núcleo relativamente enriquecido em manganês; ii) manto com maior teor relativo de cálcio; iii) porção manto–borda relativamente enriquecida em magnésio e com decréscimo nos teores de cálcio e manganês; iv) borda com concentrações relativas mais elevadas de cálcio e manganês, e quedas nos teores de magnésio e ferro (**Tabela 9.1, Fig. 9.1**).

As variações indicadas em (i) e (iii), que correspondem à diminuição no teor de manganês no sentido núcleo–borda dos cristais, estão bem caracterizadas nos perfis composicionais pelo traçado em forma de “sino” (**Fig. 9.1**) e refletem um zonamento concêntrico por crescimento (**Figs. 9.2 a 9.4**), indicando a tendência que esta fase mineral apresenta em incorporar o manganês no início de sua formação (Vernon & Clarke, 2008).

Com a evolução do metamorfismo progressivo, o incremento da pressão é representado pelo enriquecimento relativo em cálcio no manto dos cristais de granada (ii), indicado nos perfis composicionais por suaves “ombreiras” (**Fig. 9.1**). Neste contexto nota-se que a fase seguinte (iii) evidencia o aumento no teor de magnésio e decréscimo no teor relativo de cálcio (região manto–borda dos cristais), o que poderia refletir a precipitação da granada num período de pequena queda de pressão e incremento de temperatura. Já entre as fases (iii) e (iv), o incremento no teor de cálcio é retomado e tem seu ponto máximo nas bordas dos cristais de granada da fase (iv), o que reflete a formação de granada sob condições de incremento de pressão, em que os teores de grossulária ficam em torno de 40%.

É interessante observar que as granadas A, B e M1 registram elevados teores de Ca em microcristais idióblásticos no domínio da borda dos cristais, que podem ocorrer inclusive no anfibólio cálcico e na mica branca fengítica, como bem observado no mapa do cálcio e do manganês (**Figs. 9.2 a 9.4**). Na granada M1 ainda é possível observar: (i) canal que liga o anfibólio cálcico ao manto da granada, em sua porção dissolvida (**Fig. 9.4**, metade inferior, lado esquerdo dos mapas composicionais, ver mapa do cálcio); (ii) ligação entre a borda externa da granada com o reservatório epidoto da matriz a partir de canais (**Fig. 9.4**, borda na porção superior, canto direito do mapa composicional do cálcio).

As feições de dissolução observadas na granada, muito bem caracterizadas na granada M1 pelas reentrâncias na superfície do cristal, em sua transição manto–borda (**Fig. 9.4**), mostram, além da formação de atóis em granada, a nova precipitação de epidoto, anfibólio cálcico e mica branca fengítica, num processo muito possivelmente assistido por fluidos percolantes, liberados entre os eventos (iii) e (iv), e após o evento (iv) durante a exumação final. Estas feições sugerem uma possível interrupção da subducção em (iii), com pequena exumação associada, e sua retomada em (iv), seguida de exumação final, com as descompressões resultando na liberação de fluidos para a geração de texturas de dissolução, e nos zonamentos observados nos mapas composicionais apresentados. O aumento relativo de cálcio em (iv) reflete a formação de granada sob condições de incremento de pressão, sendo que as fases cálcicas hidratadas, como epidoto e em menor volume anfibólio cálcico (**Figs. 9.2 e 9.4**) podem ter sido os reservatórios de cálcio para cristalização da molécula grossulária em seus teores mais elevados (borda externa do cristal). A ausência de comportamentos inversamente proporcionais entre ferro e magnésio no sentido manto–borda de alguns cristais (**Fig. 9.1**, p.ex. **Perfil B**), pode ser resultado de pouca troca Fe–Mg, o que indicaria pouca variação da temperatura.

Tabela 9.1: Composições dos cristais de granada nas porções núcleo, manto e borda.

Granada	Composição do núcleo	Composição do manto	Composição da borda
A	Alm ₆₁ Grs ₂₃ Pyp ₅ Sps ₁₁	Alm ₆₂ Grs ₂₅ Pyp ₇ Sps ₅	Alm ₄₉ Grs ₄₂ Pyp ₄ Sps ₅
B	Alm ₆₁ Grs ₂₄ Pyp _{6,7} Sps _{8,6}	Alm ₆₄ Grs ₂₄ Pyp ₁₀ Sps _{1,9}	Alm ₆₀ Grs ₃₀ Pyp ₁₀ Sps _{0,6}
M1	Alm ₆₀ Grs ₂₅ Pyp ₇ Sps ₈	Alm ₆₂ Grs ₂₆ Pyp ₇ Sps ₄	Alm ₄₉ Grs ₄₂ Pyp _{5,1} Sps ₄

(a) Formação dos atóis

Alguns mecanismos já foram propostos para a gênese de atóis em granada, incluindo como hipóteses sobrecrecimentos, substituições seletivas, nucleação múltipla, e coalescência de grãos. Entretanto o mecanismo formador das texturas de atóis permanece ainda indefinido (Dobbs *et al.*, 2003). A particularidade desta microestrutura já foi comparada como uma variedade das conhecidas coronas, em que um anel de granada envolve uma mistura de fases minerais e/ou frações de granada sob a forma de “ilhas” (Passchier & Trouw, 1998). Compreender a gênese de atóis de granada nos eclogitos é importante para um melhor entendimento dos processos tectônicos ocorridos durante a subducção e/ou exumação (Cheng *et al.*, 2007).

Figura 9.1: Perfis composicionais das granadas A, B, e M1. Nota-se que para a granada M1 são apresentados dois perfis (M1-M1' e 27-30), mas no perfil M1-M1' estão incluídas as análises 27, 28, 29 e 30, alinhados no perfil principal, apenas para melhor visualização do grande incremento da molécula grossulária (Grs). Na figura estão também identificadas algumas das fases minerais para melhor visualização das discussões apresentadas neste capítulo. Abreviações segundo Kretz (1983) e Spear (1995).

Segundo Cheng *et al.* (2007), durante o início dos processos de exumação os fluidos liberados pela quebra de minerais hidratados (p.ex. lawsonita) e exsolução de hidroxila de minerais nominalmente não-hidratados (NAMs) infiltram, de fora para dentro, as fraturas dos cristais de granada, resultando na separação do cristal em “península” e borda, o que lhes dá o aspecto de atóis, além da neoformação de fases minerais hidratadas que os preenchem, como epidoto, fengita e anfibólio, a partir da disponibilidade dos elementos liberados no sistema (p.ex. **Figs. 9.3 e 9.4**). De fato os fluidos presentes, externos ou não, aproveitam-se de microfraturas, geradas por reações do tipo *net transfer*, que são, em geral, acompanhadas por variações de volume e fraturamento, e/ou ainda, pelo fraturamento produzido por esforços aos quais foi submetida a rocha.

No caso dos cristais de granada em estudo, nota-se claramente que em um cristal o atol se desenvolveu em sua totalidade, e houve o isolamento de uma península destacada de sua borda (**Fig. 9.4**). Por outro lado, nas granadas A e B foram gerados, ainda que em diferentes graus, princípios de atóis (**Fig. 9.2 e 9.3**). As razões pelas quais alguns cristais formam atóis e outros não ainda são desconhecidas, porém é possível que a abundância e a composição das inclusões no mineral precursor (granada) e sua composição exerçam considerável influência (Cheng *et al.*, 2007). Em comum observa-se que o fluido consumiu (de fora para dentro) os cristais de granada até o manto rico em grossulária, em parte adentrando-o (no caso da granada M1, **Fig. 9.4**, mapa composicional do cálcio) quando perdeu sua reatividade e, possivelmente, precipitou epidoto (**Fig. 9.4**, mapa composicional do cálcio). Tal hipótese pode se basear na reação de geração de epidoto a partir do consumo de granada na presença de água e oxigênio, segundo:

Nota-se na granada M1 (**Fig. 9.4**) que as feições de dissolução ocorrem tanto em direção ao núcleo quanto em direção a borda, através de reentrâncias na superfície do cristal, por onde houve o consumo da granada para geração do epidoto que preenche o atol. Observa-se a presença de anfibólio cálcico na borda da granada, em contato direto com a matriz, sin-a posterior à formação do epidoto e com microinclusões de granada idioblástica. O anfibólio apresenta ainda conexão com as vênulas tardias de clorita, com as quais tem em comum o teor de magnésio (**Fig. 9.4**, mapa composicional de magnésio). Um canal de ligação entre o anfibólio e o manto da granada pode ser observado na **Figura 9.4** (lado esquerdo dos mapas composicionais).

Na granada B a relação é quase semelhante, mas, é a fengita quem apresenta duas inclusões muito finas de granada cálcica, entretanto não é parte da borda da granada em contato direto com a matriz (**Fig. 9.3**). Isso poderia indicar um processo de dissolução na

porção manto–borda do cristal, onde ainda restaram núcleos de granada e sobre os quais houve precipitação de granada em condição de pico bórico (as “microgranadas”), com geração posterior de mica branca fengítica, em associação com epidoto e anfibólio cálcico (**Fig. 9.3**).

Adicionalmente nota-se, principalmente na granada M1, a presença de simplectitos tardios entre granada e albita, ou ainda albita envolvendo a granada mais cálcica, relacionados possivelmente ao reequilíbrio metamórfico em fácies anfibolito e/ou epidoto anfibolito (**Fig. 9.4**, mapa composicional do sódio).

Os mapas composicionais mostram que os fragmentos euhédricos constituindo a borda do porfiroblasto da granada M1 (“microgranadas”), destacados do porfiroblasto com o desenvolvimento do atol, também apresentam zonamento composicional (**Fig. 9.4**). Os núcleos das “microgranadas” apresentam teores semelhantes de Ca, Mn, Mg, e Fe aos teores da “borda interna” do porfiroblasto (**Fig. 9.4**). Sobre estes “núcleos”, que possivelmente resistiram à dissolução, ocorreu a formação de granada mais rica em cálcio, indicando incremento na pressão. Nota-se ainda que os reservatórios para a formação de granada grossularítica são principalmente o epidoto, e em menor parte o anfibólio cálcico (**Fig. 9.2 e 9.4**).

A granada A é a que apresenta dissolução menos intensa, tendo sido consumidas apenas pequenas partes de sua borda para geração de anfibólio cálcico e fengita intercrescidos (**Fig. 9.2**, vértice superior direito do cristal), possivelmente durante a exumação final. Observa-se também a presença de uma delgada e disrupta borda enriquecida em cálcio, para as quais os reservatórios são o epidoto e anfibólio cálcico. Também se notam sobrecrecimentos ricos em manganês (**Fig. 9.2**), indicando novo influxo deste elemento no sistema e/ou efeitos de *back-diffusion* durante a reabsorção da granada (Kohn & Spear, 2000). Embora este último efeito não tenha sido observado nos mapas composicionais obtidos. Adicionalmente há presença de albita tardia preenchendo microfraturas na granada e nos interstícios dos cristais adjacentes.

9.2.2 Xistos azuis

Foram feitos três perfis composicionais e um mapa composicional de um cristal ultrafino (70 μ) de granada em xistos azuis, mas os resultados não foram tão satisfatórios como os obtidos para a granada da rocha eclogítica, devido à reduzida granulação do cristal (**Fig. 9.6**). Um terceiro perfil, feito num cristal de granada sem mapa composicional, resultou em dados mais homogêneos, no qual se notam efeitos menores de difusão intracristalina (**Fig. 9.5, Perfil C**).

Figura 9.2: Mapas composicionais da granada A.

Figura 9.3: Mapas composicionais da granada B.

Figura 9.4: Mapas composicionais da granada M1.

Destaca-se que as granadas A e B (**Fig. 9.5**) apresentam altos teores de manganês, com conteúdo da molécula espessartita (Sps) entre 16 e 45% (**Tabela 9.2**). Isto se deve à composição do protolito, formado por sedimentação química, correspondente a um *metachert* com espessartita e glaucofânio, também denominado coticulito. Este leito, com cerca de 1 mm, está intercalado em epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico, e tem granada em paragênese com glaucofânio, tanto nas bordas como incluso. Como observado em campo e nos estudos petrográficos, os xistos azuis e *metacherts* ocorrem intercalados em contatos gradacionais e apresentam glaucofânio com borda de winchita e barroisita, além de granada manganesífera, epidoto, mica branca e clorita associados.

Na **Figura 9.7** é mostrada uma imagem de um cristal de anfibólio no leito de *metachert* em que foram analisados os cristais de granada. O anfibólio é zonado, com núcleo mais rico em sódio e borda mais rica em cálcio, e apresenta inclusões de quartzo. Associam-se também epidoto, clorita, mica branca, e quartzo.

O **Perfil A (Fig. 9.5)**, com o mapa composicional correspondente apresentado na **Figura 9.6**, evidencia um núcleo com composição mais rica em manganês, com aumento de Ca, Fe e Mg em direção a borda. O Mg apresenta discreto aumento e mostra teor mais elevado no manto do cristal, observado nas suaves ombreiras do perfil, e decresce sutilmente na borda, quando há novo incremento no teor de Fe. Em direção à borda há incremento nos teores de manganês e cálcio, semelhantemente ao descrito nas rochas eclogíticas. Entretanto esse zonamento pode não ter a mesma origem em ambas as rochas, já que a granulação destes cristais no leito de *metachert* é muito fina, o que pode ter permitido um maior re-equilíbrio por difusão intracristalina. O **Perfil B (Fig. 9.5)**, feito num cristal próximo ao do perfil anterior, também mostra potenciais efeitos de difusão intracristalina, indicados pela certa homogeneidade composicional ao longo do perfil.

O **Perfil C (Fig. 9.5)**, obtido em granada do epidoto-glaucofânio xisto, mostra grande semelhança composicional e de zonamento químico com a região manto–borda dos perfis obtidos para a granada da rocha eclogítica (**Fig. 9.1**), nas quais há diminuição no teor de cálcio e aumento no teor de magnésio. Estas variações relacionam-se a uma possível interrupção da subducção numa fase anterior ao pico metamórfico, registradas na rocha eclogítica. A semelhança entre os perfis poderia indicar que xistos azuis e os eclogitos compartilharam o metamorfismo progressivo até esta interrupção, a partir da qual os xistos azuis foram exumados, enquanto que o eclogito continuou sendo submetido a aumentos na pressão, registrado nas bordas de seus cristais de granada.

Da mesma forma que na rocha eclogítica, o **Perfil C (Fig. 9.5)** indica que o ferro e o magnésio apresentam teores pouco variados no sentido núcleo–manto, o que pode indicar maior variação de pressão significativa, sem grandes oscilações na temperatura.

Tabela 9.2: Composições dos cristais de granada nas suas porções de núcleo, manto e borda.

Granada	Composição do núcleo	Composição do manto	Composição da borda
A	Alm _{34,4} Grs _{18,2} Pyp ₂ Sps _{45,5}	Alm _{52,9} Grs _{25,5} Pyp _{4,7} Sps _{16,8}	Alm _{36,7} Grs _{29,6} Pyp _{2,1} Sps _{31,6}
B	Alm _{48,4} Grs ₂₈ Pyp _{3,7} Sps _{19,9}	Alm _{52,5} Grs _{26,6} Pyp _{3,7} Sps _{19,9}	Alm _{35,3} Grs _{28,9} Pyp _{2,1} Sps _{33,8}
C	Alm _{54,7} Grs _{27,8} Pyp ₃ Sps _{14,5}	Alm _{55,7} Grs _{25,8} Pyp _{3,5} Sps _{15,1}	Alm _{65,4} Grs _{19,7} Pyp _{7,5} Sps _{7,4}

Figura 9.5: Perfis composicionais de granada, sendo que os perfis A e B são da amostra 240 (com granada no leito de metachert) e o perfil C da amostra 233.

Figura 9.6: Mapas composicionais para a granada A.

Figura 9.7: Cristal zonado de anfibólio sódico de um típico xisto azul em leito mais quartzoso, com inclusão de quartzo. Em associação há clorita e mica branca (porção superior da foto), granada e epidoto (porção inferior).

10 GEOTERMOBAROMETRIA

10.1 Introdução à Geotermobarometria

A termodinâmica visa à correlação matemática dos parâmetros de estado extensivos (p.ex. volume e entropia) e intensivos (p.ex. temperatura e pressão) para o desenvolvimento de expressões que buscam caracterizar quantitativamente as variações das diferentes formas de energia nos processos naturais (Wernick, 2004).

Na geotermobarometria a relevância fundamental baseia-se no fato de que as composições minerais podem ser indicadores sistematicamente sensíveis às variações das condições de pressão e temperatura durante os eventos metamórficos, e proporcionam informações potenciais para a construção de trajetórias metamórficas P–T (Spear, 1989). Esta ferramenta também pode ser aplicada para a resolução de problemas associados à formação de rochas ígneas (Philpotts, 1990).

A geotermobarometria pode ser definida como o cálculo de temperaturas e pressões nas quais são formados os minerais, tendo como regimento principal a dependência de ambos os parâmetros de estado com a constante de equilíbrio, como representado na Equação 7. Entretanto, a aplicação de qualquer relação de equilíbrio implica que todas as

fases envolvidas estejam em equilíbrio termodinâmico, o que é de difícil definição e confirmação. Geradora da maior parte dos erros, esta limitação é elucidada por Spear (1989), quando afirma a grande facilidade em se provar que fases minerais não estão em equilíbrio e a impossibilidade de se provar que uma associação mineral está em equilíbrio termodinâmico.

Entende-se aqui que o estado de equilíbrio de um sistema é alcançado quando os parâmetros de estado P, T, V, S, G não se modificam no tempo ou espaço e a energia livre de Gibbs é igual a zero (Spear, 1995). Pode-se dizer que um sistema em equilíbrio está em seu menor estado de energia em relação às condições atuantes e não possui tendência a se modificar espontaneamente (Spear, 1995).

O conceito central da geotermobarometria é que o conhecimento das composições dos minerais coexistentes e das propriedades caloríficas das substâncias envolvidas no sistema permite a determinação da constante de equilíbrio a partir da aplicação de modelos de atividade (Spear, 1995).

Por si só a constante de equilíbrio define uma linha no diagrama P–T ao longo da qual o sistema em estudo deve ter se equilibrado. Como os equilíbrios de *end-members* ou de diferentes fases minerais em paragênese ocorrem como reações com diferentes taxas de inclinação nos diagramas P–T, a intersecção de dois ou mais equilíbrios pode ser usada na estimativa das condições P–T, o que representa a formação e/ou reequilíbrio das fases minerais das rochas (Spear, 1995).

$$0 = \Delta H(T_R, P_R) + \int \Delta C_P dT - T(\Delta S(T_R, P_R)) + \int ((\Delta C_P/T)dT) + \Delta V_S(P - 1) + RT \ln K_{eq} \quad (7)$$

na qual:

ΔH = Variação da Entalpia, T_R = Temperatura de referência, P_R = Pressão de referência, ΔC_P = Variação da capacidade de troca calorífica da reação, T = Temperatura, ΔS = Variação da Entropia, ΔV_S = Mudança de volume molar dos sólidos, P = Pressão, R = Constante dos gases, K_{eq} = Constante de equilíbrio.

Os geotermômetros são reações metamórficas pouco dependentes da pressão, ao passo que bons geobarômetros são relativamente insensíveis à temperatura (Spear, 1995). Segundo Spear (1989; 1995), as reações utilizadas como geotermômetros baseiam-se no conceito de trocas catiônicas (*exchange reactions*), que apresentam em geral pouca variação de volume (ΔV), e moderada variação de entalpia (ΔH) e entropia (ΔS). Também baseiam-se no *solvus* de alguns minerais. Já a geobarometria utiliza das reações de transferência (*net transfer*) que modificam a assembléia mineral em função da variação de pressão e temperatura e possuem grandes variações de volume (ΔV).

Uma avaliação de qual equilíbrio é mais apropriado para a geotermometria e geobarometria pode ser feita ao constatar o tipo de dependência da temperatura e pressão

em relação à constante de equilíbrio. Para tal podem ser definidas as equações 8 e 9 a partir da equação 7, e a partir das quais são obtidas as equações 9, 10 e 11 (Spear, 1989).

$$0 = [R\ln K_{eq} - (\Delta S(T_R, P_R) + \int (\Delta C_P/T) dT)] dT + \Delta V_S dP + R\ln K_{eq} \quad (8)$$

$$0 = \frac{(\Delta H(T_R, P_R) + \int \Delta C_P dT + \Delta V_S(P - 1))}{T} dT + \Delta V_S dP + RT d\ln K_{eq} \quad (9)$$

Iniciando com a derivada total da lei de ação de massa obtém-se:

$$dP/dT (dP/dT)_{\ln K_{eq}} = \frac{R\ln K_{eq} - \Delta S(T_R, P_R) - \int ((\Delta C_P/T) dT)}{\Delta V} = \frac{(\Delta H(T_R, P_R) + \int \Delta C_P dT + \Delta V_S(P - 1))}{T\Delta V} \quad (10)$$

$$(d\ln K_{eq}/dT)_P = \frac{R\ln K_{eq} - \Delta S(T_R, P_R) - \int ((\Delta C_P/T) dT)}{RT} = \frac{(\Delta H(T_R, P_R) + \int \Delta C_P dT + \Delta V_S(P - 1))}{RT^2} \quad (11)$$

$$(d\ln K_{eq}/dP)_T = \frac{\Delta V_S}{RT} \quad (12)$$

A equação 10 indica que a inclinação de uma isopleta é função da entropia e do volume molar dos sólidos presentes numa reação (Spear, 1989; 1995). Em geral os equilíbrios com elevados ΔS apresentam fortes inclinações na $R\ln K_{eq}$, enquanto que um equilíbrio com ΔV elevado possui inclinações mais suaves (**Fig. 10.1**). Já as equações 11 e 12 confirmam a importância da dependência da temperatura e pressão em relação à constante de equilíbrio para determinações precisas das condições P-T a partir das inclinações das isopletras. Pode-se deduzir que um grande ΔH indica alta dependência da temperatura e um ΔV elevado é exigido para uma forte dependência da pressão.

Existem dois tipos de calibrações na geotermobarometria: as calibrações experimentais e as calibrações empíricas. As calibrações experimentais são aquelas em que a constante de equilíbrio é função da temperatura e da pressão em experimentos controlados em condições laboratoriais, e apresentam melhor acurácia que a segunda. Já com as calibrações empíricas a constante de equilíbrio é obtida a partir de assembléias naturais e, ao contrário da primeira, a temperatura e a pressão são inferidas por outros meios. Sua vantagem está justamente na utilização de sistemas não ideais, nos quais são

consideradas complexidades nos vetores de troca pela presença de uma variedade de elementos que pode ocorrer, o que permite que condições P–T mais próximas das reais possam ser obtidas com elas (Spear, 1989). Nas duas calibrações ΔH , ΔS e em alguns casos o ΔV (este muitas vezes é calculado a partir de volumes molares tabulados), também são derivados, e no caso das calibrações experimentais estes valores incorporam o caráter não-ideal, o que também pode os aproximar dos valores reais. Os dois tipos de calibrações estão sujeitos a distintas modificações (calibrações híbridas) em virtude das diferentes formulações das relações atividade/composição que podem ser aplicadas a cada uma delas (Spear, 1989).

Figura 10.1: Diagramas esquemáticos P–T que mostram equilíbrios com inclinações P–T representativas de reações utilizáveis como geotermômetros (A) e geobarômetros (B). Modificado de Spear (1989).

10.2 Geotermobarômetros Internamente Consistentes

Enquanto a teoria da termobarometria é relativamente simples, na prática a sua aplicação esbarra em dificuldades geradoras de consideráveis incertezas, relacionadas tanto a problemática de definição de assembléias minerais em equilíbrio, quanto aos efeitos de reequilíbrio durante o resfriamento, precisão e acurácia de calibrações, distintos dados termodinâmicos e de modelos de atividades para o estabelecimento das constantes de equilíbrio, e calibrações dos termômetros e barômetros (Spear, 1989; 1995). Por esta razão muitos autores (e.g. Powell & Holland, 1985; 1988; De Capitani & Brown, 1987; Berman, 1988; 1991; Brown *et al.*, 1988; 1989; Connolly, 1990; Castelli *et al.*, 1997) iniciaram a utilização de um conjunto de termômetros e barômetros internamente consistentes e as atualizações e aprimoramentos tem conduzido à obtenção de estimativas de pressão e temperatura cada vez mais precisas e coerentes. O conjunto de calibrações internamente consistentes utiliza dos mesmos dados termodinâmicos e modelos de atividade para todas as fases ou foram calibrados a partir do mesmo conjunto de dados empíricos (Spear, 1989).

A consistência interna entre os conjuntos de calibrações disponibiliza um importante

teste com relação ao grau em que uma amostra foi equilibrada. Desta forma, ela tende a eliminar, ou pelo menos identificar, as calibrações com grandes erros sistemáticos, porque as destacam das demais (Spear, 1995). Esta técnica tem sido denominada como geotermobarometria com bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes.

10.3 Cálculos Geotermobarométricos

Os cálculos geotermobarométricos foram feitos com geotermobarômetros internamente consistentes do programa computacional TWQ 1.02 (Berman, 1988; 1991). As análises químicas utilizadas encontram-se disponíveis no Anexo III, e a localização das amostras utilizadas neste capítulo encontra-se no mapa esquemático do Anexo I, quais sejam: rocha eclogítica (217), granada anfibolito (232), granada anfibolito com diopsídio (231B), granada fels (236D), e xistos azuis (240, 233).

Os dados geotermobarométricos foram obtidos a partir dos minerais de seis secções delgadas analisadas em microsonda eletrônica, quais sejam: granada, piroxênio, anfibólio, mica branca e plagioclásio. As análises utilizadas são de paragêneses minerais e/ou cristais de um mesmo domínio microestrutural, para aumentar a possibilidade de equilíbrio termodinâmico nos cálculos das condições P–T às quais foram submetidos os litotipos.

É conhecido que os modelos de atividade promovem indispensável ligação entre a composição mineral medida e seu correspondente termodinâmico quantitativo, os quais são de grande importância nos cálculos petrológicos (Spear, 1995).

A atividade de H_2O adotada para os cálculos termobarométricos foi de 0,8 para granada anfibolitos e 0,9 para os xistos azuis, devido à possível participação de fluidos de outra espécie, como CO_2 . A atividade de CO_2 foi estimada com o *software* TWQ (1.02) a partir das fases minerais descritas nos litotipos, e os valores obtidos estiveram em torno de 0,1 (valores dados em fração molar). Devido à variedade mineralógica das rochas do grupo dos granada anfibolitos foi utilizado $X_{CO_2} = 0,2$; enquanto que para os xistos azuis manteve-se $X_{CO_2} = 0,1$, já que, em geral, a presença da paragênese glaucofânio + epidoto restringe a composição do fluido a valores muito baixos a atividade de CO_2 (Evans, 1990). No caso do piroxênio, além dos modelos de atividade do banco de dados do *software* TWQ (1.02), a atividade da molécula de jadeíta (Jd) também foi calculada com base nos modelos de solução iônica com balanço local de cargas, obtidos em planilha Excel (Essene, não publicado).

As abreviações utilizadas neste capítulo referente aos nomes de fases minerais não seguiram as abreviações de Kretz (1993) e foram mantidas as abreviações do banco de dados do *software* TWQ (1.02) indicadas na **Tabela 10.1**.

Tabela 10.1: Abreviações de fases minerais segundo o software TWQ 1.02.

Glc: glaucofânio	Tsc: tschermakita	Parg: pargasita	Alm: almandina	Py: piropo	
Gr: grossulária	Sph: titanita	Ilm: ilmenita	Rt: rutilo	Di: diopsídio	
W: H ₂ O	Chl: clorita	Qz: quartzo	Jd: jadeíta	Pg: paragonita	Hd: hedenbergita

10.3.1 Rocha eclogítica

Como descrito no Capítulo 7, este litotipo apresenta texturas complexas como, por exemplo, a ausência de inclusões de onfacita e glaucofânio em granada; presença de relíquias de glaucofânio no núcleo de actinolita e hornblenda intercrescidas na matriz; bem como intercrescimentos irregulares de anfibólios sódicos, cálcicos e sódicos-cálcicos. Isso se reflete em algumas das dificuldades encontradas na termobarometria para estimativa das condições de formação das paragêneses minerais do metamorfismo progressivo e retrógrado. Para minimizar essa dificuldade foram feitos os estudos petrográficos detalhados, as imagens de elétrons retro-espalhados e perfis e mapas composicionais em granada.

Apesar das inclusões em granada não sustentarem a possibilidade de que anteriormente ao metamorfismo em fácies eclogito o litotipo tenha sido submetido às condições de fácies xisto azul, face à ausência de inclusões de glaucofânio e/ou lawsonita nos porfiroblastos de granada, os cálculos termobarométricos com as assembléias seguintes mostram que os núcleos de granada registram a passagem pelo campo desta fácies: (i) núcleo de granada + núcleo de anfibólio sódico (matriz) + mica branca + clorita + titanita + rutilo + quartzo e; (ii) núcleo de granada + anfibólio cálcico (inclusão de actinolita em granada) + clinozoisita + quartzo + clorita. Essas associações resultaram, respectivamente, em 15,2 kbar e 432 °C, e 15,1 kbar e 450 °C (**Fig.10.2 – Diagramas A e B**), típicas do metamorfismo na fácies xisto azul.

As inclusões de rutilo no núcleo dos porfiroblastos de granada são também indicativas para regimes de alta pressão durante as fases iniciais da cristalização da granada. Deve ser observado que para geotermobarometria da assembléia (ii) foi também utilizada a titanita e excluída a clinozoisita das reações metamórficas e os valores de pressão e temperatura foram semelhantes aos apresentados. Entretanto, a exclusão da clinozoisita com o uso do rutilo e titanita não resultaram em associações em equilíbrio metamórfico.

Foram conservadas raras inclusões arredondadas de albita em granada, o que eventualmente poderia indicar a presença de albita em equilíbrio com as fases minerais acima descritas. Os cálculos feitos com a associação (iii) albita + anfibólio sódico + granada + clorita + rutilo + titanita + quartzo resultam em pressões e temperaturas, respectivamente, entre 11,2 kbar e 441 °C e 10,7 kbar, e 500 °C. Associações com anfibólio sódico e cálcico

em paragênese com (iv) albita + granada (núcleo) + clorita + rutilo + titanita + quartzo resultaram em valores de pressão e temperatura em torno de 12,3 kbar e 460 °C. Enquanto os cálculos obtidos para (i), (ii) e (iv) indicam condições de fácies xisto azul, para (iii) resulta em condições transicionais de metamorfismo progressivo entre as fácies xisto azul e albita-epidoto anfibolito, o que sugere que o metamorfismo progressivo tenha inicialmente evoluído ao longo da transição entre os campos das fácies xisto verde–xisto azul–albita-epidoto anfibolito.

Figura 10.2: Diagramas P–T com pontos invariantes obtidos com o software TWQ (1.02) para a amostra 217 e seguintes associações metamórficas: (A) núcleo de granada + núcleo de anfibólio sódico em anfibólio cálcico (matriz) + mica branca + clorita + titanita + rutilo + quartzo; (B) núcleo de granada + anfibólio cálcico (inclusão) + clinozoisita + clorita + quartzo, com $X_{H_2O} = 0,8$ e $X_{CO_2} = 0,2$.

Os cálculos feitos com análises do manto dos porfiroblastos de granada indicam as mesmas variações metamórficas definidas na análise do quimismo feita com os mapas composicionais apresentada no Capítulo 9. O manto enriquecido na molécula grossulária grada na região manto–borda para uma zona com menores teores de Ca e maior conteúdo da molécula de piropo, no qual as condições P–T obtidas foram, no sentido manto–borda, de 16,1 kbar e 476 °C; 16,8 kbar e 457 °C e 16,3 kbar, 492 °C. No início da zona mais rica em piropo, 15 kbar e 517 °C (**Fig. 10.3**).

A despeito dos efeitos de difusão intracristalina, as variações na pressão e na temperatura podem refletir, como sugerido no Capítulo 9, um estágio de interrupção da

subducção, com pequena descompressão associada, numa fase anterior às condições mais próximas ao pico metamórfico, registrado na borda da granada.

Ressalta-se, entretanto, a dificuldade em se distinguir qual o anfibólio estaria em equilíbrio durante o crescimento da granada neste intervalo, e qual seria a evolução composicional que o anfibólio tivera. Para estes cálculos foi utilizado o anfibólio sódico, a partir do qual foram obtidos pontos invariantes para as reações.

Figura 10.3: Diagramas P–T com pontos invariantes obtidos com o software TWQ (1.02) para a amostra 217 e seguintes associações metamórficas: (A) manto de granada + anfibólio sódico (matriz) + mica branca + clorita + titanita + rutilo + quartzo; (B) limite manto–borda de granada + anfibólio sódico (matriz) + mica branca + clorita + titanita + rutilo + quartzo, com $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,8$ e $X_{\text{CO}_2} = 0,2$.

O pico metamórfico foi calculado com as composições das bordas dos porfiroblastos de granada (relativamente enriquecidas em cálcio), geralmente com inclusões de rutilo + titanita + fengita + quartzo + edenita. Para tanto se assumiu que essas fases estiveram em equilíbrio com onfacita e parte do anfibólio da matriz. Como não há evidências texturais que confirmem qual porção da granada esteve em equilíbrio com o clinopiroxênio sódico da matriz, ou a presença de inclusões clinopiroxênio sódico na granada, partiu-se do princípio de que a fase mais cálcica da granada, formada sob mais alta pressão, esteve em equilíbrio com a onfacita da matriz, na qual o equilíbrio químico das condições próximas ao pico metamórfico foi possivelmente obtido pela difusão em limite de grão (aqui se considera a

granulação fina da matriz) e mantido por uma difusão intracristalina limitada, no caso da fase anidra, a granada.

A partir da associação (i) granada + onfacita + edenita + rutilo + titanita + quartzo as condições de pressão e temperatura obtidas foram de 20,9 kbar e 604 °C (**Fig. 10.4 – Diagrama A**). Outros cálculos, com variações nas escolhas dos membros finais das soluções sólidas, resultam nos intervalos de 20,9 a 21,2 kbar e 605 a 615 °C (**Fig. 10.4 – Diagrama B**). Para a atividade de jadeíta no clinopiroxênio corrigida para 0,19, obtem-se 19,5 kbar e 653 °C.

A assembléia (ii) granada + onfacita + edenita + rutilo + titanita + quartzo foi obtida a partir da associação mineral com “microgranada” (finos cristais idioblásticos que se distribuem na borda de alguns porfiroblastos) inclusa e em parte intercrescida com anfibólio cálcico, tendo resultados em condições P–T de 20,4 a 21,2 kbar e 527 a 537 °C (**Fig. 10.4 – Diagramas C e D**). Não foram observadas variações para a atividade de jadeíta no clinopiroxênio corrigida para 0,19. Os cálculos com magnesiohornblenda mostram 20 kbar e 578 °C.

Os cálculos resultantes da assembléia (iii) granada + onfacita + barroisita + mica branca + rutilo + titanita + quartzo variam entre 18,1 e 18,2 kbar, com intervalo de temperatura de 615 a 640 °C (**Fig. 10.4 – Diagrama E**). A presença deste equilíbrio aponta a possibilidade de que fases hidratadas, como mica branca (e muito possivelmente epidoto), além de estarem presentes durante o metamorfismo progressivo (como inclusões), também estiveram no início do retrometamorfismo. Nota-se que a exclusão das fases muscovita e paragonita no cálculo com a associação (iii) resultou em equilíbrio em 18,3 kbar e 630 °C.

A presença de albita em equilíbrio com a associação mineralógica de mais alta pressão não foi identificada petrograficamente, mas ocorrem raras inclusões de albita em granada. Adicionalmente, há abundante albita produzida pela desestabilidade da onfacita, e em menor parte, do glaucofânio nessas rochas. Como convencionalmente utiliza-se da reação $\text{albita} \rightleftharpoons \text{jadeíta} + \text{quartzo}$ (Holland 1980; 1983) para a determinação do limite bárico inferior nos eclogitos, foram feitos cálculos com albita em associação com clinopiroxênio sódico, baseado na associação (iii) albita + granada + anfibólio cálcico + onfacita + quartzo + rutilo, que indicam condições metamórficas em torno 12,6 kbar e 778 °C. Os valores obtidos, notadamente o valor da temperatura, refletem as incertezas sobre esta estimativa, principalmente quando obtido com piroxênios sódicos de mais baixa T e mais baixo X_{Jd} (Carswell & Harley, 1990), e pelo fato, já identificado texturalmente, que mostra a albita tardia na matriz, em concordância com grande parte dos eclogitos conhecidos (e.g. Carswell & Harley, 1990).

Figura 10.4: Diagramas P–T com pontos de equilíbrio das reações metamórficas para a amostra 217, obtidos com o software TWQ (1.02), utilizando-se das seguintes associações metamórficas: (A) borda de granada + onfacita + edenita + rutilo + titanita + quartzo; (B) borda de granada + onfacita + edenita + rutilo + titanita + quartzo; (C) e (D) borda de granada + onfacita + edenita + rutilo + titanita + quartzo; (E) borda de granada + onfacita ($a_{\text{Jd}} = 0,19$) + barrosita + mica branca + rutilo + titanita + quartzo, com $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,8$ e $X_{\text{CO}_2} = 0,2$.

A caracterização do retrometamorfismo foi dificultada pela falta de evidências texturais claras na rocha para identificação e quantificação do reequilíbrio metamórfico, visto que a granada praticamente não apresenta em sua composição registros composicionais do retrometamorfismo, o que não permitiu a realização de cálculos seguros a partir das associações minerais com granada. Como observado nos perfis composicionais de granada (Capítulo 9), a distribuição dos elementos químicos nas bordas refletem as condições metamórficas de pico bórico, e nota-se apenas nos mapas composicionais do cálcio que pode haver um registro muito sutil de diminuição no teor de cálcio (identificado pela fina borda de cor amarela sobre a borda idioblástica de cor vermelha na imagem), que poderia corresponder a um discreto registro composicional da descompressão.

Algumas feições texturais resultantes da desestabilidade da associação mineral de alta pressão foram identificadas como, por exemplo, os simplectitos de albita e anfibólio, as lamelas de quartzo em anfibólio cálcico, a presença de albita texturalmente tardia na matriz e na borda da granada, ao redor de cristais de onfacita, e principalmente, as lamelas de albita exsolvidas em diopsídio devido à desestabilidade do clinopiroxênio sódico.

As estimativas das condições P–T foram feitas de três maneiras: considerando-se a possibilidade de equilíbrio local entre a borda da granada e o diopsídio, foi utilizado o diopsídio com lamelas de albita em contato com a borda da granada, o que resultou em 16,2 kbar e 700 °C (**Fig. 10.5 – Diagrama A**), ainda dentro do campo da fácies eclogito. Para tanto foi usada a associação: (i) granada (borda) + diopsídio + magnesiohornblenda + quartzo + rutilo + titanita. Já na tentativa de alcançar as condições P–T de geração de albita + diopsídio utilizou-se da associação (ii) diopsídio + magnesiohornblenda + albita + quartzo + rutilo + titanita, onde P=18,4 kbar e T=667 °C (**Fig. 10.5 – Diagrama B**). Apesar da variação de pressão entre os cálculos (i) e (ii), em parte pela utilização ou não de granada e albita nas estimativas, as temperaturas obtidas são próximas, o que deve indicar que a formação do diopsídio ocorreu associada a um aumento na temperatura, de até no máximo 700 °C.

O reequilíbrio metamórfico final registrado nos leitos em que o retrometamorfismo ocorreu de maneira mais evidente foi calculado a partir da associação (iii) albita + diopsídio + actinolita + mica branca + clorita + rutilo + titanita + quartzo, e indica condições de pressão e temperatura correspondentes a fácies epidoto anfibolito em 9,9 kbar e 536 °C (**Fig. 10.6**).

Figura 10.5: Diagramas P–T obtidos com o software TWQ (1.02) para minerais da amostra 217 com as seguintes associações metamórficas: (A) borda de granada + diopsídio + magnesiohornblenda + quartzo + rutilo + titanita; (B) diopsídio + magnesiohornblenda + albita + quartzo + rutilo + titanita, ambas com $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,8$ e $X_{\text{CO}_2} = 0,2$.

Figura 10.6: Diagramas P–T obtidos com o software TWQ (1.02) para minerais da amostra 217 com a associação retrometamórfica albita + diopsídio + actinolita + mica branca + clorita + rutilo + titanita + quartzo, utilizando-se $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,8$ e $X_{\text{CO}_2} = 0,2$.

10.3.2 Granada anfibolitos e granada *fels*

Foram também feitos cálculos termobarométricos com outras duas amostras de granada anfibolitos (232 e 231B) e com o fragmento brechóide de granada *fels* (236D).

O primeiro litotipo é essencialmente constituído por porfiroblastos de granada, anfibólios cálcicos (pode ocorrer anfibólios sódicos < 1% associados), albita, quartzo, rutilo, titanita e clorita. A rocha é muito semelhante à rocha eclogítica, mas os zonamentos composicionais dos porfiroblastos de granada (os mapas de raios X feitos não estão apresentados neste trabalho) apresentam-se menos regulares. Os padrões de zonamentos permitem inferir maiores efeitos de difusão intracristalina e, apesar da identificação de atóis parcialmente desenvolvidos, não há ocorrência da última geração de granada cálcica idioblástica, o que em parte pode justificar a ausência de clinopiroxênio sódico nesta amostra, pois na rocha eclogítica a onfacita parece ter se formado juntamente com a fase mais cálcica da granada. A natureza e disposição das inclusões são semelhantes em ambas as rochas e o anfibólio sódico pode ocorrer intercrescido irregularmente com o anfibólio cálcico na matriz. Nas bordas dos cristais de granada podem ainda ser observados intercrescimentos com albita, o que poderia indicar a desestabilidade do piroxênio onfacítico, ou até mesmo de anfibólio sódico. Também foram observadas inclusões de quartzo e albita no anfibólio cálcico e, tal qual na rocha eclogítica, estão presentes bordas bem definidas de actinolita incolor a verde-clara nos cristais de anfibólio.

Devido à ausência de análises de inclusões de anfibólio no núcleo da granada as condições progressivas de metamorfismo foram quantificadas com análises químicas do manto da granada, no qual ocorrem inclusões de edenita, a partir da seguinte associação mineral: (i) granada (manto) + edenita + mica branca + clorita + rutilo + titanita + quartzo, e resultou em $P=15$ kbar e $T=475$ °C. Como o teor de Na na edenita é um pouco mais elevado que da magesiohornblenda, por exemplo, o bando de dados do TWQ apenas alcançou o equilíbrio invariante com a fase sódica glaucofânio, como nota-se na **Figura 10.7 – Diagrama A**. As condições de pico metamórfico, definido com a associação (ii) granada (borda) + edenita + mica branca + rutilo + titanita + quartzo, é de 20,2 kbar e 630 °C (**Fig. 10.7 – Diagrama B**). Estes resultados são muito interessantes pois, mesmo sem piroxênio, a geotermobarometria indica condições $P-T$ de metamorfismo na fácies eclogito. O retrometamorfismo foi estimado com base na presença de inclusões de albita na borda da granada, que em parte a substitui, com a associação (iii) granada (borda) + tschermakita + albita + mica branca + rutilo + titanita + quartzo, resultando em 14,7 kbar e 670 °C (**Fig. 10.7 – Diagrama C**). Sem granada e considerando actinolita tardia, as condições do retrometamorfismo passam para 10,4 kbar e 363 °C (**Fig. 10.7 – Diagrama D**).

Figura 10.7: Diagramas P–T obtidos para a amostra 232 com o software TWQ (1.02), utilizando-se as associações: (A) granada (manto) + edenita + mica branca + clorita + rutilo + titanita + quartzo; (B) granada (borda) + edenita + mica branca + rutilo + titanita + quartzo; (C) granada (borda) + tschermakita + albita + mica branca + rutilo + titanita + quartzo; (D) actinolita + albita + rutilo + titanita + clorita + quartzo, com $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,8$ e $X_{\text{CO}_2} = 0,2$.

A amostra 236D corresponde a um dos fragmentos de granatito, ou granada fels, envolvidos pelo clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto, estando ambos litotipos

parcialmente cloritizados e epidotizados. Inclusos nas massas de granada do granada fels ocorrem anfibólio, epidoto e cristais grossos de apatita, sempre em volumes inferiores a 12%. Ainda há inclusões de rutilo, ilmenita, titanita e quartzo, minerais esses também presentes nos clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos.

Os cristais de anfibólio são xenoblásticos, levemente arredondados, com bordas serrilhadas ou com aspecto corroído, e sua composição é de magnesiohornblenda. Este anfibólio se diferencia quimicamente dos demais anfibólios de granada anfibolitos analisados, como exemplo, tem-se o teor de Ti no sítio C, onde os valores observados na amostra 232 não superam 0,06, já na rocha encaixante do granada fels e no granada fels $C_{Ti} \sim 0,12$. Grande semelhança é observada com os anfibólios do granada anfibolito com diopsídio (231B), como observado no Capítulo 8 – Química Mineral (pág. 84). Por vezes, notam-se finas bordas verde-claras ou incolores, possivelmente relacionadas à formação de actinolita/tremolita, durante o reequilíbrio metamórfico nas fácies epidoto anfibolito e xisto verde e processos de cloritização. Os fragmentos de granada não apresentam zonamento composicional evidente e a distinção núcleo–borda é dificultada pelo intenso fraturamento.

Os cálculos termobarométricos realizados a partir da assembléia granada + anfibólio cálcico + ilmenita + rutilo + titanita + quartzo indicam condições de metamorfismo na fácies anfibolito a 9,8 kbar e 750 °C (**Fig. 10.8 – Diagrama A**).

O granada anfibolito com diopsídio da amostra 231B é formado essencialmente por granada intensamente fraturada, anfibólio cálcico, clinopiroxênio, ilmenita, titanita, rutilo, quartzo, plagioclásio sódico, apatita e clorita. O diopsídio ocorre como cristais xenoblásticos alterados ou como núcleos reliquias em cristais de anfibólio verde que penetra nas suas clivagens. Lamelas de quartzo mais espessas, distinguíveis ao microscópio, e lamelas muito finas ($< 25 \mu$) de albita, observáveis apenas com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura, são comuns. Anfibólio e a granada interpenetram-se em contatos lobados e, por vezes, o anfibólio ocorre como inclusões amebóides na granada fraturada. Núcleos de ilmenita com bordas de titanita, e rutilo com borda de titanita podem ocorrer neste litotipo.

Apesar da intensa anfibolitização, os cálculos termobarométricos feitos com as inclusões de piroxênio resultaram em 13,8 kbar e 770 °C (**Fig. 10.8 – Diagrama B**), para a associação granada + diopsídio + magnesiohornblenda + rutilo + titanita + quartzo. Condições P–T de retrometamorfismo ao redor de 6 kbar e 700 °C foram obtidas a partir da associação tremolita + granada + rutilo + ilmenita + titanita + quartzo (**Fig. 10.8 – Diagrama C**), o que mostra a transição da fácies eclogito para a fácies anfibolito, em grau metamórfico mais elevado que o observado para a rocha eclogítica com onfacita.

Figura 10.8: Diagramas P–T obtidos com o software TWQ (1.02) para as amostras 236D e 231B e seguintes associações metamórficas: (A) granada + magnesiohornblenda + ilmenita + rutilo + titanita + quartzo; (B) granada + diopsídio + magnesiohornblenda + rutilo + titanita + quartzo; (C) tremolita + granada + rutilo + ilmenita + titanita + quartzo, com $X_{H_2O} = 0,8$ e $X_{CO_2} = 0,2$.

10.3.3 Xistos Azuis

Os cálculos termobarométricos foram feitos para duas amostras de xistos azuis. A amostra 233 é um epidoto-glaucofânio xisto foliado com glaucofânio, mica branca, epidoto, clorita, quartzo, rutilo e titanita em contatos retilíneos, tanto no domínio da foliação S_n como da S_{n-1} . Apesar da cloritização tardia nas fraturas e bordas dos porfiroblastos de granada, ainda é possível notar-se que a clorita pseudomórfica registra o hábito da granada sin- a tardi-cinemática à foliação S_n . Alguns cristais apresentam feições que podem indicar início de sua cristalização durante o desenvolvimento da S_n . As fases tardias são a albita, clorita e ilmenita, e geralmente alteram os minerais dos domínios microestruturais da S_n e S_{n-1} . Nota-

se que próximo às porções cloritizadas há titanita xenoblástica com núcleos de rutilo, transformação esta provavelmente relacionada à cloritização e a alterações na fugacidade de oxigênio.

A amostra 240 é um epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico milonítico, constituído por glaucofânio, clorita, epidoto, mica branca, titanita, albita (intersticial e porfiroblástica), actinolita, quartzo e granada. A albita intersticial dispõe-se nas bordas de cristais de anfibólio, em associação com actinolita e/ou clorita, ou ainda forma porfiroblastos sin-cinemáticos à foliação milonítica, arredondados e ricos em inclusões de epidoto. Nesta amostra não foi observado rutilo, tampouco ilmenita, apenas titanita muito fina. Os cristais de granada idioblásticos ocorrem localmente concentrados em leitos com milímetros de espessura, juntamente com uma maior concentração de quartzo (> 30%) e com glaucofânio, indicativo de ser um leito de *metachert*. A granada apresenta alto teor de espessartita, alcançando 45% em peso.

As análises químicas das bordas dos cristais de anfibólios de ambas as amostras mostram composições de winchita e barroisita, além de raros cristais de actinolita no epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico.

Como descrito no Capítulo 9, o zonamento da granada da amostra 233 registra as condições de mais alta pressão nas proximidades do núcleo do cristal (maior teor de grossulária) e de retrometamorfismo em suas bordas cloritizadas. A granada da amostra 240 forma cristais idioblásticos muito finos e, apesar do zonamento caracterizado em mapas composicionais indicar aumento do teor de cálcio nas bordas, a granulação fina dos cristais (em torno de 50 μ) as torna pouco indicadas para a caracterização das condições P–T do pico metamórfico, já que, mesmo que em baixas temperaturas, a difusão intra-cristalina pode ter modificado o zonamento original.

Os cálculos termobarométricos para a amostra 233 com (i) anfibólio sódico (núcleo) + granada (núcleo) + rutilo + titanita + clorita + quartzo + mica branca resultaram em 18,4 kbar e 396 °C, e com (ii) anfibólio cálcico-sódico (borda) + granada (borda) + albita + titanita + clorita + quartzo em 9,5 kbar e 509 °C (**Fig. 10.9 – Diagramas A e B**).

A amostra 240, avaliada com a associação iii) granada (núcleo) + anfibólio sódico (núcleo) + mica branca + titanita + clorita + albita + quartzo, forneceu 9,0 kbar e 460 °C, e com iv) granada (borda) + anfibólio cálcico-sódico (borda) + mica branca + quartzo + clorita + albita + titanita, 8,5 kbar e 420 °C, evidenciando uma evolução metamórfica na transição entre os campos das fácies xisto azul e epidoto anfibolito (**Fig. 10.9 – Diagramas C e D**).

Os cálculos termobarométricos com a associação actinolita + albita + clorita + titanita + quartzo + epidoto, que representa a associação mais próxima do reequilíbrio em fácies xisto verde, mostram, para os xistos azuis em estudo, grandes desequilíbrios termodinâmicos. Isso se deve, em parte, pela presença de minerais do grupo do epidoto,

que devido à falta de dados termodinâmicos consistentes ou de maior precisão para minerais com Fe^{3+} e seus membros finais, têm seus campos de estabilidade comprometidos nos cálculos termobarométricos (e.g., Evans, 1990; Tsujimori & Liou, 2004). Entretanto, sem o epidoto não é possível o estabelecimento das reações metamórficas, pois ele representa a fase cálcica que deve completar as reações com a actinolita, inviabilizando os cálculos com esta associação.

Considerando-se a dificuldade em se estabelecer quais fases minerais participaram efetivamente do equilíbrio metamórfico nas condições P–T de pico ou próximas a ela, e para não se excluir todas as possibilidades, foram também feitos cálculos termobarométricos com a presença de albita no pico metamórfico para amostra 233. Nesta amostra a albita ocorre de maneira muito restrita, apenas nos interstícios de alguns minerais, associada à ilmenita e clorita tardias, o que sugere fortemente sua cristalização retrometamórfica.

Assim, a partir da associação albita + glaucofânio + granada + rutilo + titanita + clorita + quartzo as condições P–T obtidas foram de 11,8 kbar e 400 °C (**Fig. 10.10**). Nota-se que para este cálculo a mica branca não foi utilizada, já que ao considerá-la o equilíbrio das reações metamórficas não é alcançado, ao contrário do observado no cálculo (i) apresentado para esta amostra. O retrometamorfismo só pode ser calculado na presença de granada e de albita, como já demonstrado no cálculo (ii).

Desta maneira há grande discrepância entre o pico bórico de 18,4 kbar (sem albita), e o pico bórico de 11,8 kbar (com albita) e, claramente, são duas possibilidades que influenciam diretamente na caracterização do metamorfismo e tectônica da área em estudo. O fato de se estar trabalhando com uma possível intercalação de xistos azuis e eclogitos favorece a hipótese de serem os xistos azuis de alta pressão, possivelmente gerados em condições transicionais para eclogitos, além dos aspectos texturais citados anteriormente, que corroboram fortemente para que a albita não tenha participado do equilíbrio nas condições de pico metamórfico, bem como os zonamentos de granada apresentados.

Outro aspecto relevante neste caso é a pressão de 11,8 kbar ser inferior ao valor de máxima pressão obtida por Willner *et al.* (2004) para alguns xistos azuis de Diego de Almagro, com porfiroblastos de albita e sem rutilo e granada, sugerindo que a pressão de 11,8 kbar pode não ser a mais correta. De qualquer modo, considerando-se a associação de xistos azuis com a rocha eclogítica em Diego de Almagro e os mecanismos de subducção e exumação, não se descarta também a possibilidade da existência de xistos azuis de mais baixa pressão (p.ex. Willner *et al.* 2004) estarem intercalados tectonicamente na seqüência estudada, mas a elucidação destes aspectos requer estudos mais detalhados, inclusive de campo.

A partir da fácies albita-epidoto anfíbolito, com a evolução do retrometamorfismo, estas rochas alcançaram a fácies xisto verde e, possivelmente, esse processo se deu sob

pressões muito próximas às obtidas nos cálculos com (ii) e (iv), em que apenas o decréscimo de temperatura pode ter sido responsável pela substituição dos anfibólios sódicos-cálcicos pela actinolita, como apontam as descrições petrográficas e vetores de substituição, e os cálculos termobarométricos obtidos mediante pseudoseções por Willner *et al.* (2004).

A clorita foi utilizada nos cálculos tanto nas associações de mais alta quanto de mais baixa pressão, pois as relações texturais apontam que é um mineral estável nas duas condições de metamorfismo.

Figura 10.9: Diagramas P–T das amostras 233 e 240, obtidos com o software TWQ (1.02) para associações metamórficas: (A) glaucofânio (núcleo) + granada (núcleo) + rutilo + titanita + quartzo + mica branca; (B) anfibólio sódico-cálcico (borda) + granada (borda) + albita + titanita +

clorita + quartzo; (C) granada (núcleo) + glaucofânio (núcleo) + mica branca + titanita + clorita + albita + quartzo; (D) granada (borda) + anfibólio sódico-cálcico (borda) + mica branca + quartzo + clorita + albita + titanita, com $X_{H_2O} = 0,9$ e $X_{CO_2} = 0,1$.

Figura 10.10: Diagrama P–T da amostra 233, obtido com o software TWQ (1.02) para a associação granada (núcleo) + glaucofânio (núcleo) + mica branca + quartzo + clorita + albita + titanita, com $X_{H_2O} = 0,9$ e $X_{CO_2} = 0,1$.

10.4 EVOLUÇÃO METAMÓRFICA

As relações texturais e mineralógicas descritas na rocha eclogítica apontam para condições de pico metamórfico em fácies eclogito, texturalmente amparada pela presença de onfacita em associação com granada, rutilo, e titanita, além de fases minerais hidratadas como epidoto e anfibólio. O pico metamórfico foi calculado no domínio da foliação S_n , na qual estão iso-orientados os cristais de onfacita, anfibólio, titanita, rutilo e fengita, além da presença de inclusões de rutilo em granada sin-cinemática ao domínio microestrutural da foliação principal. As condições de pico metamórfico foram calculadas a partir das análises obtidas nas bordas tardias dos porfiroblastos de granada considerados em equilíbrio termodinâmico com a onfacita da matriz. O retrometamorfismo se iniciou com desestabilização do piroxênio sódico, resultando em diopsídio com lamelas de albita, e continuou com a formação de albita abundante, anfibólios cálcicos, epidoto, titanita e mica branca.

Texturalmente a ausência de hiperstênio sugere que o retrometamorfismo não adentrou a fácies granulito, e que o primeiro evento de descompressão + aquecimento pode

ter ocorrido ainda no campo da fácies eclogito, evoluindo seguidamente para a fácies epidoto anfibolito, e com reequilíbrio final na fácies xisto verde. A fácies epidoto anfibolito é representada pela associação epidoto + anfibólio cálcico (magnesiohornblenda e actinolita) + albita + titanita. A transição da fácies epidoto anfibolito com a fácies xisto azul poderia justificar a presença de lamela de glaucofânio e simplectitos de albita + anfibólio na borda de anfibólio cálcico mas, de fato, estas relações texturais não são totalmente conclusivas. A progressão do retrometamorfismo para a fácies xisto verde é mineralógica- e texturalmente observada na associação actinolita + clorita + albita + epidoto + fengita e estilpnomelano subordinado. Nota-se ainda que durante a retrogressão com aquecimento associado, a rocha pode ter passado pela fácies anfibolito antes de ter alcançado as fácies epidoto-anfibolito e xisto verde.

Nos cálculos termobarométricos, a utilização de rutilo e titanita como formadores de paragéneses minerais em comum, se deve ao fato das duas fases estarem inclusas na mesma porção da granada como cristais individualizados. Justifica também a realização destes cálculos com a típica coexistência de rutilo e titanita em equilíbrio em eclogitos de baixa temperatura (Carswell, 1990).

A fengita foi observada inclusa em granada, associada à onfacita da matriz, como porfiroblastos médios a grossos intercrescidos com os atóis de granada e em paragéneses com albita tardia na matriz. O conjunto dos dados sugere que a mica branca esteve presente durante o metamorfismo progressivo, em condições possivelmente próximas ao pico metamórfico e/ou tardia. Sua quebra durante um possível aquecimento pode ter resultado em plagioclásio sódico, com o qual mantém contato lobado ou ainda intercrescido na matriz da rocha.

As fases minerais de alta pressão e baixa temperatura dos xistos azuis foram observadas tanto na S_n como na S_{n-1} , mas o pico metamórfico foi obtido com minerais dos domínios microestruturais da S_n . As condições de retrometamorfismo foram observadas nos minerais de ambas as foliações, mas as paragéneses desta fase estão melhor desenvolvidas nos minerais da S_n , em especial quando esta foliação tem caráter mais milonítico, responsável pela exumação dos xistos azuis em zonas de cavalgamentos. Os cálculos termobarométricos indicam que as condições mais próximas ao pico metamórfico estão registradas nos núcleos dos minerais da foliação S_n , e as retrometamórficas nas bordas.

10.5 TRAJETÓRIAS METAMÓRFICAS

Os cálculos termobarométricos para os xistos azuis e granada anfibolitos, incluindo-se a rocha eclogítica, permitiram a definição de três trajetórias metamórficas, apresentadas na **Figura 10.11**.

As trajetórias metamórficas registradas nos xistos azuis e na rocha eclogítica alcançaram as condições mais próximas do pico metamórfico em profundidades semelhantes e a descompressão deu-se com incremento de temperatura de no máximo 100 °C para ambos os litotipos (**Fig. 10.11A**). A trajetória da rocha eclogítica registra ainda uma possível interrupção na subducção e sua retomada, como pode ser observado na trajetória destacada pelas linhas verdes tracejadas na mesma figura.

Como discutido anteriormente, o retrometamorfismo da rocha eclogítica pode ter:

(i) apresentado descompressão com aquecimento ainda na fácies eclogito, alcançando no máximo 700 °C, de onde seguiu para o reequilíbrio na fácies epidoto anfíbolito, podendo ter passado pela fácies anfíbolito (**Fig. 10.11A – Trajetória A**). Nesta hipótese a rocha teria sofrido descompressão com aquecimento associado e, a seguir, resfriamento;

(ii) apresentado uma descompressão quase isothermal (*near isothermal decompression*), como se observa na **Figura 10.11A – Trajetória B**, e nas trajetórias rosas pontilhadas. Neste caso a geração de diopsídio + albita, a partir de onfacita, estaria relacionada a regimes muito rápidos de exumação (Holland, 1980), o que poderia justificar a ausência de registro composicional retrometamórfico na borda da granada.

Independentemente dessas possíveis interpretações, a rocha eclogítica foi metamorfisada segundo a trajetória média destacada em vermelho na **Figura 10.11A**. Nota-se também que as trajetórias metamórficas dos xistos azuis e da rocha eclogítica convergem em suas porções finais para o reequilíbrio em fácies epidoto anfíbolito, próximo a transição com as fácies xisto azul e xisto verde.

Considerando-se que: (i) as evidências mineralógicas e texturais observadas na rocha eclogítica e os dados obtidos nos cálculos termobarométricos corroboram para a presença de eclogitos de baixa temperatura associados a xistos azuis; (ii) a presença de granada e as altas pressões registradas nos xistos azuis indicam que essas rochas foram metamorfisadas no pico metamórfico próximo a transição com a fácies eclogito; (iii) há grande semelhança nos padrões de zonamentos das porções manto–borda da granada da rocha eclogítica e da granada do xisto azul (233), pode-se interpretar que os xistos azuis e a rocha eclogítica formaram-se numa zona de transição entre as duas fácies durante o metamorfismo progressivo.

Dessa forma pode-se sugerir que os corpos de rochas que hoje correspondem a xistos azuis e eclogitos retrometamorfisados foram colocadas juntos na zona de subducção até que o pacote de xistos azuis, que estava em maior profundidade, entrou num processo de exumação inicial, sob condições de temperaturas compatíveis com a da fácies xisto azul. Esta etapa pode estar associada com a possível interrupção da subducção, discutida anteriormente. A continuidade da subducção do pacote não exumado levou as rochas da

transição xisto azul–eclogito para níveis crustais mais profundos, propiciando a geração da rocha eclogítica e, certamente, de verdadeiros eclogitos, posteriormente exumados, em parte, aproximadamente segundo a isoterma dos xistos azuis. A formação dos eclogitos pode também estar relacionada à proximidade de seus protolitos com a cunha astenosférica e/ou com o tempo de permanência na zona de subducção.

Na **Figura 10.11B** também pode ser visto em amarelo a trajetória metamórfica do granada anfibolito 232, que é muito semelhante à da rocha eclogítica, diferenciando-se apenas no seu estágio final de retrometamorfismo, que ocorreu em condições compatíveis com a da fácies xisto azul, ao passo que a rocha eclogítica deu-se na fácies epidoto-anfibolito. Isso poderia ser explicado por uma exumação mais rápida nas fases finais, ou ainda, pela ausência de diopsídio na associação mineral retrometamórfica, o que resultou em temperaturas finais calculadas mais baixas. Alternativamente a rocha pode ter se formado segundo uma trajetória retrometamórfica semelhante à progressiva, como destaca na linha preta tracejada na **Figura 10.11B**.

Figura 10.11: (A) Trajetórias obtidas para a rocha eclogítica (em vermelho) e xistos azuis (em azul). Os símbolos que plotam dentro das trajetórias em azul e vermelho, representam, respectivamente, os valores P–T obtidos para xistos azuis e rocha eclogítica. (B) Trajetórias obtidas para a rocha eclogítica (em vermelho), xistos azuis (em azul) e granada anfibolito 232 em amarelo cheio e preto tracejado. Os símbolos indicam a análise utilizada relativamente ao cristal de granada para a estimativa do ponto P–T.

11 GEOQUÍMICA

Este capítulo tem como finalidade a caracterização da tipologia, natureza, afinidades geoquímicas, bem como a identificação de eventuais alterações hidrotermais superimpostas, dos metabasitos da ilha de Diego de Almagro.

O critério de seleção dos metabasitos teve como objetivo alcançar boa representatividade dentro da área de estudo, segundo a variedade textural e mineralógica observada nos estudos petrográficos, além de dar preferência às amostras menos alteradas e mais preservadas de deformações tectônicas e vênulas tardias.

Segundo a sistemática elaborada por Juliani & McReath (1993) o estudo da petroquímica de metabasitos deve respeitar alguns procedimentos preliminares, com intuito de se evitar conclusões errôneas ou incoerentes, dando aos argumentos geoquímicos seu peso justo dentro do conjunto global de informações geológicas e petrográficas conhecidas (Pearce, 1987). Esta sistemática visa uma distinção mais segura entre os eventos verdadeiramente oriundos da evolução magmática dos pós-magmáticos, como as alterações hidrotermais.

A caracterização da origem do magma basáltico, sua correlação com o ambiente geotectônico de geração, assim como a identificação de possíveis alterações magmáticas e pós-magmáticas baseiam-se nas correlações de elementos maiores e elementos traço. Para tanto são considerados os elementos relativamente imóveis que, por não entrarem facilmente em solução aquosa (fluidos metamórficos, magmáticos e/ou intempéricos), podem manter registradas as características dos magmas originais. Dentre esses são comumente utilizados os elementos de HFSE (Ti, Th, Ta, Zr, Y, Nb, P e Hf), metais transicionais (Cr, Ni e V), terras raras (REE) e alguns óxidos de elementos maiores, como o MnO, MgO e CaO. Por outro lado, os elementos químicos de raio iônico grande, como o Cs, Rb, Sr, Ba e K, são potencialmente móveis durante o metamorfismo e seus diagramas discriminantes podem resultar em erros interpretativos (Winchester & Max, 1989).

Os dados litoquímicos das 27 amostras analisadas podem ser vistos no Anexo IV e as amostras estão localizadas no mapa esquemático do Anexo I. Este conjunto é constituído por 7 xistos azuis, 3 xistos azuis transicionais, 4 albita-epidoto-hornblenda xistos, 2 anfibolitos, 3 granada anfibolitos, 3 ^(*)clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos, 3 ^(*)granada anfibolitos, 1 ^(*)epidotito e 1 ^(*)granada fels. Dentre as quais os últimos quatro ^(*)litotipos pertencem ao grupo definido no Capítulo 7 – Petrografia como rochas com alterações hidrotermais superimpostas. Estão diferenciados por símbolos em preto nos diagramas apresentados, e no texto pelo asterisco.

Os xistos azuis, os xistos azuis transicionais e os albita-epidoto-hornblenda xistos são foliados, em geral bandados, com textura grano-nematoblástica dada pela intercalação

de bandas ricas em anfibólio e epidoto $\pm$ albita, ou ainda lépido-grano-nematoblástica nas variedades ricas em mica branca e/ou clorita. Quartzo, titanita, rutilo, ilmenita e pirita são acessórios comuns nestes litotipos. Pequenas vênulas com minerais do grupo do epidoto, clorita, estilpnomelano, quartzo e albita estão por vezes presentes.

Os anfibolitos são rochas maciças com hornblenda, além de epidoto e plagioclásio ultrafinos intersticiais e agregados de mica branca ultra fina. Apresentam ainda finíssimos leitos monominerálicos ricos em titanita idioblástica fina, e pequenas vênulas de epidoto e quartzo.

As amostras de granada anfibolitos correspondem à rocha eclogítica (217), e possíveis retro-eclogitos (217A e 231B). Encontram-se diferenciadas entre si nos diagramas com intuito de se identificar possíveis variedades de protolito para rochas de alta pressão e temperatura. As amostras 217 e 217A apresentam estrutura bandada, textura foliada, e constituem-se por granada porfiroblástica, anfibólio cálcico (geralmente hornblenda tschermakítica, edenita, pargasita, ou ainda actinolita e glaucofânio), epidoto, mica branca, albita, quartzo, clorita, rutilo e titanita, das quais apenas a amostra 217 apresenta clinopiroxênio onfacítico em sua composição. Já amostra 231B apresenta estrutura maciça e é composta por granada, hornblenda e diopsídio (com lamelas de albita), além de rutilo, titanita e ilmenita. Nesta rocha não há cristais individualizados de granada, que ocorre apenas intercrescida com anfibólio com quem mantém contato interlobado, e apresenta inclusões de anfibólio e clinopiroxênio. A rocha é cortada por vênulas de anfibólio cálcico (hornblenda/actinolita) além de clorita.

(^(*)Granada anfibolitos, (^(*)clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos, (^(*)epidotitos e (^(*)granada fels pertencem ao grupo de rochas caracterizadas pela presença de kelifitos e anfibólio marrom-alaranjado. No granada fels ocorrem ainda abundantes cristais idioblásticos grossos de apatita.

A região amostrada compreende uma zona de *mélange* metamorfoisada em fácies, xisto azul, xisto verde, anfibolito (Willner *et al.*, 2004), eclogito, e albita-epidoto anfibolito. Apesar da intensa deformação e do metamorfismo, foram ainda reconhecidas relíquias de estruturas e texturas ígneas e vulcanoclásticas, como *pillow-lavas*, tufos e *lapilli*-tufos.

Como pode ser observado nos diagramas que se seguem (p.ex. o TAS), algumas das amostras pertencentes ao grupo de rochas alteradas apresentam teor de SiO₂ entre 36,35 e 44,63%. Mesmo assim estas rochas foram tratadas em conjunto com as rochas básicas, pois seus teores em elementos incompatíveis e compatíveis descartam a possibilidade de serem rochas ultramáficas. Nestas rochas observa-se Al₂O₃ entre 14,47 e 20,69%, (com exceção para amostra 231C que apresenta 9,4% de Al₂O₃), MgO entre 5,17 e 12,81%, e CaO entre 7,14 e 13,72%, sugerindo efeitos de lixiviação e concentração residual em eventos de alteração hidrotermal.

Devido à possibilidade de alterações nos conteúdos de sódio e potássio, relacionados a eventos pós-magmáticos de introdução de sódio e lixiviação de cálcio, o **Diagrama A** da **Figura 11.1** (Miyashiro, 1975), separa através da linha tracejada rochas espilitizadas de rochas não espilitizadas. No caso das amostras em estudo, observa-se que os teores de sódio e potássio não foram aparentemente comprometidos por eventuais alterações hidrotermais de fundo oceânico e por isso serão tratadas em conjunto com os demais litotipos.

A identificação de composições compatíveis com a de líquidos basálticos torna-se mais difícil em rochas metamorfisadas sem as texturas originais preservadas. Para tal, se faz necessária a adoção do diagrama de Pearce (1982), modificado por Juliani & McReath (1993). Neste diagrama (**Fig.11.1 – Diagrama B**) a composição dos líquidos basálticos dos mais diversos ambientes tectônicos modernos é delimitada pela área do retângulo. As amostras que ocupam a parte interna do retângulo são diferenciadas das demais por apresentarem composições mais próximas do líquido basáltico inicial, e devem representar a assinatura geoquímica original. A intersecção inferior e a intersecção superior na ordenada correspondem à composição de olivina e plagioclásio, respectivamente. Em direção à composição do plagioclásio estão representados os plagioclásios basaltos, e em direção à olivina estão os picritos, wherlitos e dunitos. O espaço tracejado corresponde a uma ampliação do campo para as rochas afíricas, ou quase afíricas, definidas por McReath (Juliani & McReath, 1993).

Em geral as amostras em estudo distribuem-se dentro da área do retângulo, com apenas duas amostras plotando no campo tracejado. A composição no campo dos plagioclásio basaltos e dos picritos poderia indicar o fracionamento de plagioclásio e olivina, respectivamente, nas rochas originais. Neste caso, devido ao fato das amostras plotarem acima e abaixo do retângulo, também é possível inferir que houve mobilização e perda relativa de elementos durante o metamorfismo, como o sódio e cálcio, o que resultaria no enriquecimento residual em alumínio. Já a amostra que plota no campo dos picritos, apresenta enriquecimento em ferro e magnésio em comparação com as demais amostras (amostra 219G, Anexo IV) processo que pode estar associado à lixiviação de bases, com enriquecimento relativo de magnésio e ferro durante o metamorfismo, ou até mesmo a um fracionamento de olivina e/ou piroxênio na base de derrames. Estas rochas associam-se aos epidotitos, sugerindo que a composição química é, mais provavelmente, devida ao hidrotermalismo.

O diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979; **Fig. 11.2**) constitui uma boa base para a classificação composicional das rochas vulcânicas e baseia-se na correlação entre a sílica e os álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Quando lançadas neste diagrama as amostras (inclusive a 219G do diagrama anterior) plotam em sua maioria no campo dos basaltos, com apenas uma

amostra (230F) no campo do hawaiítos transicionais entre saturados e supersaturados em sílica. No entanto, tal dispersão pode estar relacionada, tanto à introdução pós-magmática de sílica por fluidos metamórficos, ou à alteração hidrotermal em fundo oceânico, geradores de espilitos, pois nota-se na amostra 230F, empobrecimento nos teores de magnésio e cálcio e enriquecimento no teor de sódio e sílica (Anexo IV). No **Diagrama A** da **Figura 11.1** (Miyashiro, 1975), apresentado anteriormente, que identifica possíveis alterações nos conteúdos de sódio e potássio, a amostra 230F plota sobre a linha tracejada que separa os campos das rochas com e sem alteração. Por sua vez, as amostras com teores de $\text{SiO}_2 < 45\%$ apresentam baixos teores de álcalis e sílica e não adentram o campo de classificação de rochas proposto por Cox *et al.* (1979). Estas correspondem às rochas com alteração hidrotermal superimpostas e uma amostra de granada anfibolito com diopsídio (231B).

Figura 11.1: Diagrama A: $\text{Log} (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ versus $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de Miyashiro (1975) para distinção de amostras com teores de sódio e potássio alterados separadas pela linha tracejada, acima da linha plotariam as amostras com teores alterados. Diagrama B: Al_2O_3 versus TiO_2 (Pearce, 1982) para distinção de composições compatíveis com magmas basálticos.

Os diagramas apresentados na **Figura 11.3** mostram o comportamento de alguns elementos móveis (Sr, Ca, K, Rb, Ba) e um elemento imóvel (TiO_2) versus Zr (elemento relativamente imóvel e incompatível). As variações observadas sugerem ser produto não apenas dos processos de diferenciação magmática, mas de alterações hidrotermais superimpostas. Pode-se notar:

(i) K_2O e Rb apresentam comportamentos semelhantes quanto à disposição das análises (com pelo menos duas tendências distintas). Na correlação positiva observa-se enriquecimento nos teores de K_2O e Rb, numa tendência coerente com a evolução magmática, mas isso não descarta a possibilidade de enriquecimento por alterações de fundo oceânico (Cann, 1970), ou ainda durante a milonitização (Floyd & Winchester, 1983), já que as análises com teores mais elevados de K_2O e Rb correspondem a milonitos.

Entretanto a correlação negativa observada vai de encontro às possíveis mobilizações de potássio e rubídio durante os processos hidrotermais de fundo oceânico ou durante o metamorfismo;

(ii) os comportamentos do Sr e do Ba *versus* Zr apresentam-se dispersos ao redor de tendências derivadas da evolução magmática, que indicam correlação positivas para os dois elementos. Neste ponto nota-se que a amostra com teores mais elevados de Sr e Ca é também a que apresenta menores teores de Ba, Ti e Zr. Segundo Condie *et al.* (1977) e Condie (1982), processos de epidotização em tholeiítos do *Barbetoon Greenstone Belt* foram responsáveis pelos enriquecimentos em Au, As, Sb, Sr, Fe^{3+} , Ca, Br, Ga e U e acompanhadas perdas de H_2O , Na, Mg, Fe^{2+} , K, Rb, Ba, Si, Ti, P, Ni, Cs, Zn, Nb, Cu, Zr e Co, o que parece coerente com o comportamento dos elementos Sr, Ca, Ba, Ti e Zr na amostra 244, correspondente ao epidotito em estudo (triângulo preto).

A despeito de algumas dispersões, cálcio e zircônio mostram correlação negativa e mantém registrada uma tendência magmática evolutiva. Da mesma forma titânio e zircônio definem grosso modo uma tendência próxima à originalmente magmática e apenas duas amostras de (*)granada anfibolitos apresentam-se à parte da tendência principal. Apesar do comportamento relativamente imóvel do titânio e do zircônio, sugere-se que tenha havido alteração em seus teores originais. As amostras com teores mais elevados de TiO_2 correspondem às rochas com maior concentração de minerais opacos em leitos associados à cloritização tardia.

Figura 11.2: Diagrama TAS (total álcalis versus SiO_2) de Cox *et al.* (1979) para a classificação dos metabasitos em estudo.

Figura 11.3: Diagramas de Zr versus os elementos móveis K_2O , Rb, Sr, CaO, Ba, e versus um elemento imóvel, o TiO_2 .

Os diagramas bivariantes com os principais óxidos plotados contra um índice de diferenciação, como número de magnésio ($mg\# = [100 \cdot MgO / (MgO + FeO)]$) são utilizados para quantificação da evolução magmática em complexos máficos (Rollinson, 1993; Wernick, 2004). Também foram elaborados diagramas de Harker (1909) (óxidos *versus*

SiO₂) e, apesar da semelhança entre as tendências obtidas, optou-se pela apresentação dos dois grupos de diagramas, na tentativa de identificar os processos oriundos da diferenciação magmática dos processos metassomáticos e de mobilização relacionado às alterações hidrotermais. Apesar de algumas dispersões, em geral todos os óxidos apresentam comportamentos coerentes com tendências evolutivas normais de magmas basálticos. Tais tendências, quando não estão identificadas nos diagramas bivariantes, podem ser mais claras nos diagramas de Harker, como é o caso de Na₂O e K₂O (**Figs. 11.4 e 11.5**). O titânio, cujas análises mostram tendência próxima à originalmente magmática no diagrama bivalente com mg# (**Fig. 11.4**), apresentam-se dispersas nos diagramas de Harker (**Fig. 11.5**), o que pode refletir alterações pós-magmáticas, com silicificação hidrotermal. Isso, de fato, pode ser observado macroscopicamente pela presença de vênulas de quartzo na maioria das rochas da área.

Quanto ao alumínio, nota-se que duas amostras de ⁽¹⁾clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos apresentam teores relativamente mais baixos de Al₂O₃ e mais altos em MgO (**Figs. 11.4 e 11.5**). O terceiro ⁽¹⁾clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto (219G), petrograficamente semelhante ao 236C (encaixante do granada fels), por sua vez plota na tendência evolutiva principal, juntamente com as demais amostras. A amostra 219G apresenta o teor mais baixo de P₂O₅, assim como o epidotito (**Figs. 11.4 e 11.5**). Três amostras que apresentam teores relativamente mais elevados de Al₂O₃ também indicam perda de sódio e cálcio, o que pode justificar o aumento relativo de alumínio. Já a correlação negativa entre Al₂O₃ e SiO₂ (**Fig. 11.5**) pode refletir, em parte, processos de diferenciação magmática, além da possibilidade de concentração de alumínio durante as alterações hidrotermais (Juliani, 1993).

A correlação positiva entre CaO e mg#, bem como a correlação negativa com SiO₂, (**Figs. 11.4 e 11.5**) mostram, apesar das possíveis alterações, correspondência com os processos de diferenciação magmática, além da possível co-precipitação de plagioclásio e minerais ferro-magnesianos.

Ferro e manganês seguem em geral o mesmo comportamento, os quais mostram dispersões ao redor das tendências magmáticas evolutivas (**Figs. 11.4 e 11.5**), possivelmente associadas à mobilização e re-precipitação destes elementos pelas alterações hidrotermais durante os eventos metamórficos.

Nos diagramas P₂O₅ *versus* SiO₂ e P₂O₅ *versus* mg# são identificadas duas tendências principais. Uma tendência claramente reflete os processos originalmente magmáticos (p.ex. correlação positiva com a sílica e negativa com mg#), e outra, em sentido oposto à tendência anterior (**Fig. 11.5**), caracteriza as alterações hidrotermais. As amostras com teores mais elevados de P₂O₅ são as com alto conteúdo em volume de apatita, incluindo o ⁽¹⁾granada fels, ⁽¹⁾granada anfíbolitos e ⁽¹⁾clorita-albita-epidoto-

magnesiohornblenda xistos, cuja cristalização deu-se ao longo de fraturas, indicando ação de processos hidrotermais.

A amostra com mais elevado teor de Na_2O apresenta evidências de possível espilitização, ao ter seus principais óxidos comparados com a composição de um MORB típico. Esta amostra, que apresenta alto conteúdo de Sr (**Fig. 11.3.**), mais alto conteúdo de sódio (**Fig. 11.4.**), além de perda relativa de cálcio, corresponde a um xisto azul transicional rico em porfiroblastos de albita (Amostra 230F, Anexo IV). Nota-se que a amostra com teor mais elevado de TiO_2 corresponde a amostra 231C, que se diferencia das demais amostras semelhantes pela presença de leitos ricos em ilmenita, concordantes com foliação milonítica, em associação com clorita.

Não foram observados nos diagramas bivariantes e de Harker agrupamentos ou tendências definidas pelas fácies metamórficas e sim por tipos de enriquecimentos e perdas relativas de elementos.

Os diagramas bivariantes na **Figura 11.6** representam as relações entre alguns dos metais de transição da primeira série e o número de magnésio (mg#). Estes elementos são em geral utilizados na definição de comportamentos geoquímicos em basaltos (Rollinson, 1993).

O vanádio é um elemento moderadamente incompatível durante a cristalização fracionada de magmas basálticos e tende a manter suas características durante a subducção (Pearce, 1996). O diagrama V *versus* mg# apresenta duas tendências, onde a correlação positiva deve representar a mais próxima da originalmente magmática. Entretanto a correlação negativa e as demais dispersões observadas podem refletir alterações nos conteúdos de MgO e FeO das amostras em estudo.

Apesar das dispersões o Zr define boa correlação negativa com o mg#, que deve representar a tendência magmática original. As amostras com Zr próximo a zero correspondem às amostras 244 e 236C, um epidotito e a rocha encaixante do granada fels, respectivamente.

Zinco, Co, Sc, Cu e Ni têm comportamentos semelhantes (**Fig. 11.6**), com as correlações negativas registrando a evolução magmática e com as dispersões ao redor das tendências evolutivas principais (vide diagrama Ni *versus* mg#) podendo ser devidas à alteações hidrotermais. Nota-se ainda:

(i) a amostra com mais alto teor de Zn é a amostra 230F, que por sua vez apresenta os mais baixos valores de Co e Sc. Esta amostra apresenta, como já levantado anteriormente, a possibilidade de possível espilitização associada;

(ii) as amostras com os valores mais altos de Sc e Co correspondem às rochas que apresentam mais altos teores de FeO;

(iii) foram observados baixos teores relativos de Ni, Zn, Cu e Co, (além de Ti e Zr) nas amostras com possível registro de epidotização (244 e 236C), fato em concordância com as observações feitas por Condie *et al.* (1977) e Juliani (1993).

Dentre todos os elementos o Nb apresenta menor número de amostras dispersas ao redor das tendências principais. Entretanto, duas amostras afastam-se das demais, mostrando enriquecimentos possivelmente relacionados às alterações durante o metamorfismo, visto que o nióbio apresenta comportamento notadamente imóvel durante as alterações de fundo oceânico (Juliani, 1993). Segundo (Pearce, 1996), o Nb apresenta comportamento imóvel até o metamorfismo de fácies anfibolito inferior, e assim, as alterações no conteúdo de Nb também podem estar relacionadas ao metamorfismo de mais alta pressão e temperatura. A amostra mais enriquecida em Nb corresponde à rocha encaixante do granada fels, cujos cálculos termobarométricos indicam, para esta última, condição de metamorfismo de 9,5 kbar e 750 °C.

O diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (**Fig. 11.7**) separa as tendências evolutivas cálcio-alcálicas e tholeiíticas, ao distribuir as amostras de rochas pertencentes a uma suíte magmática, segundo o comportamento da razão FeO_7/MgO (FM) e o índice evolutivo A ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) (Wernick, 2004). Os litotipos de Diego de Almagro mostram uma tendência evolutiva de natureza tholeiítica, com apenas uma amostra no campo cálcio-alcálico. Essa corresponde a um xisto azul transicional (223F) com perda relativa de FeO e enriquecimento relativo em CaO, Na_2O e TiO_2 (Anexo IV).

O diagrama de Shervais (1982) para discriminação de ambiente tectônico sugere que as amostras em estudo apresentam afinidade com basaltos formados em ambiente de *back arc* ou cadeias meso-oceânicas (MORB) (**Fig. 11.8**). As dispersões são interpretadas como produto das possíveis alterações superimpostas, já discutidas nos diagramas anteriores. As amostras que plotam no campo de basaltos de arco correspondem a dois anfibolitos típicos, amostrados no domínio estrutural da Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz (Olivares *et al.*, 2003) e a terceira corresponde a um granada anfibolito com diopsídio e condições de pico metamórfico calculadas neste trabalho correspondentes a 13,8 kbar e 770 °C, sendo a rocha de mais alta temperatura dentre as demais analisadas. Apresenta-se cortada por vênulas tardias de anfibólio cálcico e clorita.

Figura 11.4: Diagramas bivalentes óxidos (% peso) versus mg#.

Figura 11.5: Diagramas de Harker com óxidos (% peso) versus SiO_2 .

Figura 11.6: Diagramas bivalentes com as relações entre alguns dos metais de transição da primeira série e o número de magnésio (mg#).

Figura 11.7: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) com a discriminação das tendências evolutivas magmáticas cálcio-alcálica e tholeiítica.

Figura 11.8: Diagrama V versus Ti/1000 de Shervais (1982) para a discriminação de ambiente tectônico.

O diagrama ternário (Hf/3–Th–Ta), utilizado para discriminação entre basaltos oceânicos, basaltos de arco de ilhas e basaltos de ilha oceânica (OIB) (Wood, 1980), mostra considerável dispersão das análises (Fig. 11.9). Observa-se que as composições das amostras distribuem-se nos campos dos basaltos de cadeias meso-oceânicas normais e

enriquecidos, onde três e duas amostras têm composições de basalto intra-placa e de arcos de ilhas, respectivamente, no diagrama discriminatório de Wood (1980). Tal tendência, mais provavelmente, indica composições dos protolitos de N-MORB com modificações químicas introduzidas pela alteração hidrotermal, onde houve enriquecimento em elementos incompatíveis e HFSE, levando à composições de E-MORB e, subordinadamente intra-placa e de arcos de ilhas, mas não pode ser descartada a participação de basaltos originalmente do tipo E-MORB. Esta última hipótese é sugerida, por exemplo, pelo comportamento diverso da rocha eclogítica (amostra 217) e do granada anfibolito sem clinopiroxênio (amostra 217A), coletados no mesmo corpo, com mineralogia, zonamento mineral e condições P–T de geração muito semelhantes, com tendências de formação em ambiente de arco de ilha para a rocha eclogítica e N-MORB para a outra.

Figura 11.9: Diagrama Hf–Th–Ta para a discriminação do ambiente tectônico de geração de rochas básicas (Wood, 1980). No diagrama da direita Hf versus Ta observa-se dispersão das análises, que sugerem alteração hidrotermal.

Pearce & Cann (1973) e Pearce & Norry (1979) propuseram diagramas que utilizam de alguns elementos traço para a determinação da afinidade geoquímica e do ambiente tectônico de geração de rochas básicas, são eles: Zr versus Ti e $\log Zr$ versus $\log Zr/Y$, respectivamente (**Fig. 11.10 – Diagramas A e B**). No primeiro diagrama as amostras analisadas incidem principalmente entre os campos B e D, e indicam afinidade geoquímica com basaltos de fundo oceânico. Já os paleoambientes de geração destes basaltos no segundo diagrama mostram gradações de basaltos de fundo oceânico para basaltos intra-placa, o que poderia sugerir a presença de rochas originadas em *plateaus* oceânicos incorporados na zona de subducção.

Figura 11.10: Diagramas para determinação de afinidade geoquímica e discriminação de ambiente de geração: Diagrama A: Ti versus Zr (Pearce & Cann, 1973); e diagrama B: Log Zr/Y versus log Zr (Pearce & Norry, 1979) para os metabasitos em estudo.

No mesmo contexto de caracterização, o diagrama ternário de Pearce & Cann (1973) utiliza das variações entre os elementos Ti–Zr–Y para a distinção de basaltos intraplaca de ilha oceânica (OIB) e outros tipos de magma, com base nas elevadas razões Ti/Y e Zr/Y. A despeito das dispersões causadas por alterações hidrotermais nos epidotitos, granada fels e rocha encaixante, as rochas analisadas agrupam-se no campo dos basaltos de fundo oceânico, como pode ser observado na **Figura 11.11**. Da mesma forma que mostrou o diagrama Hf–Th–Ta (Wood, 1980), uma elipse de probabilidade que agrupa a maior parte das análises (Pearce, 1996) poderia sugerir um ambiente tectônico transicional para geração do magma precursor entre MORB e intraplaca com interação entre cadeia meso-oceânica e pluma.

No diagrama Nb–Zr–Y (**Fig. 11.12**) de Meschede (1986), as amostras distribuem-se em sua maioria no campo dos N-MORB, em acordo com as informações obtidas nos diagramas das duas figuras anteriores.

O diagrama ternário, de Cabanis & Lecolle (1989), distingue as rochas básicas geradas em ambientes compressoriais e extensionais com base nos elementos Y, La e Nb (**Fig.11.13**). Como se nota, a maior parte das amostras analisadas ocupa o campo correspondente ao ambiente extensional de geração em crosta superior (3-CS), e algumas amostras ocupam o campo 2 de magmas não diferenciáveis e com possível contaminação. Destaca-se que as amostras que apresentam os teores mais elevados em ítrio são rochas ricas em granada, mineral este que pode incorporar o ítrio em sua estrutura durante o metamorfismo (Zeh, 2006). As amostras que plotam no campo 1 e na porção inferior do

campo 3 correspondem às rochas que sofreram, muito provavelmente, alteração hidrotermal durante a exumação.

Figura 11.11: Diagrama ternário Ti-Zr-Y (Pearce & Cann, 1973) para discriminação de ambiente tectônico de geração de basaltos.

Figura 11.12: Diagrama Nb-Zr-Y de discriminação de ambiente tectônico de geração de rochas basálticas (Meschede, 1986). No diagrama, Al, All = campos dos basaltos alcalinos intraplaca; All, C = campos dos tholeiitos intraplacas; B = campo dos P-MORB (MORB com influência de pluma); D = campo dos N-MORB; C, D = campos dos basaltos de arcos vulcânicos.

Figura 11.13: Diagrama Y–La–Nb de discriminação de basaltos em ambientes extensionais e compressoriais (Cabanis & Lecolle, 1989), onde: 1 = basaltos de margens convergentes, 2 = magmas não diferenciáveis, mas com possíveis tendências de contaminação, 3 = magmas formados em ambientes extensionais, CI = crosta inferior e CS = crosta superior.

O diagrama binário Th/Yb versus Nb/Yb, que deve distinguir basaltos verdadeiramente oceânicos ou não, complementa-se com o diagrama TiO₂ versus Nb/Yb, utilizado para caracterização do ambiente oceânico de geração de magma basáltico (Pearce, 2008). Na **Figura 11.14** o **Diagrama A** (Th/Yb versus Nb/Yb) indica afinidade geoquímica com a crosta oceânica, no qual a maior parte das amostras ocupa o espaço entre os campos E-MORB e N-MORB, e a amostra que mais se afasta do campo de basaltos tipo MORB, corresponde a um (*)clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto. Como é possível observar no mesmo diagrama, algumas amostras (p.ex. 241A, 233, 235A, 217, 223F) indicam processos de interação magma-crosta, características essas que devem ter sido causadas pela alteração hidrotermal. O **Diagrama B** (TiO₂ versus Nb/Yb) da mesma figura indica que as amostras foram geradas num ambiente com possível interação entre pluma e cadeia meso-oceânica transicional entre N-MORB e E-MORB. Esta evolução é comparável à observada nas regiões das cadeias de Kolbeinsey, Mohn e na região do Mar Vermelho (Pearce, 2008).

Figura 11.14: Diagramas Th/Yb versus Nb/Yb e TiO₂/Yb versus Nb/Yb (Pearce, 2008). No primeiro as amostras plotam em sua maioria na transição N-MORB e E-MORB, com algumas amostras no campo dos basaltos OIB. O segundo diagrama confirma a primeira tendência e sugere a presença de uma interação entre pluma e cadeia oceânica, tendência essa que deve ter sido introduzida pelas alterações hidrotermais.

Os diagramas multi-elementares (*spider diagrams*) e de distribuição dos elementos terras raras (ETR) dos metabasitos e “meta-ultrabásicas” são apresentados nas **Figuras 11.15 a 11.21**.

Em relação ao condrito C1 (Sun & McDonough, 1989) os metabasitos apresentam anomalias positivas significativas de Ba, Th, U e Ta, e menos intensas de Nb, Ce, Zr, Tb, Sr e Y. Anomalias negativas de Cs, Rb, e Pb também podem ser observadas na maioria das amostras (**Figs. 11.15 a 11.18**). Nota-se que o Pb caracteriza uma forte anomalia negativa. Apesar destes comportamentos poderem ser devidos à composição do protolito, não pode ser descartado serem produto de lixiviação e introdução pelos fluidos hidrotermais durante o desenvolvimento da foliação milonítica. A comparação das amostras com o padrão de MORB (Sun & McDonough, 1989) resulta em anomalias positivas de Cs e Rb e em menor grau de Th, U, Nb, Ce, Sr, Zr e o Y. O Ba compõe anomalias negativas, assim como também podem compor o Th, Ce, Zr, Sr e Y. O granada anfibolito com diopsídio (231B) apresenta anomalias negativas de Ba, Rb, Th, Nb, Sr e Zr. Uma amostra de xisto azul transicional, que mostrou características de possível espilitização, também apresenta anomalias negativas de Rb, e Sr.

As comparações com os padrões E-MORB e N-MORB (Sun & McDonough, 1989) são semelhantes, com anomalias positivas de Cs, Rb e U, e subordinadamente de Ce, Tb, Y e Ta. O Th pode apresentar-se em teores relativamente mais elevados ou menores, e os

teores um pouco mais baixos de Ba, Pb e Sr poderiam indicar um fraco fracionamento de plagioclásio na rocha.

De modo idêntico ao discutido anteriormente, o xisto azul transicional (230F) com possível espilitização diferencia-se das demais amostras pelos menores teores de Rb e Y e pela anomalia positiva de Th. Os anfibolitos e duas amostras de albita-epidoto-hornblenda xistos diferenciam-se pela anomalia positiva em Pb. Já o granada anfibolito com diopsídio (231B) apresenta anomalias positivas de Th e Pb e negativa de Rb, diferentemente da maioria das amostras. A rocha eclogítica (217) e o granada anfibolito (217A), coletadas no mesmo corpo, apenas se distinguem-se pelos teores relativamente menores de Pb e Ta na primeira, e maior de Pb na segunda (**Figs. 11.15 a 11.18**).

Figura 11.15: Diagramas multi-elementares para os xistos azuis em estudo.

Figura 11.16: Diagramas multi-elementares para os xistos azuis transicionais em estudo.

Figura 11.17: Diagramas multi-elementares para os albite-epidoto-hornblenda xistos (em verde) e anfíbolitos (em roxo) em estudo.

Figura 11.18: Diagramas multi-elementares para os granada anfibolitos em estudo.

A distribuição dos elementos terras raras, quando comparados com os padrões de condritos C1 e E-MORB e N-MORB de Sun & McDonough (1989) mostram enriquecimento e empobrecimento em elementos terras raras leves para algumas das amostras analisadas (**Fig. 11.19**). Os padrões observados são sugestivos de alterações hidrotermais de fundo oceânico, principalmente do anfibolito com maior empobrecimento relativo em ETRL. Não é possível apontar padrões oriundos de diferenciação magmática, já que as alterações hidrotermais podem mobilizar os elementos ETRL e gerar enriquecimentos relativos.

Foram observadas nas três normalizações para elementos terras raras fortes anomalias negativas de Ce na amostra 204E, que corresponde a um anfibolito com vênulas tardias de epidoto, anomalia tal que pode indicar a interação fluido oceânico-rocha em alterações hidrotermais de fundo oceânico. O Eu define fracas anomalias positivas e negativas, com exceção para as amostras 217 e 241B que apresentam anomalias negativas de Eu relativamente mais fortes, que a despeito das possíveis alterações, poderia indicar a participação do feldspato nos processos de fusão/diferenciação do protolito, visto que os minerais deste grupo possuem maior afinidade pelo Eu^{2+} se comparado aos outros ETR trivalentes (Miller & Mittlefeld, 1982). Fracas anomalias negativas de Yb foram observadas,

e podem estar relacionadas à presença de granada no resíduo da fusão mantélica quando da geração do magma basáltico.

Figura 11.19: Diagramas multi-elementares com as distribuições de elementos terras raras (ETR) normalizados para condrito C1, N-MORB e E-MORB.

Quando lançadas nos diagramas multi-elementares (**Fig. 11.20**), as amostras com relativamente pequenos conteúdos de SiO_2 , representadas pelos triângulos, ainda mostram alguma semelhança com os diagramas multi-elementares das rochas básicas. Apesar das irregularidades na distribuição dos elementos notam-se as mesmas anomalias positivas de Ba, Th, Nb, e Ta, anomalias negativas de Cs, Rb, e Pb, e anomalias positivas e negativas de Sr, Zr, Ta e Y com a normalização para condrito C1. Nota-se também semelhança com a normalização MORB, como anomalias positivas de Cs e, em menor parte de Rb, além de anomalias negativas de Ba e Nb, por exemplo. Já as normalizações N-MORB e E-MORB apresentam padrões bem pouco definidos, o que reflete a intensa alteração aos quais foram submetidas estes litotipos, onde houve remobilização e re-precipitação de boa parte dos

elementos analisados. Estes dados reforçam a interpretação já formulada de que estas rochas são produto de alterações hidrotermais, não sendo rochas ultrabásicas metamorfasadas.

Figura 11.20: Diagramas multi-elementares para as rochas ultrabásicas em estudo: Amostra/C1 Condrito; Amostra/MORB; Amostra/E-MORB; Amostra/N-MORB.

A distribuição dos elementos terras raras, quando comparadas com os padrões de condritos C1, E-MORB e N-MORB, apresentam comportamento mais regular que os diagramas anteriores (**Fig. 11.21**). Mostram enriquecimento em terras raras leves e anomalias positivas e negativas de Eu. As anomalias de Eu podem ser devidas às alterações hidrotermais, causando também enriquecimentos relativos em terras raras leves, ou ainda a uma leve diferenciação magmática, com concentração de plagioclásio em algumas rochas e remoção em outra, resultado nas anomalias positiva e negativas de Eu observadas. Nota-se que a amostra com epidotização (244), e as amostras 236C e 236D, encaixante e fragmento brechóide de granatito, respectivamente, apresentam fortes

anomalias positivas de Eu, reforçando a interpretação do papel da alteração hidrotermal durante o metamorfismo.

Figura 11.21: Diagramas multi-elementares com as distribuições de elementos terras raras (ETR) normalizados para condrito C1, N-MORB e E-MORB.

12 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As deformações que afetaram as rochas do Complexo Metamórfico Diego de Almagro resultaram em três foliações principais, denominadas S_{n-1} , S_n e S_{n+1} . A primeira delas observa-se em dobras intrafoliais; a segunda é em geral milonítica e a terceira é predominantemente uma crenulação. A S_n comumente está paralelizada ao acamamento, geralmente representado por um bandamento sedimentar, e/ou bandamentos diferenciados, nas zonas onde a transposição tectônica foi mais intensa.

Os estudos petrográficos permitiram a identificação de paragêneses metamórficas de alta pressão nos domínios microestruturais da S_{n-1} e S_n , e os cálculos termobarométricos apontam para condições de pico metamórfico no domínio da foliação S_n e o início do retrometamorfismo relacionado à descompressão com aquecimento associado.

O conjunto dos dados permite inferir que a S_{n-1} nas rochas de alta pressão foi gerada durante a subducção, enquanto que a S_n desenvolveu-se numa fase em que, possivelmente, já se iniciava a exumação dos xistos azuis, formando uma foliação que evoluiu para a foliação milonítica. A terceira foliação é interpretada como ocorrida durante a fase de encurtamento crustal que afetou a sequência metavulcanossedimentar.

A zona de subducção onde essas rochas se formaram apresentava uma orientação aproximada NE–SW, mas os sentidos de movimentação e a caracterização da colisão como frontal ou com componente lateral, bem como da exumação, não puderam ser deduzidos neste estudo, principalmente por causa do curto período disponível para os levantamentos em campo.

Os zonamentos composicionais, bem como os estudos petrográficos e cálculos termobarométricos, indicam que a geração da granada nos xistos azuis deu-se tanto durante o desenvolvimento da S_{n-1} quanto na S_n , mas os perfis composicionais mostram que o teor de grossulária diminui em direção às bordas dos cristais gerados no domínio microestrutural da foliação S_n , em concordância com a fase de descompressão e aquecimento durante a exumação. Para a rocha eclogítica os estudos petrográficos e mapas de raios X em granada mostram alguns núcleos sin-cinemáticos a S_n , com bordas idioblásticas geradas em condições de pico metamórfico, e ausência de registro composicional da descompressão. Entretanto a descompressão é indicada pelos simplectitos de hornblenda e albita.

Tais fatores, analisados em conjunto com as trajetórias metamórficas, poderiam indicar que xistos azuis e eclogitos apenas compartilharam a exumação a partir de profundidades inferiores a 40 km, correspondente à fácies epidoto anfibolito (**Fig. 12.1**), e que os xistos azuis iniciaram a exumação quando do desenvolvimento da S_n , ao mesmo tempo em que a rocha eclogítica alcançou o pico bórico, registrado nesta mesma foliação. Entretanto, a cristalização da granada idioblástica e da onfacita fina da matriz parece ter ocorrido em condições estáticas associadas a esta fase deformacional. Tais evidências sugerem processos de exumação episódicos (Agard *et al.*, 2009), onde primeiramente foram exumados os xistos azuis e, em seguida, numa rápida exumação, as rochas eclogíticas. Isso poderia, pelo menos em parte, explicar o porquê das bordas da granada da rocha eclogítica registrarem em sua composição apenas o pico bórico, enquanto que as bordas de granada nos xistos azuis indicam que durante o desenvolvimento da S_n já estava havendo descompressão. Esses distintos períodos de exumação podem ainda mostrar que os

processos de exumação são restritos a específicas janelas no tempo geológico (Agard *et al.*, 2009).

Neste contexto, ressalta-se a possibilidade de que numa possível parada da subducção, seguida por um curto período de exumação, acompanhado pela formação de fluidos para a geração dos atóis em granada, os xistos azuis teriam retornado para níveis crustais mais rasos, enquanto que parte desses terrenos continuaram em subducção, resultando na formação das rochas eclogíticas e, possivelmente de eclogitos. Tais flutuações nas condições P–T calculadas com base no zonamento oscilatório dos cristais de granada são interpretadas por alguns autores como relacionadas a rupturas na placa e episódicas ascensões de rochas de alta pressão incorporadas aos serpentinitos da cunha mantélica (Garcia-Casco *et al.*, 2006). Entretanto, as hipóteses aqui levantadas necessitam de mais amostragens, de um maior detalhamento petrográfico, de química mineral e de mais cálculos termobarométricos para comprovação.

As condições P–T obtidas para os xistos azuis de mais alta pressão da ilha Diego de Almagro merecem investigações mais detalhadas quanto a alguns aspectos, pois a pressão de 18 kbar definida em minerais do xisto azul com granada + glaucofânio + clorita + rutilo em equilíbrio e albita texturalmente tardia, pode indicar a possibilidade de que nesta rocha se formou, mesmo que em pequenos volumes, o piroxênio onfacítico, posteriormente transformado em albita segundo a reação jadeíta + quartzo $\rightarrow$ albita, durante a descompressão. Entretanto, xistos azuis de alta pressão, como os descritos no Maciço de Sivrihisar (Turquia), possuem associações minerais distintas (com e sem onfacita) que indicam condições de metamorfismo semelhantes, como observado nos casos (i) e (ii), e condições metamórficas de mais baixa pressão que as duas primeiras, em (iii): (i) granada + glaucofânio + lawsonita + epidoto + quartzo + fengita, formados a 16 kbar e 500 °C; (ii) glaucofânio + granada + epidoto + lawsonita + fengita + onfacita, formados a 15 kbar e 480 °C; e (iii) glaucofânio + granada + lawsonita, a 12 kbar e 480 °C (Davis & Whitney, 2006). A associação de xistos azuis com lawsonita, xistos azuis com lawsonita e epidoto, lawsonita eclogitos, e epidoto eclogitos, no Maciço de Sivrihisar, se justapõe tectonicamente como blocos com dimensões quilométricas, ou em bandas e lâminas com poucos centímetros ou milímetros de espessura, onde se intercalam xistos azuis e eclogitos. A presença deste último tipo de intercalação se dá em função do desenvolvimento de reações metamórficas em diferentes graus, controladas pela intensidade das deformações, fO_2 , e de outros fatores químicos, como composição de fluidos e sua abundância (Davis & Whitney, 2006). Para as rochas da ilha Diego de Almagro fatores como estes podem ter controlado a formação de xistos azuis de alta pressão e de rochas eclogíticas, que foram posteriormente intercaladas tectonicamente, em que não se descarta ainda, a possibilidade de que haja xistos azuis de

mais baixa pressão também intercalados tectonicamente, como discutido no Capítulo 10 – Geotermobarometria.

A variação química dos protolitos pode ser responsável pelo desenvolvimento de diferentes associações minerais (e.g. Evans, 1990; Tsujimori *et al.*, 2006; Davis & Whitney, 2006). Apesar da possibilidade de remobilização de elementos químicos por processos hidrotermais, os estudos geoquímicos realizados mostram que, com exceção para os elementos Ta e Pb, não há como diferenciar os xistos azuis da rocha eclogítica, o que sugere que os mecanismos responsáveis pela presença ou não de onfacita são outros.

A ausência de lawsonita nos xistos azuis de Diego de Almagro pode estar relacionada à sua conversão para clinozoisita com o incremento na temperatura (> 400–500 °C, segundo Whitney & Davis, 2006) devido à descompressão com aquecimento associado durante a exumação. Ressalta-se que os xistos azuis de Pichilemu, na porção central do Chile, também não apresentam lawsonita, sugerindo que os xistos azuis Chilenos diferenciam-se dos demais xistos azuis andinos como, por exemplo, os xistos azuis da Colômbia (Bustamante, 2008) pela ausência de lawsonita e pumpellyita.

Os cálculos termobarométricos com o granada anfibolito, cuja textura e mineralogia se assemelham às da rocha eclogítica, bem como o zonamento composicional da granada e a distribuição das inclusões, apontam para condições de metamorfismo de fácies eclogito, mesmo com ausência de onfacita, e condições de pico metamórfico de 20,2 kbar e 630 °C. A ausência de onfacita torna este resultado duvidoso, mas mais amostragens poderiam indicar o mineral em outras bandas. Por outro lado os valores P–T obtidos para esta amostra constituem um assunto merecedor de mais estudos, já que Tsujimori *et al.* (2006) apresentaram a possibilidade de um mesmo evento de metamorfismo progressivo de alta pressão ter gerado tanto assembléia mineral eclogítica quanto epidoto-hornblendítica para rochas da Península Tiburon (Califórnia).

A termobarometria do granada anfibolito com diopsídio com lamelas de albita sub-milimétricas aponta para condições de formação a 13,8 kbar e 770 °C, com retrometamorfismo a 6 kbar e 700 °C. A temperatura obtida é, em princípio, elevada para a estabilidade do anfibólio, e a despeito de erros inerentes aos cálculos termobarométricos este litotipo parece representar um retroeclogito metamorfisado em condições de temperatura relativamente alta, ou que tenha tido uma evolução retrógrada num gradiente termal mais elevado.

As porções exumadas de material oceânico estão quase que sistematicamente associadas a serpentinitos, seja como lentes envoltas numa *melange* rica em serpentinitos ou como blocos dispersos (Agard *et al.*, 2009). Dentre as possíveis origens de serpentinitos estão a hidratação da cunha mantélica (e.g. Guillot *et al.*, 2004), ou o hidrotermalismo no manto subductado (*slab mantle*) (e.g. Li *et al.*, 2004). Desta forma levanta-se a possibilidade

de que os fragmentos monominerálicos de granada fels com apatita, rutilo, ilmenita, clorita, e epidoto, envoltos por matriz anfibolítica (albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto) sejam produtos de alterações hidrotermais em zonas de interação entre a crosta oceânica e o manto litosférico da crosta continental.

O reporte destes xenólitos traz à tona a possibilidade da ocorrência na ilha Diego de Almagro de xenólitos originados no manto litosférico devido a processos hidrotermais. Essa inferência é baseada: (i) no intenso fraturamento observado nos fragmentos de granatitos que, se relacionado ao crescimento da granada, pode indicar a influência de um regime de fluidos durante este processo; (ii) na presença de inclusões de minerais hidratados, como, clorita e anfibólio (magnesiohornblenda marrom); granada rica em molécula de pirope e, neste caso os granatitos podem ter sido gerados num processo análogo ao de formação de rodingitos, no qual há interação entre diversos litotipos e migração de fluidos para as rochas máficas vizinhas durante a serpentinização do peridotito (Smith & Griffin, 2005). Esta hipótese é também sugerida pelas temperaturas semelhantes obtidas entre o granada fels e granada anfibolito com diopsídio, que por sua vez pode ser a variedade retrometamorfisada de um eclogito gerado em condições de temperatura mais alta, eventualmente relacionado com a formação dos granatitos na zona de interação entre a crosta oceânica e o manto litosférico continental. Neste caso, as temperaturas semelhantes obtidas poderiam indicar que ambos os litotipos registram o mesmo processo relacionado a interações rocha–fluido (Smith & Griffin, 2005).

A confirmação da hipótese necessita de estudos petrográficos e químicos mais detalhados nas rochas hidrotermalizadas, nas ultramáficas e, principalmente, nos serpentinitos. Estes têm inclusive que ser estudados quanto à sua forma de ocorrência e abundância na ilha.

Como é possível observar no mapa geológico da ilha (**Fig. 6.7**), os fragmentos de granada fels ocupam uma zona de rochas com possível alteração hidrotermal, onde ocorrem também associados epidotitos e granada anfibolitos com intercrescimentos kelfíticos, fato confirmado nos diagramas obtidos nos estudos geoquímicos, que mostram dispersões ao redor das tendências principais, irregularidade na distribuição de alguns elementos, e perdas e enriquecimentos relativos de elementos.

As trajetórias metamórficas obtidas para as rochas de Diego de Almagro mostram-se intermediárias entre as duas trajetórias típicas de terrenos de alta pressão, a trajetória do Tipo Franciscano, uma trajetória com gradientes termais, progressivo e retrógrado, semelhantes, e a trajetória do Tipo Alpino, típica de ambientes colisionais, grau metamórfico mais elevado e com descompressão quase isotérmica, sendo as trajetórias de Diego de Almagro semelhantes a outras trajetórias intermediárias conhecidas, como das regiões da Nova Caledônia e Sanbagawa (Agard *et al.*, 2009). Como é possível observar na **Figura**

12.1, as trajetórias metamórficas mostram aquecimento quando da descompressão de xistos azuis e eclogitos. Os gradientes metamórficos apresentados para xistos azuis e rochas eclogítica, 6 e 8 °C/km, respectivamente, foram obtidos com os dados termobarométricos e mostram-se coerentes com os demais gradientes conhecidos para as zonas de subducção, em geral entre 8 e 10°C/km, e em menor parte 15 °C/km (Agard *et al.*, 2009). Ressalta-se ainda que as trajetórias individuais obtidas não devem ser tidas como inequívocas (Matsumoto *et al.*, 2003) e somente uma continuidade dos estudos poderia elucidar se o modelo tectôno–metamórfico proposto é viável.

Em trabalho realizado nas ilhas Elefante e Smith (*South Shetland Islands*, Península da Antártica), tidas como possivelmente contemporâneas do Complexo Metamórfico Diego de Almagro no Cretáceo (Willner *et al.* 1999; 2004), Trouw *et al.* (1998) sugerem que a acreção e a preservação do complexo de subducção nestas ilhas pode ser explicada pela chegada de uma crosta oceânica espessada, como um monte submarino, *plateau* oceânico ou uma zona de fratura com relevo positivo. A chegada desta crosta e sua progressiva colisão com a cunha acrecionária teriam forçado a exumação das rochas de alta pressão ao longo de zonas de cavalgamento. Neste caso, a fricção causada pela colisão e pelas forças de empuxo deve ter impedido o afundamento da crosta espessada, além de ter sido responsável pela diminuição, mesmo que localmente, dos movimentos de subducção (Ernst, 1988). A diminuição deste movimento pode favorecer a recuperação das isotermas, resultando no aumento da temperatura durante a exumação das rochas de alta pressão (Trouw *et al.*, 1998) e pode ainda resultar em soerguimento isostático (Platt, 1986; Ernst, 1988) acompanhado por erosão, que em parte explicaria o aparecimento destas rochas em superfície (Trouw *et al.*, 1998).

A integração dos estudos geoquímicos mostra, apesar de dispersões ao redor de tendências originalmente derivadas de evolução magmática por superimposição de alterações hidrotermais, os seguintes resultados:

- 1) Composições compatíveis com magmas basálticos;
- 2) Nos diagramas de classificação de rochas vulcânicas as rochas estudadas plotam no campo dos basaltos;
- 3) Tendência magmática evolutiva tholeiítica;
- 4) Afinidade geoquímica com basaltos de fundo oceânico, transicional entre MORB e intra-placa, e ambiente tectônico de geração de cadeia meso-oceânica, com possível interação cadeia meso-oceânica/pluma no processo de geração do magma precursor;
- 5) Ambiente extensional de formação do magma basáltico e participação de magmas entre N-MORB e E-MORB.

Gradações de basaltos de fundo oceânico para basaltos intra-placa poderiam sugerir a presença de rochas originadas em *plateaus* oceânicos que foram incorporados na zona de subducção. Já a evolução com possível interação entre pluma e cadeia meso-oceânica, transicional entre N-MORB e E-MORB, é comparável à observada nas regiões das cadeias de Kolbeinsey, Mohn e na região do Mar Vermelho (Pearce, 2008).

Figura 12.1: Trajetórias obtidas para os xistos azuis (trajetória em azul) e para a rocha eclogítica (em vermelho), e os respectivos gradientes metamórficos com relação aos dados P–T obtidos neste trabalho. Grade petrogenética modificada de Krogh Ravna & Terry (2004).

13 CONCLUSÃO

Os dados obtidos nesta pesquisa, aliados às informações bibliográficas, permite concluir que o Complexo Metamórfico de Diego de Almagro corresponde ao registro de uma antiga zona de subducção cretácica na Patagônia Chilena, caracterizada pela presença de xistos azuis e rochas eclogíticas e suas variedades retrometamórficas, como xistos azuis transicionais e granada anfibolitos, respectivamente.

Os metabasitos em estudo compõe, juntamente com os *metacherts* (coticulitos), uma seqüência metavulcanossedimentar, onde foram observados tufos finos, relíquias de *pillow* lavas em leitos de *pillow-breccia*, *lapilli*-tufos e tufos inter-*pillow*, metamorfisados na fácies xisto azul, com gradações para a fácies xisto verde. Em menor volume ocorrem metabasitos

metamorfizados na fácies eclogito, entretanto nestes não foram descritos estruturas e texturas vulcanogênicas.

A termobarometria realizada para a rocha eclogítica mostra condições de pico metamórfico com pressão entre 19,5 e 21,2 kbar e temperatura entre 578 e 650 °C, com primeira etapa de descompressão calculada em torno de 18 kbar, com temperaturas entre 615 e 670 °C, e reequilíbrio retrometamórfico final a 9,9 kbar e 536 °C. Os xistos azuis mostram condições P–T de pico metamórfico em 18,4 kbar e 396 °C e retrometamorfismo em 8,5–9,5 kbar e 420–509 °C, nas quais se notam a convergência das condições metamórficas para o reequilíbrio em fácies epidoto anfibolito, próximo a transição com as fácies xisto azul e xisto verde.

As trajetórias metamórficas obtidas apresentam sentido horário, em concordância com as trajetórias apresentadas por Willner *et al.* (2004) para os xistos azuis e granada anfibolitos do Complexo Metamórfico de Diego de Almagro. Entretanto as trajetórias metamórficas apresentadas pelos autores consideram apenas uma evolução retrometamórfica com *near isobaric cooling*, enquanto que os estudos ora apresentados apontem a possibilidade de um pequeno aquecimento durante a descompressão, em trajetória P–T–t–d semelhante à obtida por Trouw *et al.* (1998) em xistos azuis da Península Antártica, dos quais destacam-se pelas pressões mais elevadas.

A descompressão com aquecimento associado e recuperação das isothermas pode estar tanto relacionada à chegada de uma crosta oceânica espessada (p.ex. Trouw *et al.*, 1998) quanto à exumação acompanhada pela colocação de corpos de granito sin-colisional, representado pelo Batólito Patagônico do Sul.

Os mapas composicionais de raios X e os perfis composicionais de granada em MSE, indicam que a textura em atol dos porfiroblastos de granada da rocha eclogítica, assim como descrito por Cheng *et al.* (2007), se mostra relacionada com a exumação de eclogitos na presença de fluidos percolantes. Com a presença destes cristais, que registram as condições de pico metamórfico nas bordas geradas posteriormente aos atóis, é possível sugerir que a liberação de fluidos para a geração dos atóis iniciou-se quando da interrupção da subducção acompanhada por uma exumação curta, com retomada subsequente da subducção. A formação da mica branca envolvendo bordas idioblásticas de granada em atol deu-se a 18 kbar e entre 615 e 640 °C, em condições de retrometamorfismo.

As texturas em atol, associadas às complexas texturas observadas na matriz da rocha eclogítica, como por exemplo, as texturas constituídas pela variedade de anfibólios cálcicos e sódicos, podem ainda sugerir que as rochas eclogíticas de Diego de Almagro sejam rochas polimetamórficas, o que assinala a necessidade de estudos termobarométricos em associação com estudos geocronológicos para a devida caracterização do possível polimetamorfismo.

Os estudos geoquímicos permitiram a caracterização do protolito das rochas de alta pressão como basaltos E-MORB e N-MORB gerados em cadeia meso-oceânica com possível influência de pluma. Também foram identificadas alterações hidrotermais ocorridas durante o metamorfismo destas rochas, principalmente nas rochas inicialmente separadas nos estudos petrográficos, concentradas na área marrom do mapa geológico esquemático (granada fels e hospedeira, granada anfíbolitos e epidotitos), localizadas na continuidade da Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz, cuja origem pode estar relacionada à exumação das rochas de alta pressão, ocorridas ao longo de zonas de cavalgamento.

Devido à semelhança entre os dados termobarométricos obtidos para a rocha eclogítica e uma variedade de granada anfíbolito sem piroxênio, essas rochas serão posteriormente estudadas complementarmente por geotermobarometria com balanços de massa (pseudoseções), para definição da influência da composição da rocha nesses cálculos.

Neste trabalho não foram definidos quais seriam os mecanismos responsáveis pela exumação das rochas de alta pressão, que poderia ter ocorrido em canais de subducção, com xistos azuis e rochas eclogíticas trazidos à superfície em associação com serpentinitos, ou com matriz pelítica (Agard *et al.*, 2009), ou se foram exumadas episodicamente devido à chegada de material flutuante na zona de subducção (p.ex. platôs oceânicos (Ernst, 1988)), responsáveis pela variação na velocidade de subducção, obliquidade, ou ainda, à possíveis paradas na subducção por quebra do *slab* (*slab-breakoff*) (Agard *et al.*, 2009). Para essa definição se fazem necessários estudos detalhados da ocorrência, abundância e tipos de rochas ultramáficas, se ricas ou não em serpentina, e ainda estudos estruturais de maior detalhe. Por ora assume-se que as rochas de alta pressão da ilha Diego de Almagro foram exumadas ao longo de zonas de cavalgamento responsáveis pela formação da foliação S_n , localmente milonítica, e pelo retrometamorfismo dos xistos azuis e rochas retroeclogíticas.

Desta maneira, o estudo do metamorfismo mostra que a exumação dos xistos azuis da ilha Diego de Almagro é tectonicamente coerente com o modelo proposto por Olivares *et al.*, (2003), no qual a Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz, de caráter dúctil e sinistrógiro, com componente de movimentação inversa, foi responsável pela exumação das rochas de alta pressão. Entretanto, os dados apresentados pelos autores supracitados mostram a vergência dos cavalgamentos para E–SE, o que deve refletir uma movimentação tardia, que culminou por justapor níveis estruturais distintos (Complexo Metamórfico Diego de Almagro ao Complexo Duque de York, Calcário Tarlton e Complexo Denaro); ou ainda, a exumação para sentidos diferentes, já que a subducção mergulhava para leste e parte da exumação deve ter ocorrido no sentido oposto. Os poucos dados estruturais coletados neste trabalho permitem observar um transporte geral para norte (p.ex. *rods* de quartzo na foliação S_n

associados a pares S/C), mas também foram observadas falhas inversas indicando transporte para leste.

Como observado para os xistos azuis da região de Pichilemu (Hyppolito, 2007), e para algumas trajetórias de xistos azuis de Jambaló e Barragán (Bustamante, 2008), as trajetórias metamórficas obtidas neste trabalho apresentam características transicionais entre as duas trajetórias definidas para os terrenos de xistos azuis (Tipo Alpino e Franciscano), e sugere-se que esse tipo evolutivo poderia ser denominado como Andino.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGARD, P., YAMATO, P., JOLIVET, L., BUROV, E., 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews* **92**, 53–79.
- AUDREN, C. & TRIBOULET, C. 1993. P–T–t-deformation paths recorded by kinzigites during diapirism in the Western Variscan Belt (Golfe du Morbihan, Southern Brittany, France). *Journal of Metamorphic Geology* **11** (3), 337–356.
- AVÉ-LALLEMANT, H.G., 1996. Displacement partitioning and arc-parallel extension: example from the southeastern Caribbean Plate Margin. In: BEBOUT, G.E., SCHOLL, D.W., KIRBY, S.H., PLATT, J.P. (Eds.), Subduction top to bottom. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* **96**, 113–118.
- BAILEY, E.H., IRWIN, W.P., JONES, D.L., 1964. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California. *Cal. Div. Mines Geol. Bull.* **183**, 177p.
- BALDWIN, S.L., MONTELEONE, B.D., WEBB, L.E., FITZGERALD, P.G., GROVE, M., HILL, E.J., 2004. Pliocene eclogite exhumation at plate tectonic rates in eastern Papua New Guinea. *Nature* **431**, 263–267.
- BANNO, S., 1970. Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Phys. Earth Planet. Int.* **3**, 405–421.
- BANNO, S., 1998. Pumpellyite–actinolite facies of the Sanbagawa metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 117–128.
- BERMAN, R. G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂. *Journal of Petrology* **29**, 445–522.
- BERMAN, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *The Canadian Mineralogist* **29**, 833–855.
- BOWES, D.R., 1989. *The encyclopedia of igneous and metamorphic petrology*. Van Nostrand Reinhold, p. 184–187.
- BROWN, T.H., BERMAN, R., PERKINS E.H., 1988. Ge0-Calcd; software package for calculation and display of pressure–temperature–composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. *Computers and Geosciences* **14**, 279–289.
- BROWN, T.H., BERMAN, R., PERKINS E.H., 1989. PTA-SYSTEM; a Ge0-Calcd software package for the calculation and display of activity–temperature–pressure phase diagrams. *American Mineralogist* **74**, 485–487.
- BRUCE, R., NELSON, E., WEAVER, S., LUX, D., 1991. Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian Batholith; constraints on magmatic arc development. *Geological Society of America, Special Paper* **265**, 1–12.
- BUCHER, K., FREY, M., 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer–Verlag, 318p.
- BUSTAMANTE, A., 2003. Definição das trajetórias P–T–t em rochas metamórficas do flanco ocidental da Cordilheira Central da Colômbia, nas regiões de Caldas e El Retiro. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP. 107 f.
- BUSTAMANTE, A., JULIANI, C., 2002. Evolução metamórfica de rochas paleozóicas e triássicas da Cordilheira Central nos Andes Colombianos. Congresso Brasileiro de

- Geologia **41**, João Pessoa. Anais..., SBG, p. 620.
- BUSTAMANTE, A., JULIANI, C., 2003. Petrografía y geotermobarometría de rocas metamórficas de Caldas, Antioquia. Resúmenes, Congreso Colombiano de Geología, **9**, Medellín. Anais..., p. 40–41.
- BUSTAMANTE, A., 2008. Geotermobarometria, Geoquímica, Geocronologia e evolução tectônica das rochas da fácies xisto azul nas áreas de Jambaló (Cauca) e Barragán (Valle del Cauca), Colômbia. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP. 242f.
- CABBANIS, B., LECOLLE, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Series II* **309**, 2023–2029.
- CANN, J.R., 1970. Rb, S, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* **10**, 7–11.
- CARSWELL, D.A., 1990. *Eclogite facies rocks*. Glasgow and London: Blackie, 396p.
- CARSWELL, D.A., HARLEY, S.L., 1990. Mineral barometry and thermometry. In: CARSWELL, D.A., 1990. *Eclogite facies rocks*. Glasgow and London: Blackie, 396p.
- CASTELLI D., CONNOLLY, J.A.D., FRANCESCHI, G., 1997. VERTEXVIEW: an interactive program to analyze and plot petrological phase diagrams. *Computers and Geosciences* **23**, 883–888.
- CECCIONI, G., 1955. Noticias preliminares sobre la existência Del Paleozóico superior en el archipélago patagónico entre los 50° y los 52°S. Instituto de Geología, Universidad del Chile **8**, 181–202.
- CHARRIER, R., PINTO, L., RODRÍGUEZ, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: MORENO, T., GIBBONS, W., (Eds.), *The Geology of Chile*. London: Geological Society, 414p.
- CHENG, H., NAKAMURA, E., KOBAYASHI, K., ZHOU, Z., 2007. Origin of attol garnets in eclogites and implications for the redistribution of trace elements during slab exhumation in a continental subduction zone. *American Mineralogist* **92**, 1119–1129.
- CHOPIN, CH., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **86**, 107–118.
- CLARKE, G.L., AITCHISON, J.C., CLUZEL, D., 1997. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: a reappraisal. *Journal of Petrology* **38**, 843–876.
- CLOOS, M., 1982. Flow mélanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geological Society of America Bulletin* **93**, 330–344.
- CLIFFORD, T.N., 1960. Spessartine and magnesium biotite in cotecule-bearing rocks from Mill Hollow, Alstead Township, New Hampshire, USA: a contribution to the petrology of metamorphosed manganiferous sediments. *Neues Jahrb. Mineral., Abh.* **94**, 1369–1400.
- COLEMAN, R.G., LEE, D.E., BEATTY, L.B., BRANNOCK, W.W., 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin* **76**, 483–508.
- COLEMAN, R.G., 1972. Blueschist metamorphism and plate tectonics. Report of the Session. International Geological Congress, 24. Anais..., USGS **2**, 19–26.
- CONDIE, K.C., VILJOEN, M.J., KABLE, E.K.D., 1977. Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barberton. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **64**, 75–89.
- CONDIE, K.C., 1982. Archaen andesites. In: THORPE, R.S., (Eds.) – 1982 – Andesites. Orogenic andesites and related rocks. Chichester: John Wiley & Sons, p. 575–590.
- CONNOLLY, J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* **290**, 666–718.
- COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J., 1979: *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: George Allen & Unwin, 450p.
- DE CAPITANI, C., BROWN, T.H., 1987. The computation of chemical equilibrium in complex

- systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 2639–2652.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J., 1966. *An introduction to the rock-forming minerals*. London: Longman Group Limited, 528p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J., 1972. *An introduction to the rock-forming minerals*. London: Longman Group Limited, 528p.
- DESMONS, J., SMULIKOWSKI, W., 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 4. *High P/T metamorphic rocks. Recommendations* by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations, web version.
- DOBBS, H. T., PERUZZO, L., SENO, F., SPIESS, R., PRIOR, D.J., 2003. Unraveling the Schneeberg garnet puzzle. A numerical model of multiple nucleation and coalescence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **146**, 1–9.
- DRAPER, G., LEWIS J.F., 1991. Metamorphic belts of central Hispaniola. In: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., (Eds.), *Geologic development of the North American–Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper* **262**, 29–45.
- ERNST, W.G., 1963. Petrogenesis of glaucophane schists. *Journal of Petrology* **4**, 1–30.
- ERNST, W.G., 1972. Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time. *American Journal of Science* **272**, 657–668.
- ERNST, W.G., 1975. Systematics of large-scale tectonics age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschists belts. *Tectonophysics* **26**, 229–246.
- ERNST, W.G., 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P–T paths. *Geology* **16**, 1081–1084.
- ESSENE, E.J., FYFE, W.S., 1967. Omphacite in Californian Metamorphic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **15**, 1–23.
- ESKOLA, P., 1915. Om Sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos orijärvitraktens metamorfabergarter. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, **8** (44), 145p.
- ESKOLA, P., 1921. On the eclogites of Norway. *Vidensk.-Selsk. Skr.I.Mat. Naturv. Kl.* **8**, 1–118.
- ESKOLA, P., 1939. Die metamorphen Gesteine. In: Barth, T.F.W., Correns, C.W., Eskola, P. (Eds.), *Die Entstehung der Gesteine; Ein Lehrbuch der Petrogenese*. Berlin: Springer, 263–407.
- EVANS, B.W., 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos* **25**, 3–23.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A., 1983. Element mobility associated with meta-shear zones within the Ben Hope Amphibole Suite, Scotland. *Chemical Geology* **39**, 1–15.
- FORSYTHE, R.D., MPODOZIS, C., 1979. El archipelago Madre de Dios, Patagonia occidental, Magallanes. Aspectos generales de La estratigrafía y estructura Del basamento pre-Jurásico Superior. Instituto de Investigaciones Geológicas, *Revista Geológica de Chile* **7**, 13–29.
- FORSYTHE, R.D., MPODOZIS, C., 1983. Geología del basamento pre-Jurásico Superior en el archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Boletín* **39**, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 63p.
- FORSYTHE, R.D., DALZIEL, I.W., MPODOZIS, C., HALL, B., BARRIENTOS, S., 1981. Geologic studies in the outer Chilean fjords, R. V. Hero cruise 79–5. *Antartic Journal of the United States* **15**, 109–111.
- FYFE, W.S., TURNER, F.J., 1966. Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **12**, 354–364.
- FLORENCE, F.P. SPEAR, F.S. (1991). Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P–T path calculations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **107**, 487–500.
- GANSSE, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London* **129**, 93–131.
- GARCIA-CASCO, A., TORRES-ROLDÁN, R.L., ITURRALDE-VINENT, M., MILLÁN, G.,

- NUÑEZ CAMBRA., LÁZARO, C., RODRÍGUEZ VEGA, A., 2006. High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta* **4**, 63–88.
- GHENT, E.D., 1988. A review of chemical zoning in eclogite garnets. *In*: SMITH, D.C., 1998. *Eclogites and eclogites facies-rocks*. Amsterdam: Elsevier, 524p.
- GODARD, G., 2001. Eclogites and their geodynamic interpretation: a history. *Journal of Geodynamics* **32**, 165–203.
- GUIDOTTI, C.V., SASSI, F.P., SASSI, R., BLECOE, J., 1994. The effects of ferromagnesian components on the paragonite-muscovite solvus: a semi-quantitative analysis based on chemical data for natural paragonite-muscovite pairs. *Journal of Metamorphic Geology* **12**, 779–788.
- GUILLOT, S., SCHWARTZ, S., HATTORI, K., AUZENDE, A., LARDEAUX, J., 2004. The Monviso ophiolitic Massif (Western Alps), a section through a serpentinite subduction channel. *In*: BELTRANDO, M., LISTER, G., GANNE, J., BOULLIER, A. (Ed.), *Evolution of the Western Alps: Insights from Metamorphism, Structural Geology, Tectonics and Geochronology*. The Virtual Explorer, capítulo **3**.
- HARKER, A., 1909. The natural history of igneous rocks. New York, *Hafnes*, 384p.
- HAUGERUD, R.A. & ZEN, E-An, 1991. An essay on metamorphic path studies of Cassandra in P–T–t space. *In*: PERCHUK, L.L. (Ed.), *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology, a Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinsky*. Cambridge: Cambridge University Press, 323–348.
- HEY M. H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* **30**, 277–292.
- HERVÉ, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes* **11**, 183–188.
- HERVÉ, F., PRIOR, D., LÓPEZ, G., RAMOS, V.A., RAPALINI, A., THOMSON, S., LACASSIE, J.P., FANNING, M., 1999a. Mesozoic blueschists from isla Diego de Almagro, southern Chile. *In*: South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba, Argentina, *Actas*, **2**, 318–321.
- HERVÉ, F., AGUIRRE, L., SEPÚLVEDA, V., MORATA, D., 1999b. Contrasting geochemistry and metamorphism of pillow basalts in metamorphic complexes from Aysen, S. Chile. *Journal of Southern America Earth Sciences* **12**, 379–388.
- HERVÉ, F., FANNING, M.C., 2003. Early Cretaceous subduction of continental crust at the Diego de Almagro archipelago, southern Chile. *Episodes* **26**, 285–289.
- HERVÉ, F., FAUNDEZ, V., CALDERÓN, M., MASSONE, H-J., WILLNER, A. P., 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes, *In*: MORENO, T., GIBBONS, W., (Eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society of London, 414p.
- HERVÉ, F., CALDERÓN, M., FAÚNDEZ, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, **6** (1), 43–53.
- HYPOLITO, T., 2007. Petrogênese, metamorfismo e evolução tectônica dos xistos azuis e rochas associadas dos Andes Centrais, VI Região do Chile, Pichilemu. Monografia de Trabalho de Formatura. Universidade de São Paulo, São Paulo. 67f.
- HOLLAND, T.J.B., 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1,200 degrees °C. *American Mineralogist* **65**, 129–134.
- HOLLAND, T.J.B., 1983. The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **82**, 214–220.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* **8**, 523–547.
- JIMÉNEZ MEJÍA, D.M., JULIANI, C., CORDANI, U.G., 2006. P–T–t conditions of high-grade metamorphic rocks of the Garzon Massif, Andean basement, SE Colombia. *Journal of South American Earth Science* **21**(4), 322–336.
- JULIANI, C., 1993. Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP. 694f.
- JULIANI, C., MCREATH, I., 1993. Petroquímica de metabasitos: Metodologia para

- identificação de alterações magmáticas e pós-magmáticas. *Geologia Ciência e Técnica – Centro Paulista de Estudos Geológicos* **10**.
- JULIANI, C., HYPPOLITO, T., BUSTAMANTE, A., HERVÉ, F., DUHART, P., (em preparação). Blueschists and greenschists of a metavolcanosedimentary sequence: The evolution of retrograde metamorphism and geochemical signatures, Infernillo Beach, Central Chile.
- KARABINOS, P., 1984. Polymetamorphic garnet zoning from southeastern Vermont. *American Journal of Science* **284**, 1008–1025.
- KHON, M., SPEAR, F. S., 2000. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure–temperature estimates. *Geology* **28**, 1127–1130.
- KOETZ, J., SECK, H. A., OKRUSCH, M., 1989. Geochemistry of eclogites, glaucophanites, and metagabros from the island Syros, Greece. *Terra Abstr.* **1**, **12**.
- KRAMM, U., 1976. The coticule rocks (spessartine quartzites) of the Venn-Stavelot Massif, Ardennes, a volcanoclastic metasediment?. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **56**, 135–155.
- KRETZ, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* **68**, 277–279.
- KROGH RAVNA, E., TERRY, M.P., 2004. Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists – an evaluation of equilibria among garnet–clinopyroxene–phengite–coesite/quartz. *Journal of Metamorphic Geology* **22**, 579–592.
- KROSSE, S. & SCHREYER, W. (1993). Comparative geochemistry of coticules (spessartine-quartzites) and their Redschist country rocks in the Ordovician of the Ardennes Mountains, Belgium. *Chem. Erde* **53**, 1–20.
- LAIRD, J., ALBEE, A. L., 1981. High pressure metamorphism in mafic schist from Northean Vermont. *American Journal of Science* **281**, 97–126.
- 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. *Canadian Mineralogist* **35**, 219–246.
- LI, X.P., RAHN, M., BÜCHER, K., 2004. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *Journal of Metamorphic Geology* **22**, 159–177.
- LING, H.Y., FORSYTHE, R.D., DOUGLASS, C.R., 1985. Late Paleozoic micro-faunas from Southernmost Chile and their relation to Gondwanaland forearc development. *Geology* **13**, 357–360.
- MARMO, B.A., CLARKE, G.L., POWELL, R., 2002. Fractionation of bulk rock composition due to porphyroblast growth: effects on eclogite facies mineral equilibria, Pam Peninsula, New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 151–165.
- MARUYAMA, S., WO, M., LIOU, J.G., 1986. Experimental investigations of blueschist–greenschist transitions equilibria: Pressure dependence of Al_2O_3 contents in sodic-amphiboles – A new barometer. In: Evans, B.W., Brown, E.H. (Eds.) Blueschists and eclogites. *Geological Society of America Memoir*, **164**, 1–16.
- MARUYAMA, S., LIOU, J.G., TERABAYASHI, M., 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *International Geology Review* **38**, 485–594.
- MESCHÉDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* **56**, 207–218.
- MASSONE, H.-J., SCHREYER, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage k-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 212–224.
- MATSUMOTO, K., WALLIS, S., AOYA, M., ENAMI, M., KAWANO, J., SETO, Y., SHIMOBAYASHI, N., 2003. Petrological constraints on the formation conditions and

- retrograde P–T path of the Kotsu eclogite unit, Central Shikoku. *Journal of Metamorphic Geology* **21**, 363–376.
- MILLER, C. F. & MITTFELDEHLDT, D.W. – 1982 – Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology* **10**, 129–133.
- MIYASHIRO, A., 1957. The chemistry, optics and genesis of the alkali amphiboles. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo, Section II*, **11**, 57–83.
- MIYASHIRO, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology* **2**, 277–311.
- MIYASHIRO, A., 1975. Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel. *American Journal of Science* **275**, 265–277.
- MORENO, T., GIBBONS, W., 2007. *The Geology of Chile*. London: Geological Society, 414p.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A. K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F. A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. & GOTTARDI, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes: subcommittee on Pyroxenes, Commission on New minerals and Mineral Names. International Mineralogical Association. *American Mineralogist* **73**, 1123–1133.
- MYSEN, B., GRIFFIN, W.L., 1973. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. *American Mineralogist* **58**, 60–63.
- OLIVARES, B., CEMBRANO, J., HERVÉ, F., LÓPEZ, G., PRIOR, D., 2003. Geometria y cinemática de La Zona de Cizalla Seno Arcabuz, Andes patagónicos, Chile. *Revista Geológica de Chile* **30**, 39–52.
- PAGE, F.Z., 2003. A tale of two margins: thermobarometry and chronology of eclogites from North Carolina and California. Tese de doutorado. University of Michigan, 279f.
- PAGE, F.Z., ESSENE, E. J., MUKASA, S. B., 2003. Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA. *Journal of Metamorphic Geology* **21**, 685–698.
- PAGE, F.Z., ARMSTRONG, L.S., ESSENE, E.J., MUKASA, S.B., 2007. Prograde and retrograde history of the Junction School eclogite, California, and an evaluation of garnet-phengite-clinopyroxene thermobarometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **153**, 533–555.
- PANKHURST, R.J., RAPELA, C., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* **134**, 23–36.
- PASSCHIER, C.W., TROUW, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Berlin: Springer, 289p.
- PASSCHIER, C.W., TROUW, R.A.J., 1998. *Microtectonics*. Berlin: Springer, 289p.
- PEARCE, J. A., 1982. A “user’s guide” to basalt discrimination diagrams. In: JULIANI, C., MCREATH, I., 1993. Petroquímica de metabasitos: Metodologia para identificação de alterações magmáticas e pós-magmáticas. *Geologia Ciência e Técnica - Centro Paulista de Estudos Geológicos* **10**.
- PEARCE, J., 1987. An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. *Journal of Volcanology Geothermal Research* **32**, 3251–3265.
- PEARCE, J.A., CANN, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19**, 290–300.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **69**, 33–47.
- PEARCE, J.A., 1996. A user’s guide to basalt discrimination diagrams. In: Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, Wyman, D.A., ed. *Geological Association of Canada, Short Course Notes* **12**, 79–113.
- PEARCE, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* **100**, 14–48.
- PERCHUK, A., PHILIPPOT, P., ERDMER, P., FIALIN, M., 1999. Rates of thermal equilibration at the onset of subduction deduced from diffusion modeling of eclogitic garnets. Yukon–Tanana terrane, Canada. *Geology* **27**, 531–534.
- PHILPOTTS, A.R., 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology. New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs, 498p.
- PLATT, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of American Bulletin* **97**, 1037–1053.

- PLATT, J.P., 1987. The uplift of high-pressure–low–temperature metamorphic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **A321**, 87–103.
- POWELL, R., HOLLAND, T. J. B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: I Methods and worked example. *Journal of Metamorphic Geology* **1**, 327–342.
- POWELL, R., HOLLAND, T. J. B., 1988 An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: III Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* **6**, 173–204.
- RAMOS, V.A., ALEMAN, A., 2000. Tectonic Evolution of the Andes. In: Cordani, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D. A., (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, 635–685.
- RENARD, A. (1878). Sur la structure et la composition minéralogique du coticule et sur ses rapports avec le phyllade oligistifère. *Mém. couronnés de l'Académie Royale de Belgique* **41**.
- RINGWOOD, A.E., 1975. *Composition and petrology of Earth's mantle*. New York: McGraw-hill, 618p.
- ROBINSON, P., SPEAR, F.S., SCHUMACHER, J.C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B.W., DOOLAN, B.L., 1981. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Reviews in Mineralogy*, Washington **9B**, 1–228.
- ROBINSON, P., 1991. The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. *American Mineralogist* **76**, 1781–1810.
- ROBBO, M., BORGHI, A., COMPAGNONI, R., 1999. Thermodynamic analyses of garnet growth zoning in eclogite facies granodiorite from M. Mucrone, Sesia Zone, western Italian Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **137**, 289–303.
- ROLLINSON, H., 1993. Using Geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe: Longman, 344p.
- SHAU, Y.H., FEATHER, M.E., ESSENE, E.J. & PEACOR, D.R. (1991). Genesis and solvus relations of submicroscopically intergrown paragonite and phengite in a blueschist from California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **106**, 367–378.
- SCHLIESTEDT, M., 1986. Eclogite–blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in the high-pressure metabasic rocks of Sifnos (Cyclades Islands), Greece. *Journal of Petrology* **27**, 1437–1459.
- SCHLIESTEDT, M., 1990. Occurrence and stability conditions of low-temperature eclogites. In: CARSWELL D.A., 1990. *Eclogite facies rocks*. Glasgow and London: Blackie, 396p.
- SCHUMACHER, J.C., 1997. Appendix 2. The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. *Canadian Mineralogist* **35**, 238–246.
- SCHUMACHER, R., RÖTZLER, K., MARESCH, W.V., 1999. Subtle oscillatory zoning in garnet from regional metamorphic phyllites and mica schists, western Erzgebirge, Germany. *Canadian Mineralogist* **37**, 381–402.
- SEPÚLVEDA, F.A., HERVÉ, F., CALDERÓN, M., LACASSIE, J.P., 2008. Petrological and geochemical characteristics of metamorphic and igneous units from the allochthonous Madre de Dios Terrane, Southern Chile. *Gondwana Research* **13**, 238–249.
- SHERVAIS, J.W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* **59**, 101–118.
- SMITH, C.A., SISSON, V.B., AVÉ-LALLEMANT, H.G., COPELAND, P., 1999. Two contrasting pressure–temperature–time paths in the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela: Possible evidence for Late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *Geological Society of America Bulletin* **111**, 831–848.
- SMITH, D., GRIFFIN, W.L., 2005. Garnetite xenoliths and mantle-water interactions below the Colorado Plateau, South Western United States. *Journal of Petrology* **46**, 1901–1924.
- SMULIKOWSKI, K., 1960. Comments on eclogite facies in regional metamorphism. *Rep. Int. Geol. Congr.*, XXI Copenhagen, Pt. XIII, 372–382.
- SMULIKOWSKI, K., 1964. An attempt at eclogite classification. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences: Série géologique et géographique* **13**, 11–18.
- SMULIKOWSKI, K., 1968. Differentiation of eclogites and its possible causes. *Lithos* **1**, 89–

- 101.
- SORENSEN, S.S., GROSSMAN, J.N., PERFIT, M.R., 1997. Phengite-hosted LILE enrichment in eclogite and related rocks: implications for fluid-mediated mass transfer in subduction zones and arc magma genesis. *Journal of Petrology* **38**, 3–34.
- SPEAR, F.S., 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure–temperature–time paths. In: Spear, F. S., Peacock, S. M., 1989. Metamorphic pressure pressure – temperature – time paths. Short Course in Geology, Washington D.C.: American Geophysical Union, 55p.
- SPEAR, F.S., 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths*. Washington D.C.: Mineralogical Society of America, 799p.
- STÍPSKÁ, P., POWELL, R., 2005. Constraining the P–T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet clinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* **23**, 725–743.
- SUN, S., McDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunderson, A. D., Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society Special Publication* **42**, 313–345.
- TAYLOR, H.P.JR., COLEMAN, R.G., 1968. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* **79**, 1727–1756.
- THOMSON, J.A., 2001. Relationships of cotecule geochemistry to stratigraphy in the Perry Mountain and Megunticook formations, New England Appalachians. *The Canadian Mineralogist* **39**, 1021–1037.
- THOMSON, S. N., HERVÉ, F., 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of Southern Chile. *Revista Geológica de Chile* **29**, 255–271.
- TROUW, R.A.J., SIMÕES, L.S.A., VALLADARES, C.S., 1998. Metamorphic evolution of a subduction complex, South Shetland Islands, Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 475–490.
- TSUJIMORI, T., LIOU, J.G., 2004. Metamorphic evolution of kyanite-staurolite-bearing epidote amphibolite from the Early Paleozoic Oeyama belt, SW Japan. *Journal of Metamorphic Geology* **22**, 301–313.
- TSUJIMORI, T., MATSUMOTO, K., WAKABAYASHI, J., LIOU, J.G., 2006. Franciscan eclogite revisited: Reevaluation of the P–T evolution of tectonic blocks from Tiburon Peninsula, California, U.S.A. *Mineralogy and Petrology* **88**, 243–267.
- TURNER, F.J., 1968. *Metamorphic Petrology: Mineralogical Field and Tectonic Aspects*. McGraw-Hill: New York, 403p.
- TURNER, F.J., 1981. *Metamorphic Petrology: Mineralogical Field and Tectonic Aspects*. McGraw-Hill: New York, 525p.
- VERNON, R.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press: UK, 552p.
- VERNON, R.H., CLARKE, G.L., 2008. *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press: UK, 446p.
- WERNICK, E. 2004. Rochas Magmáticas: Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo: Editora UNESP, 655p.
- WILLNER, A.P., HERVÉ, F., MASSONNE, H.-J., 2000. Mineral chemistry and pressure–temperature evolution of two contrasting high-pressure–low-temperature belts in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Journal of Petrology* **41**, 309–330.
- WILLNER, A. P., PAWLIG, S., MASSONE, H.-J., HERVÉ, F., 2001. Metamorphic evolution of spessartine quartzites (cotecules) in the high pressure/low temperature complex at Bahia Mansa (Coastal Cordillera of Southern Central Chile). *Canadian Mineralogist* **39**, 1547–1569.
- WILLNER, A. P., HERVÉ, F., THOMSON, S. N. & MASSONE, H. J., 2004. Converging PT–paths of Mesozoic HP–LT metamorphic units (Diego de Almagro Island, Southern Chile, 51° 30' S): Evidence for juxtaposition during late shortening of an active continental margin. *Mineralogy and Petrology* **81**, 43–84.

- WINCHESTER, J.A., MAX, M.D., 1989. Tectonic setting discrimination in clastic sequences; an example from the late Proterozoic Erris Group, NW Ireland. *Precambrian Research* **45**, 191–201.
- WHITNEY, D. L., DAVIS, P. B., 2006. Why is lawsonite eclogite so rare? Metamorphism and preservation of lawsonite eclogite, Sivrihisar, Turkey. *Geology* **34**, 473–476.
- WOOD, D.A., 1980. The application of a Th—Hf—Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to the establishing the nature of crustal continental of basaltic lavas of British tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* **50**, 11–30.
- YANG, T.N., XU, Z.Q., LEECH, M., 2004. Mass balance during retrogression of eclogite-facies minerals in the Rongcheng eclogite, eastern Sulu ultrahigh-pressure terrane, China. *American Mineralogist* **89**, 1525–1532.
- YARDLEY B.W.D., 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Scientific & Technical, UK, 248p.
- YODER JR, H.S., TILLEY, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* **3** (3), 342–532.
- ZEH, A., 1996. Calculation of garnet fractionation in metamorphic rocks, with application to a flat-top, Y-rich garnet population from the Ruhla Crystalline Complex, Central Germany. *Journal of Petrology* **47**, 2335–2356.

ANEXOS

- I Mapa esquemático com a localização das amostras analisadas por termobarometria e geoquímica, e tabela com a identificação dos litotipos
- II Fotos macroscópicas
- III Análises de química mineral selecionadas da ilha Diego de Almagro
- IV Análises de geoquímica completas das amostras da ilha Diego de Almagro

ANEXO I: Mapa esquemático com a localização das amostras analisadas por termobarometria e geoquímica, e tabela com a identificação dos litotipos

- 8 - Depósitos praias
- 7 - Batólito Patagônico do Sul (BPS)
- 6 - Zona de Cisalhamento Seno Arcabuz (ZCSA)
- 5 - Sequência Metavulcanossedimentar: Área de concentração de albita-epidoto-hornblenda xistos, anfibolitos, metacherts, xistos micáceos e quartzosos.
- 4 - Rochas com alterações hidrotermais superimpostas: granada fels, granada anfibolitos, clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xistos, epidotitos, encraves de rochas metatramáficas em xistos máficos
- 3 - Sequência Metavulcanossedimentar: Área de concentração de granada anfibolitos (rocha ecológica), xistos verdes, relíquias de xistos azuis, metacherts, xistos grafitosos, xistos micáceos e quartzosos
- 2 - Sequência Metavulcanossedimentar: Área de concentração de xistos azuis, metatufos, metalápli-tufos, meta pillow lavas, metacherts, xistos micáceos e quartzosos e xistos grafitosos
- 1 - Complexo Duque de York (CDY), Calcário Tarlton (CT), Complexo Denaro (CD)

Anexo I: Mapa geológico esquemático de Diego de Almagro com a identificação das amostras utilizadas na termobarometria e geoquímica. Os símbolos para a identificação do método aplicado pode ser visto na legenda do mapa.

204E	ab-ep-hbl xisto	GQ	
205	ab-ep-hbl xisto	GQ	
205D	ab-ep-hbl xisto	GQ	
206A	anfibolito	GQ	
206B	anfibolito	GQ	
207	ab-ep-hbl xisto	GQ	
215A	xisto azul transicional	GQ	
217	rocha eclogítica	GQ	GTB
217A	grt anfibolito	GQ	
*219G	chl-ab-ep-Mghbl xisto	GQ	
*220C	grt anfibolito	GQ	
*221C	grt anfibolito	GQ	
*221D	grt anfibolito	GQ	
223F	xisto azul transicional	GQ	
230F	xisto azul transicional	GQ	
231B	grt anfibolito	GQ	GTB
*231C	chl-ab-ep-Mghbl xisto	GQ	
232	grt anfibolito		GTB
233	xisto azul	GQ	GTB
233A	xisto azul	GQ	
235A	xisto azul	GQ	
*236C	chl-ab-ep-Mghbl xisto	GQ	
*236D	grt fels	GQ	GTB
240	xisto azul		GTB
241A	xisto azul	GQ	
241B	xisto azul	GQ	
242	xisto azul	GQ	
243	xisto azul	GQ	
*244	epidotito	GQ	

* Rochas do Ítem 7.5 "Rochas com alterações hidrotermais superimpostas" do Capítulo 7 – Petrografia.

ANEXO I: Litotipos com análises de **termobarometria** e **geoquímica**, na qual TB = termobarometria e GQ = geoquímica.

ANEXO II: Fotos Macroscópicas

Prancha 1 - Fotos macroscópicas

Legenda:

Foto 1: Epidoto-glaucofânio xisto bandado com leitos azulados de glaucofânio e verde-amarelados de epidoto com foliação S_n ondulada.

Foto 2: Epidoto-glaucofânio xisto porfiroblástico com porfiroblastos brancos de albita em matriz azulada composta por glaucofânio. Porfiroblastos de epidoto também podem ser observados.

Foto 3: Epidoto-glaucofânio xisto levemente esverdeado e finamente foliado.

Foto 4: Albita-epidoto-hornblenda xisto verde-azulado com leitos esverdeados de epidoto e vênula de quartzo concordante com a foliação S_n .

Foto 5: Xisto azul transicional para xisto verde com leito verde-esbranquiçado composto por epidoto, clorita e albita.

Foto 6: Granada anfibolito com diopsídio, no qual observa-se granada, anfibólio verde, quartzo e plagioclásio.

Prancha 2 - Fotos macroscópicas

Legenda:

Foto 7: Rocha eclogítica foliada com bandas com milímetro de espessura de granada e anfibólio verde-escuro, e bandas cor verde-oliva devido à presença de piroxênio sódico.

Foto 8: Granada anfibolito com mica branca no plano da S_n , que confere xistosidade para estas variedades de rocha.

Foto 9: Xisto clorítico milonítico com granada, mica branca, quartzo, plagioclásio e anfibólio na foliação S_n .

Foto 10: Xisto micáceo milonítico em leito composto predominantemente por mica branca, clorita, e anfibólio, com quartzo e plagioclásio subordinados.

ANEXO III: Análises de química mineral seleccionadas da ilha Diego de Almagro

Análises selecionadas de química mineral de **anfibólio**

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
Localização	inclusão	inclusão	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	inclusão	matriz	matriz	matriz
SiO₂	52,34	49,27	58,65	58,73	56,91	51,29	51,59	49,58	51,28	54,84	44,97	55,78	47,03
TiO₂	0,01	0,06	0,07	0,02	0,02	0,12	0,10	0,16	0,12	0,09	0,54	0,02	0,37
Al₂O₃	3,12	4,36	10,12	10,82	0,74	6,32	6,15	7,84	5,84	2,65	13,40	1,70	10,95
FeO	15,60	22,90	15,85	15,54	14,94	18,00	16,03	16,87	17,49	15,74	16,41	14,74	17,12
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,10	0,39	0,02	0,07	0,12	0,13	0,09	0,09	0,12	0,12	0,10	0,17	0,11
MgO	13,69	7,75	7,26	6,89	14,89	10,59	12,20	11,02	10,98	13,24	8,99	14,67	9,50
CaO	11,52	10,86	0,94	0,51	11,92	9,94	10,65	10,38	10,07	11,05	9,31	11,62	10,22
Na₂O	0,99	0,87	6,47	6,77	0,27	1,90	1,61	1,94	1,81	0,95	3,13	0,52	2,37
K₂O	0,14	0,45	0,02	0,01	0,04	0,31	0,37	0,50	0,26	0,17	1,07	0,09	0,89
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
Cl	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	97,52	96,93	99,40	99,37	99,85	98,60	98,80	98,38	97,98	98,85	97,93	99,41	98,57
TSi	7,60	7,49	8,05	8,05	7,99	7,43	7,40	7,20	7,46	7,83	6,62	7,87	6,89
TAI	0,40	0,51	0,00	0,00	0,01	0,57	0,60	0,80	0,54	0,17	1,38	0,13	1,11
TFe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,05	8,05	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,13	0,27	1,64	1,75	0,11	0,51	0,44	0,54	0,46	0,28	0,94	0,15	0,78
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe³⁺	0,38	0,34	0,25	0,19	0,23	0,37	0,34	0,36	0,35	0,20	0,30	0,30	0,21
CTi	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	0,00	0,04
CMg	2,96	1,76	1,49	1,41	3,12	2,29	2,61	2,39	2,38	2,82	1,97	3,09	2,07
CFe²⁺	1,51	2,58	1,57	1,59	1,53	1,81	1,59	1,69	1,78	1,68	1,72	1,44	1,89
CMn	0,01	0,05	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
CCa	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,79	1,77	0,09	0,02	1,79	1,54	1,64	1,62	1,57	1,69	1,47	1,76	1,60
BNa	0,21	0,23	1,72	1,80	0,07	0,46	0,36	0,39	0,43	0,26	0,53	0,14	0,40
Soma_B	2,00	2,00	1,81	1,82	1,87	2,00	2,00	2,00	2,00	1,95	2,00	1,90	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,08	0,09	0,16	0,08	0,00	0,36	0,00	0,28
AK	0,03	0,09	0,00	0,00	0,01	0,06	0,07	0,09	0,05	0,03	0,20	0,02	0,17
Soma_A	0,10	0,11	0,00	0,00	0,01	0,13	0,15	0,25	0,13	0,03	0,56	0,02	0,44
Soma_cat	15,10	15,11	14,86	14,88	14,87	15,13	15,15	15,25	15,13	14,99	15,56	14,92	15,44
Soma O	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

Amostra **217**: rocha eclogítica

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **anfíbólio**

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
Localização	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO₂	46,35	44,32	45,84	43,96	55,21	58,55	48,85	45,23	55,60	53,04	54,43	45,31	46,81
TiO₂	0,47	0,59	0,32	0,63	0,04	0,01	0,15	0,62	0,03	0,07	0,02	0,40	0,41
Al₂O₃	12,41	13,66	11,81	13,95	2,21	11,08	7,99	13,40	2,43	4,18	2,62	12,33	11,49
FeO	16,72	16,75	17,48	16,49	14,60	14,61	19,55	16,46	14,09	14,25	14,47	15,34	15,97
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,08	0,09	0,10	0,09	0,16	0,04	0,18	0,13	0,14	0,14	0,16	0,06	0,08
MgO	9,15	8,96	9,22	8,70	14,54	7,68	9,47	9,08	14,19	13,38	13,96	9,80	10,17
CaO	10,65	9,65	9,88	9,79	11,09	0,87	9,92	9,47	10,51	10,61	10,95	9,68	9,95
Na₂O	2,56	2,90	2,53	2,91	0,76	6,62	2,09	2,93	1,03	1,16	0,85	2,63	2,45
K₂O	1,00	1,25	0,97	1,22	0,07	0,01	0,48	1,08	0,07	0,21	0,11	0,97	0,97
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	99,40	98,17	98,16	97,75	98,69	99,48	98,69	98,40	98,10	97,04	97,58	96,52	98,30
TSi	6,77	6,53	6,74	6,52	7,81	7,99	7,14	6,62	7,90	7,66	7,81	6,72	6,82
TAI	1,23	1,47	1,26	1,48	0,19	0,01	0,86	1,39	0,10	0,34	0,19	1,28	1,18
TFe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,90	0,89	0,78	0,95	0,18	1,77	0,51	0,92	0,30	0,37	0,26	0,88	0,79
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe³⁺	0,00	0,34	0,39	0,22	0,41	0,24	0,53	0,33	0,30	0,30	0,31	0,29	0,32
CTi	0,05	0,07	0,04	0,07	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,01	0,00	0,05	0,05
CMg	1,99	1,97	2,02	1,92	3,07	1,56	2,06	1,98	3,00	2,88	2,99	2,17	2,21
CFe²⁺	2,04	1,72	1,76	1,83	1,32	1,43	1,86	1,69	1,37	1,42	1,43	1,61	1,62
CMn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,67	1,52	1,56	1,56	1,68	0,13	1,55	1,48	1,60	1,64	1,68	1,54	1,55
BNa	0,33	0,48	0,44	0,45	0,21	1,75	0,45	0,52	0,28	0,33	0,24	0,46	0,45
Soma_B	2,00	2,00	2,00	2,00	1,89	1,88	2,00	2,00	1,88	1,97	1,92	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,39	0,35	0,28	0,39	0,00	0,00	0,15	0,32	0,00	0,00	0,00	0,30	0,25
AK	0,19	0,24	0,18	0,23	0,01	0,00	0,09	0,20	0,01	0,04	0,02	0,18	0,18
Soma_A	0,58	0,59	0,46	0,62	0,01	0,00	0,23	0,52	0,01	0,04	0,02	0,48	0,43
Soma_cat	15,58	15,59	15,46	15,62	14,90	14,88	15,23	15,52	14,90	15,01	14,94	15,48	15,43
Soma O	23,01	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

Amostra **217**: rocha eclogítica

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **anfíbólio**

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
Localização	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	inclusão	inclusão
SiO₂	55,94	55,77	44,63	46,15	55,52	53,48	48,98	52,80	42,54	52,34	48,83	45,23	50,92
TiO₂	0,01	0,04	0,50	0,45	0,03	0,05	0,15	0,03	0,68	0,01	0,27	0,70	0,01
Al₂O₃	1,90	2,00	13,20	12,19	10,35	0,83	7,28	1,71	14,19	3,12	8,05	12,87	3,94
FeO	14,31	14,26	17,10	16,06	15,61	14,61	15,86	14,74	18,23	15,60	17,16	16,40	22,13
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,11	0,17	0,10	0,11	0,07	0,16	0,10	0,13	0,09	0,10	0,12	0,13	0,42
MgO	14,49	14,69	8,94	9,81	6,70	14,33	11,38	13,83	8,28	13,69	10,89	9,14	8,63
CaO	11,18	11,12	9,67	10,02	0,77	11,96	10,60	11,55	10,22	11,52	10,44	9,93	11,13
Na₂O	0,77	0,80	2,83	2,72	6,36	0,33	1,72	0,58	2,56	0,99	1,50	2,81	0,70
K₂O	0,13	0,11	1,22	0,86	0,02	0,03	0,45	0,08	1,19	0,14	0,58	0,99	0,31
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Total	98,87	98,97	98,19	98,37	95,44	95,79	96,52	95,46	97,99	97,52	97,84	98,21	98,20
TSi	7,92	7,87	6,57	6,74	7,95	7,88	7,24	7,81	6,33	7,60	7,12	6,65	7,58
TAI	0,08	0,13	1,43	1,26	0,05	0,12	0,76	0,19	1,68	0,40	0,88	1,35	0,42
TFe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,23	0,20	0,86	0,84	1,69	0,03	0,50	0,11	0,81	0,13	0,50	0,88	0,27
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe³⁺	0,22	0,32	0,36	0,25	0,35	0,21	0,29	0,23	0,49	0,38	0,53	0,19	0,33
CTi	0,00	0,00	0,06	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,08	0,00	0,03	0,08	0,00
CMg	3,06	3,09	1,96	2,14	1,43	3,15	2,51	3,05	1,84	2,96	2,37	2,01	1,92
CFe²⁺	1,47	1,37	1,74	1,71	1,52	1,60	1,67	1,59	1,77	1,51	1,56	1,83	2,43
CMn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,70	1,68	1,53	1,57	0,12	1,89	1,68	1,83	1,63	1,79	1,63	1,57	1,78
BNa	0,21	0,22	0,47	0,43	1,77	0,09	0,32	0,17	0,37	0,21	0,37	0,44	0,20
Soma_B	1,91	1,90	2,00	2,00	1,88	1,98	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,98
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,00	0,00	0,33	0,34	0,00	0,00	0,17	0,00	0,37	0,07	0,05	0,37	0,00
AK	0,02	0,02	0,23	0,16	0,00	0,01	0,09	0,02	0,23	0,03	0,11	0,19	0,06
Soma_A	0,02	0,02	0,56	0,50	0,00	0,01	0,26	0,02	0,59	0,10	0,16	0,55	0,06
Soma_cat	14,93	14,92	15,56	15,50	14,89	14,99	15,26	15,01	15,59	15,10	15,16	15,55	15,04
Soma O	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

Amostra **217**: rocha eclogítica

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **anfíbólio**

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
Localização	matriz	matriz	inclusão	inclusão	inclusão	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	48,11	57,50	44,70	44,31	44,17	43,32	44,91	53,85	45,02	53,80	41,95	44,09	48,13
TiO ₂	0,37	0,08	0,54	0,56	0,58	0,61	0,48	0,05	0,04	0,02	0,58	0,60	0,33
Al ₂ O ₃	8,83	10,75	13,17	12,59	12,86	14,23	12,49	2,92	9,91	3,21	14,73	13,64	10,25
FeO	18,06	15,26	17,08	17,17	17,00	16,85	16,54	14,66	22,52	16,03	17,63	16,84	21,50
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,18	0,08	0,11	0,10	0,08	0,08	0,08	0,14	0,20	0,15	0,12	0,11	0,25
MgO	9,57	7,22	9,16	9,30	9,08	8,85	9,88	14,09	6,77	13,51	8,42	8,87	7,45
CaO	10,32	1,49	10,03	10,14	10,17	9,84	10,16	11,36	10,52	11,07	10,34	9,96	8,49
Na ₂ O	1,97	6,33	2,73	2,69	2,68	2,94	2,65	0,95	1,93	1,07	3,01	2,90	3,00
K ₂ O	0,69	0,03	1,12	1,06	1,03	1,32	1,03	0,11	0,84	0,07	1,14	0,98	0,32
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
Total	98,10	98,74	98,64	97,92	97,65	98,04	98,23	98,13	97,77	98,93	98,05	97,99	99,73
TSi	7,08	7,97	6,56	6,56	6,56	6,41	6,59	7,72	6,82	7,66	6,26	6,51	6,97
TAI	0,92	0,03	1,45	1,44	1,44	1,59	1,41	0,28	1,18	0,34	1,74	1,49	1,03
TFe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,61	1,72	0,83	0,75	0,81	0,89	0,75	0,21	0,59	0,20	0,85	0,89	0,72
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe ³⁺	0,28	0,14	0,36	0,38	0,31	0,36	0,42	0,29	0,44	0,44	0,37	0,30	0,70
CTi	0,04	0,01	0,06	0,06	0,07	0,07	0,05	0,01	0,01	0,00	0,07	0,07	0,04
CMg	2,10	1,49	2,00	2,05	2,01	1,95	2,16	3,01	1,53	2,87	1,87	1,95	1,61
CFe ²⁺	1,95	1,62	1,74	1,74	1,80	1,73	1,61	1,47	2,41	1,47	1,83	1,78	1,91
CMn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,63	0,22	1,58	1,61	1,62	1,56	1,60	1,74	1,71	1,69	1,65	1,58	1,32
BNa	0,37	1,70	0,42	0,39	0,38	0,44	0,40	0,26	0,29	0,30	0,35	0,42	0,68
Soma_B	2,00	1,92	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,19	0,00	0,35	0,38	0,39	0,40	0,35	0,01	0,27	0,00	0,52	0,41	0,16
AK	0,13	0,01	0,21	0,20	0,20	0,25	0,19	0,02	0,16	0,01	0,22	0,19	0,06
Soma_A	0,32	0,01	0,56	0,58	0,58	0,65	0,54	0,03	0,44	0,01	0,74	0,59	0,22
Soma_cat	15,32	14,93	15,56	15,58	15,58	15,65	15,54	15,03	15,44	15,00	15,74	15,59	15,22
Soma O	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

Amostra **217**: rocha eclogítica

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **anfíbólio**

Amostra	217	217	217	217	217	217	223G	223G	223G	223G	223G	223G	223G
Localização	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO₂	52,32	53,80	53,49	53,81	53,92	53,68	49,09	55,26	44,88	53,10	45,19	44,37	44,71
TiO₂	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,26	-0,01	0,33	0,01	0,46	0,44	0,09
Al₂O₃	4,27	3,29	3,22	3,20	3,20	3,11	9,69	0,73	13,22	0,78	12,01	13,10	10,98
FeO	16,12	16,34	16,16	16,05	15,95	16,20	16,53	12,75	12,68	19,95	12,64	12,54	17,99
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,17	0,15	0,16	0,19	0,19	0,17	0,24	0,34	0,33	0,38	0,38	0,35	0,35
MgO	12,40	13,31	13,39	13,51	13,43	13,50	10,46	16,40	12,89	11,12	13,42	12,74	11,36
CaO	10,22	11,06	11,12	10,87	10,97	11,24	6,90	11,55	11,90	11,81	11,78	11,78	5,93
Na₂O	1,51	1,14	1,13	1,08	1,12	1,09	4,12	0,84	1,91	0,28	1,24	1,89	2,13
K₂O	0,12	0,09	0,10	0,07	0,08	0,09	0,30	0,03	0,24	0,07	0,29	0,29	0,09
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Total	97,16	99,20	98,79	98,79	98,87	99,10	97,59	97,90	98,38	97,51	97,42	97,51	93,65
TSi	7,60	7,66	7,65	7,66	7,69	7,65	7,07	7,85	6,43	7,88	6,49	6,42	6,46
TAI	0,40	0,34	0,35	0,34	0,32	0,35	0,93	0,12	1,57	0,12	1,51	1,58	1,54
TFe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,33	0,21	0,19	0,20	0,22	0,18	0,71	0,00	0,66	0,02	0,52	0,65	0,33
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFE³⁺	0,43	0,42	0,42	0,51	0,42	0,41	0,84	0,40	0,62	0,25	0,88	0,61	2,17
CTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,05	0,05	0,01
CMg	2,69	2,83	2,85	2,87	2,85	2,87	2,24	3,47	2,75	2,46	2,87	2,75	2,45
CFE²⁺	1,53	1,52	1,52	1,40	1,48	1,52	1,15	1,09	0,90	2,22	0,64	0,91	0,00
CMn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,59	1,69	1,70	1,66	1,68	1,72	1,06	1,76	1,83	1,88	1,81	1,83	0,92
BNa	0,41	0,31	0,30	0,30	0,31	0,28	0,94	0,23	0,17	0,08	0,19	0,18	0,60
Soma_B	2,00	2,00	2,00	1,96	1,99	2,00	2,00	1,99	2,00	1,96	2,00	2,00	1,52
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,21	0,00	0,36	0,00	0,16	0,36	0,00
AK	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,06	0,01	0,04	0,01	0,05	0,05	0,02
Soma_A	0,04	0,02	0,04	0,01	0,02	0,04	0,27	0,01	0,40	0,01	0,21	0,41	0,02
Soma_cat	15,04	15,02	15,04	14,97	15,00	15,04	15,27	15,00	15,40	14,97	15,21	15,41	14,53
Soma O	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	22,71

Amostra **217**: rocha eclogítica; **223G**: xisto azul transicional

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **anfíbólio**

Amostra	231B	231B	231B	231B	231B	231B	231B	232	232	232	232	232	232
Localização	matriz	inclusão	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	inclusão	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO₂	53,24	46,37	53,66	52,44	51,84	46,37	53,24	43,81	44,41	57,01	56,47	45,02	45,40
TiO₂	0,03	0,09	0,02	0,15	0,10	0,09	0,03	0,28	0,56	0,01	0,02	0,60	0,50
Al₂O₃	3,23	11,22	2,75	3,72	4,28	11,22	3,23	14,66	14,14	11,20	10,44	13,05	12,52
FeO	16,34	12,92	16,84	18,17	15,94	12,92	16,34	20,95	15,41	14,52	14,66	15,26	15,81
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,16	0,08	0,16	0,21	0,15	0,08	0,16	0,09	0,09	0,02	0,03	0,10	0,08
MgO	13,12	13,26	13,27	11,55	12,10	13,26	13,12	5,73	9,64	7,74	7,87	9,93	9,67
CaO	11,22	11,13	11,91	11,39	14,36	11,13	11,22	8,85	9,64	1,44	2,06	9,82	9,78
Na₂O	0,89	1,60	0,40	0,80	0,62	1,60	0,89	3,41	2,99	6,26	5,87	2,92	2,80
K₂O	0,08	0,24	0,10	0,17	0,14	0,24	0,08	0,43	0,99	0,02	0,02	0,81	0,67
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Total	98,32	96,91	99,11	98,60	99,53	96,91	98,31	98,22	97,87	98,23	97,45	97,52	97,23
TSi	7,65	6,68	7,67	7,62	7,62	6,68	7,65	6,52	6,50	7,89	7,91	6,61	6,69
TAI	0,35	1,32	0,33	0,39	0,38	1,32	0,35	1,49	1,50	0,11	0,09	1,39	1,31
TFe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,20	0,58	0,14	0,25	0,36	0,58	0,20	1,08	0,94	1,72	1,63	0,87	0,86
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe³⁺	0,42	0,80	0,41	0,30	0,00	0,80	0,42	0,46	0,38	0,28	0,24	0,31	0,32
CTi	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,07	0,06
CMg	2,81	2,85	2,83	2,50	2,65	2,85	2,81	1,27	2,10	1,60	1,64	2,18	2,12
CFe²⁺	1,55	0,76	1,61	1,91	1,96	0,76	1,55	2,15	1,50	1,41	1,48	1,57	1,63
CMn	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,73	1,72	1,83	1,77	2,00	1,72	1,73	1,41	1,51	0,21	0,31	1,55	1,54
BNa	0,25	0,28	0,11	0,23	0,00	0,28	0,25	0,59	0,49	1,68	1,59	0,45	0,46
Soma_B	1,98	2,00	1,94	2,00	2,00	2,00	1,98	2,00	2,00	1,89	1,90	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,00	0,16	0,00	0,00	0,18	0,16	0,00	0,39	0,36	0,00	0,00	0,38	0,34
AK	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,08	0,19	0,00	0,00	0,15	0,13
Soma_A	0,02	0,21	0,02	0,03	0,46	0,21	0,02	0,48	0,55	0,00	0,00	0,53	0,47
Soma_cat	14,99	15,21	14,95	15,03	15,46	15,21	14,99	15,48	15,55	14,90	14,91	15,53	15,47
Soma O	23,00	23,00	23,00	23,00	23,36	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

Amostra **231B** e **232**: granada anfibolitos

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **anfíbólio**

Amostra	232	232	232	232	232	232	232	232	232	232	232	232	232
Localização	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	inclusão	inclusão	inclusão	inclusão	matriz	matriz	matriz	inclusão
SiO₂	44,73	46,42	41,30	44,58	52,34	43,34	43,71	44,47	45,51	44,78	40,68	44,32	44,32
TiO₂	0,55	0,49	5,47	0,54	0,12	0,57	0,59	0,58	0,53	0,53	0,36	0,56	0,65
Al₂O₃	13,92	11,79	12,47	13,62	4,61	14,74	14,00	13,82	13,18	14,50	14,45	14,14	14,34
FeO	15,70	14,99	16,06	15,77	14,75	18,58	15,92	15,56	17,49	15,35	19,50	15,31	15,86
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,09	0,10	0,09	0,11	0,13	0,06	0,08	0,07	0,04	0,07	0,19	0,07	0,10
MgO	9,48	10,51	8,19	9,63	13,27	7,43	9,35	9,56	8,56	9,49	10,19	9,62	9,37
CaO	9,65	9,74	11,37	9,47	11,38	9,27	9,81	9,38	9,14	9,42	7,15	9,46	9,56
Na₂O	3,09	2,75	2,36	2,84	1,18	3,19	2,97	3,27	3,25	3,23	2,11	3,09	3,01
K₂O	0,88	0,69	0,49	0,65	0,20	0,80	1,03	0,80	0,68	0,77	0,58	0,81	0,93
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Total	98,10	97,48	97,81	97,21	98,00	97,99	97,46	97,52	98,38	98,15	95,23	97,38	98,14
TSi	6,54	6,78	6,26	6,54	7,55	6,42	6,46	6,53	6,66	6,52	5,90	6,50	6,47
TAI	1,46	1,22	1,74	1,46	0,45	1,58	1,54	1,47	1,34	1,48	2,10	1,50	1,53
TFe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,94	0,81	0,48	0,89	0,34	0,99	0,90	0,92	0,93	1,01	0,37	0,95	0,94
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe³⁺	0,33	0,34	0,00	0,55	0,20	0,46	0,36	0,38	0,38	0,37	2,37	0,42	0,43
CTi	0,06	0,05	0,62	0,06	0,01	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07
CMg	2,07	2,29	1,85	2,11	2,86	1,64	2,06	2,09	1,87	2,06	2,20	2,10	2,04
CFe²⁺	1,59	1,49	2,04	1,38	1,58	1,84	1,61	1,53	1,76	1,50	0,00	1,46	1,51
CMn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,51	1,53	1,85	1,49	1,76	1,47	1,55	1,48	1,43	1,47	1,11	1,49	1,50
BNa	0,49	0,48	0,16	0,51	0,24	0,53	0,45	0,52	0,57	0,53	0,59	0,51	0,50
Soma_B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,71	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,39	0,30	0,54	0,30	0,09	0,39	0,41	0,41	0,36	0,38	0,00	0,37	0,35
AK	0,16	0,13	0,10	0,12	0,04	0,15	0,19	0,15	0,13	0,14	0,11	0,15	0,17
Soma_A	0,55	0,43	0,63	0,42	0,13	0,54	0,60	0,56	0,48	0,52	0,11	0,52	0,52
Soma_cat	15,55	15,43	15,63	15,42	15,13	15,54	15,60	15,56	15,48	15,52	14,81	15,52	15,52
Soma O	23,00	23,00	23,23	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	22,82	23,00	23,00

Amostra **232**: granada anfíbolito

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **anfíbólio**

Amostra	232	232C	232C	233	233	233	233	233	233	233	236C	236C	236C
Localização	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	44,47	53,94	53,17	57,89	52,47	57,83	54,18	55,75	58,36	57,61	49,66	53,61	45,90
TiO ₂	0,61	0,06	0,07	0,06	0,25	0,07	0,03	0,03	0,05	0,15	0,32	0,04	1,10
Al ₂ O ₃	13,87	3,50	3,07	10,49	5,46	9,92	3,08	8,80	10,08	9,32	8,97	2,16	11,89
FeO	15,45	15,55	15,44	13,20	17,27	13,60	15,23	16,01	13,90	15,28	13,05	14,10	12,83
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,09	0,14	0,16	0,07	0,32	0,06	0,33	0,28	0,04	0,22	0,17	0,33	0,10
MgO	9,82	13,76	13,61	9,26	11,43	9,63	14,21	8,73	8,96	8,84	14,33	14,79	12,91
CaO	9,71	11,47	11,56	0,55	7,69	1,08	10,32	0,93	0,68	0,93	11,74	12,46	11,18
Na ₂ O	3,05	0,82	0,76	7,06	3,33	6,71	1,48	6,70	6,85	6,36	1,46	0,26	1,17
K ₂ O	0,96	0,11	0,10	0,00	0,15	0,02	0,08	0,04	0,02	0,02	0,24	0,05	0,08
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,04	99,35	97,95	98,58	98,37	98,92	98,94	97,27	98,94	98,73	99,94	97,80	97,16
TSi	6,50	7,64	7,67	7,93	7,46	7,92	7,67	7,83	8,01	7,99	6,95	7,72	6,57
TAI	1,50	0,36	0,34	0,07	0,54	0,08	0,33	0,17	0,00	0,01	1,05	0,28	1,43
TFe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,89	0,23	0,19	1,63	0,37	1,52	0,18	1,29	1,63	1,51	0,43	0,08	0,58
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe ³⁺	0,39	0,39	0,33	0,31	1,01	0,32	0,53	0,69	0,16	0,18	0,59	0,26	0,84
CTi	0,07	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,12
CMg	2,14	2,91	2,93	1,89	2,42	1,97	3,00	1,83	1,83	1,83	2,99	3,17	2,76
CFe ²⁺	1,51	1,45	1,53	1,17	1,05	1,18	1,27	1,19	1,37	1,47	0,93	1,43	0,69
CMn	0,01	0,02	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,13	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
BCa	1,52	1,74	1,79	0,08	1,08	0,16	1,57	0,14	0,10	0,14	1,76	1,92	1,72
BNa	0,48	0,23	0,21	1,88	0,92	1,78	0,41	1,83	1,82	1,71	0,24	0,07	0,29
Soma_B	2,00	1,97	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	1,99	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,04
AK	0,18	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02
Soma_A	0,57	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,20	0,01	0,06
Soma_cat	15,57	14,99	15,02	15,00	15,03	15,00	15,01	15,01	15,00	15,00	15,20	15,00	15,06
Soma O	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

Amostra **232C**: act-chl-ab-qtz-phe xisto; **233**: xisto azul; **236C**: clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **anfibólio**

Amostra	236C	236C	236C	236C	236C	236C	236C	236C	236C	240	240	240	240
Localização	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	inclusão	matriz	matriz
SiO ₂	45,89	46,04	46,04	45,27	45,63	45,32	44,49	46,41	45,52	58,21	55,76	54,56	52,61
TiO ₂	1,10	0,81	0,80	1,02	0,92	1,00	0,85	0,88	0,94	0,03	0,04	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	11,82	12,61	11,71	11,87	11,78	12,09	12,98	10,93	11,45	7,45	9,50	2,57	4,61
FeO	12,98	12,33	12,01	12,80	12,29	12,44	12,75	13,02	13,54	17,42	14,89	18,34	18,37
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,08	0,14	0,09	0,08	0,09	0,12	0,14	0,17	0,14	0,21	0,17	0,41	0,41
MgO	12,79	12,47	12,73	12,65	12,85	12,77	12,08	12,99	13,05	8,67	9,00	12,23	11,70
CaO	11,03	11,35	11,45	11,01	11,17	11,12	11,04	11,29	10,74	0,84	2,63	7,62	7,87
Na ₂ O	1,12	1,33	1,78	1,19	1,01	1,09	1,21	1,33	1,06	6,43	5,93	2,82	2,90
K ₂ O	0,09	0,13	0,10	0,09	0,08	0,08	0,12	0,17	0,11	0,03	0,05	0,10	0,18
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,90	97,21	96,71	95,98	95,82	96,03	95,66	97,19	96,55	99,29	97,97	98,67	98,70
TSi	6,58	6,61	6,69	6,57	6,61	6,56	6,48	6,68	6,53	8,08	7,79	7,78	7,50
TAI	1,42	1,39	1,32	1,44	1,39	1,44	1,52	1,32	1,47	0,00	0,21	0,22	0,51
TFe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,08	8,00	8,00	8,00
CAI	0,58	0,75	0,69	0,59	0,62	0,62	0,71	0,53	0,47	1,22	1,36	0,22	0,27
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe ³⁺	0,88	0,58	0,37	0,85	0,80	0,84	0,81	0,72	1,18	0,34	0,44	0,76	0,99
CTi	0,12	0,09	0,09	0,11	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01
CMg	2,74	2,67	2,76	2,74	2,78	2,75	2,62	2,79	2,79	1,79	1,88	2,60	2,49
CFe ²⁺	0,68	0,90	1,09	0,70	0,69	0,67	0,75	0,85	0,44	1,65	1,30	1,42	1,20
CMn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,05
CCa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
BMn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00
BCa	1,70	1,75	1,78	1,71	1,73	1,72	1,72	1,74	1,65	0,13	0,39	1,17	1,20
BNa	0,31	0,25	0,22	0,29	0,27	0,28	0,28	0,26	0,30	1,73	1,61	0,78	0,80
Soma_B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,95	1,92	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,01	0,12	0,28	0,05	0,02	0,03	0,07	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
AK	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03
Soma_A	0,02	0,14	0,30	0,06	0,03	0,04	0,09	0,14	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03
Soma_cat	15,02	15,14	15,30	15,06	15,03	15,04	15,09	15,14	14,97	15,01	15,01	15,02	15,03
Soma O	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

Amostra **236C**:clorita-albita-epidoto-magnesioghornblenda xisto; **240**: xisto azul

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **anfibólio**

Amostra	240	240	240	240	240	240	240	240	217A	217A	217A	217A	217A
Localização	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	inclusão	inclusão	inclusão	inclusão	matriz
SiO ₂	52,86	53,59	58,31	58,87	54,07	57,62	55,10	51,24	46,76	44,52	45,14	43,71	54,57
TiO ₂	0,08	0,11	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,11	0,56	0,64	0,65	0,77	0,03
Al ₂ O ₃	5,88	5,64	8,96	8,42	2,73	7,70	2,17	5,96	11,31	12,60	13,96	14,18	1,68
FeO	16,52	16,53	14,35	14,81	17,91	15,11	20,53	18,18	16,12	16,58	15,06	14,84	14,28
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,47	0,49	0,24	0,22	0,69	0,18	0,40	0,38	0,02	0,06	0,03	0,05	0,35
MgO	11,66	11,78	9,22	9,06	11,80	10,04	10,41	10,92	10,50	9,79	9,94	9,91	15,04
CaO	6,93	6,86	1,18	0,65	7,22	1,65	5,24	7,20	10,16	10,08	9,80	10,08	11,47
Na ₂ O	3,49	3,46	6,59	6,91	2,89	6,01	4,24	3,40	2,71	2,76	3,07	2,99	0,70
K ₂ O	0,21	0,20	0,05	0,08	0,14	0,05	0,05	0,17	0,28	0,34	0,53	0,67	0,06
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	98,10	98,66	98,94	99,04	97,46	98,37	98,16	97,56	98,52	97,37	98,19	97,20	98,18
TSi	7,51	7,57	8,03	8,10	7,82	8,01	7,91	7,36	6,78	6,55	6,56	6,44	7,78
TAI	0,49	0,43	0,00	0,00	0,19	0,00	0,09	0,64	1,22	1,45	1,44	1,56	0,22
TFe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_T	8,00	8,00	8,03	8,10	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,49	0,51	1,45	1,37	0,28	1,26	0,27	0,37	0,71	0,73	0,94	0,90	0,06
CCr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CFe ³⁺	0,91	0,81	0,22	0,26	0,69	0,32	0,99	1,17	0,42	0,54	0,35	0,32	0,45
CTi	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,07	0,07	0,09	0,00
CMg	2,47	2,48	1,89	1,86	2,54	2,08	2,23	2,34	2,27	2,15	2,15	2,18	3,20
CFe ²⁺	1,05	1,15	1,43	1,45	1,48	1,33	1,48	1,02	1,54	1,50	1,48	1,51	1,25
CMn	0,06	0,05	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04
CCa	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe ²⁺	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BMn	0,00	0,01	0,03	0,00	0,07	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BCa	1,04	1,04	0,17	0,05	1,12	0,25	0,81	1,05	1,58	1,59	1,53	1,59	1,75
BNa	0,96	0,95	1,76	1,84	0,81	1,62	1,18	0,95	0,42	0,41	0,48	0,41	0,19
Soma_B	2,00	2,00	1,97	1,90	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,95
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,38	0,39	0,45	0,00
AK	0,04	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,05	0,06	0,10	0,13	0,01
Soma_A	0,04	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,39	0,44	0,49	0,57	0,01
Soma_cat	15,04	15,04	15,01	15,01	15,03	15,01	15,01	15,03	15,39	15,44	15,49	15,57	14,96
Soma O	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

Amostra **240**: xisto azul; **217A**: granada anfibolito

Normalizações obtidas pelos recálculos 13CNK e 15K

Análises selecionadas de química mineral de **piroxênio** de rocha eclogítica (217)

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
SiO ₂	54,68	54,78	54,59	54,73	54,62	54,82	54,74	54,46	55,06	54,85	54,46	54,19	54,90	54,87
TiO ₂	0,10	0,09	0,10	0,06	0,06	0,06	0,09	0,08	0,08	0,07	0,07	0,09	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	6,33	6,25	6,33	5,28	4,59	5,54	5,20	4,81	6,22	6,98	5,67	5,73	5,47	7,32
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,03	8,20	8,39	9,01	9,27	8,91	9,06	9,15	8,47	7,91	8,75	8,86	8,94	8,11
MnO	0,06	0,06	0,06	0,10	0,13	0,07	0,09	0,08	0,11	0,06	0,09	0,10	0,10	0,07
MgO	9,51	9,68	9,62	9,90	10,19	9,98	10,07	10,10	9,40	9,40	9,62	9,56	9,76	9,22
CaO	17,33	17,62	17,72	18,46	19,31	18,21	18,64	18,98	17,36	16,79	17,82	18,23	18,25	16,99
Na ₂ O	4,22	4,19	4,06	3,52	3,13	3,62	3,40	3,29	4,39	4,47	3,90	3,78	3,66	4,49
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	100,26	100,88	100,89	101,05	101,34	101,22	101,30	100,94	101,08	100,57	100,39	100,55	101,15	101,17
Si	2,00	1,99	1,98	2,00	1,99	1,99	1,99	1,99	2,00	1,99	1,99	1,98	2,00	1,98
Al ^{IV}	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02
Al ^{VI}	0,27	0,26	0,25	0,22	0,19	0,23	0,22	0,20	0,26	0,29	0,24	0,23	0,23	0,29
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,26	0,29	0,24	0,23	0,23	0,29
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺ (VI)	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,23	0,21	0,22	0,26	0,25	0,25	0,26	0,28	0,26	0,24	0,27	0,27	0,27	0,25
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,52	0,52	0,52	0,54	0,55	0,54	0,55	0,55	0,51	0,51	0,52	0,52	0,53	0,50
Ca	0,68	0,68	0,69	0,72	0,75	0,71	0,73	0,74	0,67	0,65	0,70	0,71	0,71	0,66
Na	0,29	0,28	0,27	0,24	0,21	0,24	0,23	0,22	0,30	0,30	0,27	0,26	0,25	0,30
Na+Ca	0,96	0,97	0,96	0,96	0,97	0,95	0,96	0,97	0,97	0,96	0,96	0,97	0,96	0,96
X _(CaTs)	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02
X _(Esk)	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04
X _(Al)	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01
X _(Jd)	0,27	0,26	0,25	0,22	0,19	0,23	0,22	0,20	0,26	0,29	0,24	0,23	0,23	0,29
X _(Di)	0,41	0,43	0,44	0,50	0,56	0,48	0,51	0,55	0,41	0,36	0,46	0,48	0,48	0,36
X _(Hd)	0,29	0,31	0,30	0,28	0,30	0,29	0,29	0,27	0,25	0,27	0,26	0,25	0,26	0,25
a _(Jd)	0,15	0,14	0,14	0,11	0,08	0,11	0,10	0,09	0,15	0,17	0,13	0,12	0,12	0,17
Mg/Fe	2,27	2,45	2,32	2,08	2,18	2,15	2,11	1,97	1,98	2,12	1,96	1,92	1,94	2,02

Análises selecionadas de química mineral de **piroxênio** de rocha eclogítica (217) e granada anfibolito com diopsídio (231B)

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	231B	231B
SiO ₂	54,28	53,85	55,05	54,83	53,44	52,59	52,79	53,51	51,06	52,51	52,83	55,38	52,34	52,08
TiO ₂	0,05	0,03	0,09	0,08	0,03	0,01	0,03	0,01	0,04	0,05	0,02	0,10	0,37	0,40
Al ₂ O ₃	3,66	1,29	6,14	7,34	1,13	1,40	1,16	1,10	1,13	2,20	0,67	3,96	3,23	3,22
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,73	10,82	8,27	8,20	13,60	12,65	12,94	12,17	13,31	11,72	14,92	9,81	11,99	12,10
MnO	0,11	0,25	0,08	0,04	0,33	0,39	0,53	0,37	0,46	0,32	0,66	0,07	0,06	0,08
MgO	10,56	10,76	9,65	9,06	9,42	9,81	9,25	10,25	8,86	9,87	8,23	10,22	10,74	10,83
CaO	20,44	21,84	17,67	16,51	21,83	21,34	21,91	22,07	20,92	20,94	22,47	19,28	21,53	21,67
Na ₂ O	2,41	1,38	3,95	4,54	1,11	0,95	0,78	0,99	0,86	1,30	0,57	2,76	0,93	0,92
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,11	0,02	0,02	0,03	0,13	0,01	0,01	0,02	0,00
Total	101,25	100,23	100,91	100,60	100,93	99,25	99,48	100,49	96,68	99,04	100,40	101,60	101,21	101,30
Si	1,99	2,02	2,00	1,99	2,02	2,01	2,03	2,02	2,02	2,00	2,03	2,02	1,95	1,94
Al ^{IV}	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06
Al ^{VI}	0,15	0,08	0,26	0,31	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,10	0,06	0,19	0,09	0,08
Ti	0,15	0,08	0,26	0,31	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,10	0,06	0,19	0,09	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe ³⁺ (VI)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,30	0,34	0,25	0,25	0,43	0,40	0,42	0,38	0,44	0,37	0,48	0,30	0,37	0,38
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,58	0,60	0,52	0,49	0,53	0,56	0,53	0,58	0,52	0,56	0,47	0,56	0,60	0,60
Ca	0,80	0,88	0,69	0,64	0,88	0,87	0,90	0,89	0,89	0,86	0,93	0,75	0,86	0,86
Na	0,16	0,10	0,27	0,31	0,08	0,07	0,06	0,07	0,06	0,09	0,04	0,19	0,06	0,06
Na+Ca	0,97	0,97	0,96	0,95	0,96	0,94	0,96	0,96	0,95	0,95	0,97	0,94	0,92	0,93
X _(CaTs)	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06
X _(Esk)	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,06	0,08	0,07
X _(Al)	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X _(Jd)	0,15	0,08	0,26	0,31	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,10	0,06	0,19	0,09	0,08
X _(Di)	0,65	0,80	0,42	0,34	0,82	0,80	0,82	0,82	0,82	0,75	0,87	0,56	0,77	0,78
X _(Hd)	0,28	0,26	0,27	0,24	0,10	0,15	0,11	0,19	0,08	0,19	0,00	0,26	0,22	0,22
a _(Jd)	0,05	0,02	0,14	0,19	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,07	0,01	0,01
Mg/Fe	1,94	1,77	2,08	1,97	1,23	1,38	1,27	1,50	1,19	1,50	0,98	1,86	1,60	1,60

Soma de cátions = 4, O = 6

Análises seleccionadas de química mineral de **fengita**

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
SiO ₂	49,46	48,21	48,92	47,88	48,12	48,61	48,70	48,24	49,19	48,13	49,00	48,73	49,30
TiO ₂	0,12	0,73	0,15	0,35	0,38	0,34	0,35	0,40	0,22	0,46	0,55	0,42	0,21
Al ₂ O ₃	26,17	27,96	26,48	27,56	27,59	27,97	27,60	27,04	26,75	27,32	28,36	28,10	27,01
FeO	3,91	3,74	3,85	3,52	3,24	3,14	3,23	3,29	3,17	3,14	3,46	3,38	3,56
MnO	0,04	0,05	0,04	0,00	0,03	0,02	0,01	0,06	0,00	0,00	0,06	0,05	0,02
MgO	3,15	2,84	3,03	3,02	2,84	3,02	3,11	2,80	3,13	2,88	2,80	2,83	3,12
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,15	0,26
BaO	0,27	0,53	0,26	0,27	0,16	0,08	0,16	0,10	0,27	0,36	0,36	0,42	0,23
Na ₂ O	0,19	0,37	0,19	0,33	0,50	0,52	0,58	0,57	0,24	0,42	0,44	0,43	0,27
K ₂ O	11,48	11,11	11,35	11,27	11,03	11,02	10,97	10,67	11,12	11,00	11,17	11,33	11,65
Total	94,79	95,53	94,29	94,21	93,94	94,74	94,71	93,32	94,10	93,69	96,21	95,89	95,62
Si	6,76	6,55	6,72	6,58	6,61	6,61	6,63	6,66	6,73	6,63	6,58	6,59	6,69
Al ^{IV}	1,24	1,45	1,28	1,42	1,39	1,39	1,37	1,34	1,27	1,37	1,42	1,41	1,31
Al ^{VI}	2,97	3,02	3,00	3,04	3,07	3,08	3,05	3,06	3,05	3,06	3,07	3,06	3,00
Ti	0,01	0,07	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,05	0,06	0,04	0,02
Fe	0,37	0,42	0,39	0,40	0,37	0,36	0,37	0,33	0,31	0,35	0,41	0,40	0,38
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg	0,64	0,58	0,62	0,62	0,58	0,61	0,63	0,58	0,64	0,59	0,56	0,57	0,63
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,11
Ba	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Na	0,05	0,10	0,05	0,09	0,13	0,14	0,15	0,15	0,06	0,11	0,11	0,11	0,07
K	2,00	1,93	1,99	1,98	1,93	1,91	1,90	1,88	1,94	1,93	1,91	1,95	2,02
H	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	5,00	6,00	7,00
Soma sítio VI	4,00	4,10	4,03	4,10	4,07	4,09	4,09	4,01	4,01	4,06	4,10	4,08	4,03
Soma sítio VIII	2,07	2,05	2,06	2,08	2,08	2,06	2,07	2,05	2,02	2,06	2,05	2,11	2,12
Na/(Na+K)	0,02	0,05	0,03	0,04	0,06	0,07	0,07	0,08	0,03	0,05	0,06	0,05	0,03
XMg	0,89	1,00	0,92	1,00	1,00	1,00	1,00	0,92	0,92	0,99	1,04	1,03	0,96
Mg/2	0,32	0,29	0,31	0,31	0,29	0,31	0,31	0,29	0,32	0,30	0,28	0,29	0,31
K/2	1,00	0,96	0,99	0,99	0,97	0,96	0,95	0,94	0,97	0,97	0,96	0,98	1,01
Na/2	0,03	0,05	0,03	0,04	0,07	0,07	0,08	0,08	0,03	0,06	0,06	0,06	0,04
Al ^{IV} /2	0,62	0,73	0,64	0,71	0,70	0,70	0,69	0,67	0,63	0,69	0,71	0,71	0,66
Al ^{VI} /2	1,49	1,51	1,50	1,52	1,54	1,54	1,53	1,53	1,52	1,53	1,54	1,53	1,50

Análises seleccionadas de química mineral de **fengita**

Amostra	217	233	233	232	232C	232C
SiO ₂	49,68	50,60	48,35	49,56	48,91	49,36
TiO ₂	0,17	0,14	0,11	0,41	0,46	0,11
Al ₂ O ₃	26,88	25,30	21,94	28,38	27,90	27,77
FeO	3,71	3,91	7,09	2,82	2,95	3,47
MnO	0,01	0,02	0,19	0,00	0,00	0,02
MgO	3,11	3,59	3,96	2,89	3,07	2,99
CaO	0,00	0,00	0,58	0,01	0,01	0,03
SrO	0,00	0,19	0,00	0,09	0,07	0,00
BaO	0,31	0,18	0,00	0,10	0,25	0,11
Na ₂ O	0,26	0,19	0,15	0,83	0,78	0,27
K ₂ O	11,17	11,77	10,73	10,32	10,28	11,31
Total	95,31	95,89	93,11	95,43	94,67	95,43
Si	6,73	6,84	6,85	6,64	6,63	6,67
Al ^{IV}	1,27	1,16	1,15	1,36	1,37	1,33
Al ^{VI}	3,02	2,88	2,51	3,13	3,08	3,09
Ti	0,02	0,01	0,01	0,04	0,05	0,01
Fe	0,36	0,35	0,94	0,28	0,37	0,37
Mn	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Mg	0,63	0,72	0,84	0,58	0,62	0,60
Ca	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,06	0,00	0,03	0,02	0,00
Ba	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	0,07	0,05	0,04	0,22	0,20	0,07
K	1,93	2,03	1,94	1,77	1,78	1,95
H	8,00	5,00	8,00	5,00	6,00	6,00
Soma sítio VI	4,03	3,97	4,33	4,03	4,12	4,08
Soma sítio VIII	2,02	2,10	2,07	2,00	2,00	2,03
Na/(Na+K)	0,03	0,02	0,02	0,11	0,10	0,03
XMg	0,92	0,89	1,14	0,94	1,06	0,97
Mg/2	0,31	0,36	0,42	0,29	0,31	0,30
K/2	0,97	1,02	0,97	0,88	0,89	0,97
Na/2	0,03	0,02	0,02	0,11	0,10	0,04
Al ^{IV} /2	0,63	0,58	0,57	0,68	0,69	0,67
Al ^{VI} /2	1,51	1,44	1,26	1,57	1,54	1,63

Amostra 217: rocha eclogítica; 233: xisto azul; 232: Grt anfibolito; 232C: act-chl-ab-qtz-phe xisto
cátions = 12. O = 22. FeT = Fe²⁺

Análises selecionadas de química mineral de **clorita**

Amostra	217	217	217	217	217	217	223G	232C	232C	232	232C
Localização	inclusão	inclusão	inclusão	inclusão	vênula	vênula	matriz	inclusão	matriz	inclusão	matriz
SiO ₂	26,39	26,36	22,74	24,78	24,46	25,09	27,51	26,36	25,36	23,93	26,39
TiO ₂	0,12	0,05	0,06	0,05	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,09	0,06
Al ₂ O ₃	18,11	18,38	20,50	18,51	19,18	19,18	18,74	17,81	17,68	19,99	20,20
FeO	33,82	33,92	38,63	33,01	31,75	33,70	18,74	34,61	35,41	35,29	27,51
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,45	0,42	0,31	0,53	0,41	0,38	0,46	0,40	0,45	0,28	0,30
MgO	9,07	9,03	5,21	9,13	10,00	9,29	19,04	10,42	8,86	8,40	14,61
CaO	0,14	0,20	0,21	0,04	0,13	0,08	0,09	0,06	0,18	0,11	0,08
K ₂ O	0,07	0,07	0,02	0,01	0,07	0,05	0,04	0,02	0,01	0,00	0,03
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,09	0,10	0,00	0,01
H ₂ O	10,91	10,94	10,49	10,63	10,69	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84
Total	99,09	99,38	98,17	96,70	96,73	98,62	98,63	98,64	98,65	98,66	98,74
Si	5,80	5,78	5,20	5,59	5,49	5,55	5,80	5,72	5,66	5,33	5,53
Al ^{IV}	2,20	2,22	2,80	2,41	2,51	2,45	2,20	2,28	2,34	2,67	2,48
Sum_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	2,49	2,52	2,73	2,51	2,55	2,55	2,46	2,26	2,31	2,57	2,51
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	6,22	6,22	7,39	6,23	5,96	6,24	3,31	6,28	6,61	6,57	4,82
Mn	0,08	0,08	0,06	0,10	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,05	0,05
Mg	2,97	2,95	1,78	3,07	3,34	3,06	5,99	3,37	2,95	2,79	4,56
Ca	0,03	0,05	0,05	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02
K	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
O	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00
Fe_FeMg	0,68	0,68	0,81	0,67	0,64	0,67	0,36	0,65	0,69	0,70	0,51
Mg_FeMg	0,32	0,32	0,19	0,33	0,36	0,33	0,64	0,35	0,31	0,30	0,49

Amostra	232C	232C	232	232	232	232	232	232	232	233
Localização	matriz	matriz	inclusão	inclusão	inclusão	matriz	matriz	matriz	inclusão	matriz
SiO ₂	26,69	27,43	24,02	24,77	26,02	26,05	26,79	26,05	26,49	26,36
TiO ₂	0,00	0,01	0,05	0,08	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	19,79	18,33	20,77	19,50	19,56	19,80	20,50	19,80	18,97	19,98
FeO	27,54	24,85	35,05	32,56	30,22	28,46	25,85	28,46	25,98	25,65
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,28	0,22	0,24	0,41	0,21	0,19	0,10	0,19	0,14	0,49
MgO	14,41	17,15	8,46	9,88	12,46	13,37	15,59	13,37	15,52	16,27
CaO	0,13	0,16	0,04	0,09	0,04	0,01	0,08	0,01	0,00	0,04
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,04	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
F	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,03	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
H ₂ O	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84
Total	98,75	98,76	98,67	98,68	98,69	98,70	98,71	98,72	98,73	98,77
Si	5,61	5,73	5,30	5,48	5,57	5,56	5,56	5,56	5,64	5,50
Al ^{IV}	2,39	2,27	2,71	2,52	2,43	2,44	2,44	2,44	2,36	2,50
Sum_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	2,51	2,24	2,69	2,56	2,50	2,55	2,57	2,55	2,39	2,40
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	4,84	4,34	6,46	6,02	5,41	5,08	4,49	5,08	4,62	4,47
Mn	0,05	0,04	0,05	0,08	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,09
Mg	4,51	5,34	2,78	3,26	3,98	4,26	4,82	4,26	4,92	5,06
Ca	0,03	0,04	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
O	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00
Fe_FeMg	0,52	0,45	0,70	0,65	0,58	0,54	0,48	0,54	0,48	0,47
Mg_FeMg	0,48	0,55	0,30	0,35	0,42	0,46	0,52	0,46	0,52	0,53

Amostra 217: rocha eclogítica; 223G: xisto azul transicional; 232C: act-chl-ab-qtz-phe xisto; 232: granada anfibolito;

233: xisto azul

As análises de clorita foram normalizadas para um total 20 cátions, e 36 oxigênios.

Análises selecionadas de química mineral de **clorita**

Amostra	233	233	233	233	233	236C	236C	236D	236D	236D	240	240	240
Localização	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	vênula	vênula	vênula	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	27,28	26,80	25,96	27,15	26,40	26,19	26,12	25,88	25,69	25,68	27,09	25,93	26,74
TiO ₂	0,04	0,00	0,06	0,03	0,05	0,02	0,15	0,04	0,03	0,06	0,07	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	19,61	19,27	18,57	18,83	18,65	19,80	19,03	20,11	20,46	20,74	19,39	18,69	19,39
FeO	23,13	22,54	23,25	26,26	24,93	29,59	25,89	23,34	29,81	28,79	24,81	25,14	25,32
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,75	0,61	0,95	0,70	0,47	0,60	0,49	0,37	0,53	0,47	0,97	1,33	0,59
MgO	17,23	17,44	16,24	15,72	16,13	12,82	15,36	15,88	12,90	13,28	16,87	15,34	16,38
CaO	0,06	0,02	0,06	0,02	0,06	0,17	0,16	0,19	0,12	0,10	0,07	0,07	0,03
K ₂ O	0,02	0,02	0,36	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,05	0,01
F	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01
H ₂ O	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84	10,84
Total	98,78	98,79	98,80	98,81	98,82	98,83	98,84	98,85	98,86	98,87	98,88	98,89	98,90
Si	5,66	5,64	5,61	5,69	5,63	5,56	5,57	5,53	5,44	5,43	5,60	5,58	5,59
Al ^{IV}	2,34	2,36	2,39	2,31	2,37	2,44	2,43	2,47	2,57	2,57	2,40	2,42	2,41
Sum_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	2,45	2,41	2,33	2,33	2,32	2,50	2,35	2,59	2,53	2,59	2,33	2,32	2,36
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	4,01	3,97	4,20	4,60	4,45	5,25	4,62	4,17	5,27	5,09	4,29	4,53	4,43
Mn	0,13	0,11	0,17	0,12	0,09	0,11	0,09	0,07	0,10	0,08	0,17	0,24	0,10
Mg	5,33	5,47	5,23	4,91	5,13	4,06	4,88	5,06	4,07	4,18	5,20	4,92	5,10
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
K	0,01	0,01	0,10	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
O	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00	36,00
Fe_FeMg	0,43	0,42	0,45	0,48	0,46	0,56	0,49	0,45	0,56	0,55	0,45	0,48	0,46
Mg_FeMg	0,57	0,58	0,55	0,52	0,54	0,44	0,51	0,55	0,44	0,45	0,55	0,52	0,54

Amostra **233**: xisto azul; **236C**: clorita-albita-epidoto-magnesiohornblenda xisto; **236D**: **granada fels**; **240**: xisto azul

As análises de clorita foram normalizadas para um total 20 cátions, e 36 oxigênios.

Análises selecionadas de química mineral de **plagioclásio**

Amostra	217	217	223G	232	233	240
SiO₂	68,03	68,76	67,25	67,88	68,49	68,49
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00
Al₂O₃	19,54	19,69	19,08	19,15	19,50	19,33
Fe₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,11	0,17	0,29	0,00	0,15	0,18
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01
BaO	0,07	0,00	0,01	0,04	0,04	0,00
CaO	0,25	0,46	0,10	0,25	0,06	0,05
Na₂O	11,20	11,41	11,21	11,29	11,43	11,58
K₂O	0,12	0,04	0,11	0,08	0,01	0,03
Total	99,33	100,57	98,07	98,77	99,71	99,69
Si	11,96	11,95	11,99	12,00	11,99	12,00
Al	4,05	4,03	4,01	3,99	4,02	3,99
Fe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe²⁺	0,02	0,03	0,04	0,00	0,02	0,03
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,05	0,09	0,018	0,048	0,011	0,009
Na	3,82	3,85	3,88	3,87	3,88	3,93
K	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01
Cátions	19,93	19,96	19,96	19,94	19,94	19,97
X	16,01	15,98	15,99	16,00	16,01	15,99
Z	3,92	3,97	3,97	3,94	3,92	3,98
Ab	98,1	97,6	98,9	98,3	99,6	99,6
An	1,2	2,2	0,5	1,2	0,3	0,2
Or	0,7	0,2	0,6	0,5	0,1	0,2

Amostra **217**: rocha eclogítica; **223G**: xisto azul transicional;

232: granada anfibolito; **240**: xisto azul.

Fórmula catiônica normalizada para 32 oxigênios.

Análises selecionadas de química mineral de **granada (Grt M1)** de rocha eclogítica

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
SiO ₂	38,49	38,39	36,71	38,01	38,34	35,86	37,94	36,48	37,59	37,14	37,65	37,77	37,70
TiO ₂	0,03	0,03	0,03	0,12	0,05	0,06	0,09	0,61	0,06	0,09	0,03	0,10	0,09
Al ₂ O ₃	21,47	21,63	20,41	20,99	20,96	20,24	20,91	20,08	20,73	21,08	21,02	20,81	20,84
FeO	25,37	27,72	29,50	29,90	29,38	29,19	29,35	28,39	29,61	29,47	29,62	28,77	28,70
MnO	1,35	1,23	0,94	0,69	1,59	2,40	3,06	2,99	3,15	3,19	3,09	3,28	4,04
MgO	1,96	4,17	3,09	2,62	2,06	2,24	1,74	1,71	1,70	1,70	1,96	1,98	1,91
CaO	12,32	7,96	7,87	8,80	9,11	8,04	8,29	8,32	8,06	8,02	7,70	8,18	7,87
Total	101,00	101,12	98,55	101,13	101,49	98,05	101,38	98,61	100,90	100,70	101,06	100,89	101,17
Si	3,01	2,99	2,98	3,00	3,02	2,95	3,00	2,98	3,00	2,97	2,99	3,00	2,99
Al	1,98	1,99	1,95	1,95	1,94	1,96	1,95	1,93	1,95	1,99	1,97	1,95	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,66	1,81	2,00	1,97	1,93	2,01	1,94	1,94	1,97	1,97	1,97	1,91	1,91
Mn	0,09	0,08	0,06	0,05	0,11	0,17	0,21	0,21	0,21	0,22	0,21	0,22	0,27
Mg	0,23	0,48	0,37	0,31	0,24	0,27	0,21	0,21	0,20	0,20	0,23	0,23	0,23
Ca	1,03	0,66	0,68	0,74	0,77	0,71	0,70	0,73	0,69	0,69	0,66	0,70	0,67
X _(Alm)	0,55	0,59	0,64	0,64	0,63	0,64	0,64	0,63	0,64	0,64	0,64	0,62	0,62
X _(PyP)	0,08	0,16	0,12	0,10	0,08	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07
X _(Sps)	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,09
X _(Grs)	0,34	0,22	0,22	0,24	0,25	0,22	0,23	0,24	0,22	0,22	0,21	0,23	0,22
Mg/Fe Grt	0,14	0,27	0,19	0,16	0,12	0,14	0,11	0,11	0,10	0,10	0,12	0,12	0,12

Análises selecionadas de química mineral de **granada (Grt M1)** de rocha eclogítica

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
SiO ₂	36,32	37,60	37,59	37,93	34,34	34,08	37,97	38,06	38,07	38,33	38,13	37,97	38,01
TiO ₂	0,07	0,92	0,18	0,09	0,10	0,21	0,12	0,09	0,06	0,08	0,11	0,05	0,07
Al ₂ O ₃	20,50	20,13	20,91	20,94	24,88	27,06	21,10	21,01	21,16	21,23	21,12	21,34	21,45
FeO	29,88	27,43	28,97	29,27	27,52	25,44	28,22	28,38	28,64	28,97	29,00	28,95	27,87
MnO	3,74	3,72	3,82	3,34	2,70	2,23	2,31	2,29	1,90	1,00	0,76	0,52	0,61
MgO	2,46	1,81	1,89	1,76	2,40	2,10	2,25	1,98	1,87	2,40	3,31	2,89	2,58
CaO	6,86	8,90	7,95	8,16	6,81	7,11	9,26	9,33	9,49	9,47	8,63	9,25	10,26
Total	99,85	100,50	101,30	101,49	98,83	98,52	101,23	101,17	101,20	101,48	101,06	100,98	100,84
Si	2,94	3,00	2,98	3,00	2,77	2,72	2,99	3,00	3,00	3,00	2,99	2,99	2,99
Al	1,96	1,89	1,96	1,95	2,36	2,55	1,96	1,95	1,97	1,96	1,95	1,98	1,99
Ti	0,00	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,02	1,83	1,92	1,94	1,85	1,70	1,86	1,87	1,89	1,90	1,90	1,90	1,83
Mn	0,26	0,25	0,26	0,22	0,18	0,15	0,15	0,15	0,13	0,07	0,05	0,03	0,04
Mg	0,30	0,21	0,22	0,21	0,29	0,25	0,26	0,23	0,22	0,28	0,39	0,34	0,30
Ca	0,60	0,76	0,68	0,69	0,59	0,61	0,78	0,79	0,80	0,80	0,73	0,78	0,86
X _(Alm)	0,64	0,60	0,62	0,63	0,64	0,63	0,61	0,61	0,62	0,62	0,62	0,62	0,60
X _(PyP)	0,09	0,07	0,07	0,07	0,10	0,09	0,09	0,08	0,07	0,09	0,13	0,11	0,10
X _(Sps)	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01
X _(Grs)	0,19	0,25	0,22	0,23	0,20	0,22	0,26	0,26	0,26	0,26	0,24	0,26	0,28
Mg/Fe Grt	0,15	0,12	0,12	0,11	0,16	0,15	0,14	0,12	0,12	0,15	0,20	0,18	0,16

Análises selecionadas de química mineral de **granada (Grt A)** de rocha eclogítica

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
SiO ₂	37,89	37,71	37,76	37,72	37,58	37,06	37,01	36,84	37,02	37,09	37,02	36,74	37,37
TiO ₂	0,13	0,04	0,08	0,11	0,15	0,12	0,15	0,12	0,11	0,12	0,13	0,09	0,10
Al ₂ O ₃	21,47	21,27	20,93	21,08	21,23	20,85	21,10	20,49	20,69	20,63	20,94	20,99	21,21
FeO	27,61	29,09	28,68	28,87	28,42	28,76	28,75	27,69	28,28	28,95	29,38	29,33	28,55
MnO	0,48	0,63	0,79	0,94	1,72	2,25	2,62	4,95	4,62	3,60	3,33	3,02	2,37
MgO	2,85	3,65	2,46	2,26	2,00	1,70	1,97	1,31	1,48	1,50	1,64	1,64	1,82
CaO	9,77	7,70	9,52	9,28	9,48	9,26	8,22	8,32	7,98	8,26	7,67	8,22	9,10
Total	100,21	100,09	100,22	100,27	100,59	100,00	99,82	99,73	100,20	100,16	100,11	100,04	100,52
Si	2,99	2,98	3,00	2,99	2,98	2,97	2,97	2,98	2,98	2,98	2,98	2,96	2,97
Al	2,00	1,98	1,96	1,97	1,99	1,97	2,00	1,95	1,96	1,96	1,98	1,99	1,99
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,82	1,92	1,90	1,92	1,88	1,93	1,93	1,87	1,90	1,95	1,97	1,98	1,90
Mn	0,03	0,04	0,05	0,06	0,12	0,15	0,18	0,34	0,31	0,25	0,23	0,21	0,16
Mg	0,33	0,43	0,29	0,27	0,24	0,20	0,24	0,16	0,18	0,18	0,20	0,20	0,22
Ca	0,83	0,65	0,81	0,79	0,81	0,80	0,71	0,72	0,69	0,71	0,66	0,71	0,78
X _(Alm)	0,60	0,63	0,62	0,63	0,62	0,63	0,63	0,61	0,62	0,63	0,65	0,64	0,62
X _(PyP)	0,11	0,14	0,10	0,09	0,08	0,07	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07
X _(Sps)	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,05	0,06	0,11	0,10	0,08	0,07	0,07	0,05
X _(Grs)	0,27	0,21	0,26	0,26	0,26	0,26	0,23	0,23	0,22	0,23	0,22	0,23	0,25
Mg/Fe Grt	0,18	0,22	0,15	0,14	0,13	0,11	0,12	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,11

cátions = 8, O = 12

Análises selecionadas de química mineral de **granada (Grt B)** da rocha eclogítica

Amostra	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217	217
SiO ₂	37,59	37,06	36,81	37,15	37,31	36,73	36,49	36,80	36,90	36,78	36,83	36,88	37,16
TiO ₂	0,06	0,07	0,12	0,05	0,08	0,09	0,10	0,05	0,08	0,12	0,11	0,08	0,25
Al ₂ O ₃	21,12	21,29	21,12	21,01	21,10	20,88	20,90	21,21	21,15	21,00	20,97	20,97	21,25
FeO	28,96	29,47	29,22	28,65	27,68	27,64	27,51	28,01	28,20	28,13	27,85	28,40	29,55
MnO	0,86	1,08	1,44	2,33	2,96	3,46	3,65	3,90	3,64	3,32	3,33	2,85	0,88
MgO	3,09	2,78	2,24	1,93	1,78	1,72	1,68	1,73	1,83	1,97	1,67	1,75	2,61
CaO	8,50	8,65	9,36	9,19	9,34	9,30	9,07	8,63	8,45	8,43	9,09	9,26	8,50
Total	100,19	100,43	100,30	100,29	100,25	99,82	99,40	100,33	100,27	99,77	99,85	100,18	100,24
Si	2,98	2,95	2,94	2,97	2,98	2,96	2,95	2,95	2,96	2,96	2,96	2,96	2,96
Al	1,97	2,00	1,99	1,98	1,98	1,98	1,99	2,00	2,00	1,99	1,99	1,98	1,99
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe ²⁺	1,92	1,96	1,95	1,91	1,85	1,86	1,86	1,88	1,89	1,89	1,87	1,90	1,97
Mn	0,06	0,07	0,10	0,16	0,20	0,24	0,25	0,26	0,25	0,23	0,23	0,19	0,06
Mg	0,36	0,33	0,27	0,23	0,21	0,21	0,20	0,21	0,22	0,24	0,20	0,21	0,31
Ca	0,72	0,74	0,80	0,79	0,80	0,80	0,79	0,74	0,73	0,73	0,78	0,80	0,73
X _(Alm)	0,63	0,63	0,63	0,62	0,60	0,60	0,60	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61	0,64
X _(PyP)	0,12	0,11	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,10
X _(Sps)	0,02	0,02	0,03	0,05	0,07	0,08	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,06	0,02
X _(Grs)	0,24	0,24	0,26	0,25	0,26	0,26	0,25	0,24	0,24	0,24	0,25	0,26	0,24
Mg/Fe Grt	0,19	0,17	0,14	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,11	0,11	0,16

Análises selecionadas de química mineral de **granada (Grt B)** da rocha eclogítica

Amostra	217	217	217	217	217	217	232	232	232	232	232	232	232
SiO ₂	36,97	37,38	37,04	37,28	37,72	37,56	38,80	38,11	37,97	37,98	38,86	37,65	38,09
TiO ₂	0,06	0,10	0,06	0,05	0,09	0,16	0,05	0,02	0,03	0,04	0,14	0,19	0,10
Al ₂ O ₃	21,24	21,34	21,54	21,44	21,67	21,65	21,86	21,47	21,36	21,21	20,83	21,23	21,19
FeO	29,61	30,16	29,05	28,44	27,83	27,32	26,99	28,09	27,18	29,41	27,34	29,58	29,01
MnO	0,79	0,65	0,86	0,88	0,37	0,26	0,72	0,21	0,53	0,58	0,81	1,08	1,83
MgO	2,70	3,55	4,07	4,16	3,21	2,53	2,79	3,40	4,21	2,83	2,49	2,11	1,72
CaO	8,64	7,06	7,07	7,86	9,67	10,82	10,25	9,30	7,86	8,64	9,00	9,00	9,43
Total	100,02	100,25	99,69	100,12	100,58	100,31	101,49	100,60	99,14	100,71	100,01	100,89	101,37
Si	2,95	2,97	2,95	2,95	2,97	2,96	3,01	2,99	3,00	3,00	3,07	2,98	3,00
Al	2,00	2,00	2,02	2,00	2,01	2,01	2,00	1,99	1,99	1,97	1,94	1,98	1,97
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,98	2,00	1,93	1,88	1,83	1,80	1,75	1,84	1,80	1,94	1,81	1,96	1,91
Mn	0,05	0,04	0,06	0,06	0,02	0,02	0,05	0,01	0,04	0,04	0,05	0,07	0,12
Mg	0,32	0,42	0,48	0,49	0,38	0,30	0,32	0,40	0,50	0,33	0,29	0,25	0,20
Ca	0,74	0,60	0,60	0,67	0,81	0,91	0,85	0,78	0,67	0,73	0,76	0,76	0,80
X _(Alm)	0,64	0,65	0,63	0,61	0,60	0,59	0,59	0,61	0,60	0,64	0,62	0,64	0,63
X _(PyP)	0,10	0,14	0,16	0,16	0,12	0,10	0,11	0,13	0,17	0,11	0,10	0,08	0,07
X _(Sps)	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04
X _(Grs)	0,24	0,20	0,20	0,22	0,27	0,30	0,29	0,26	0,22	0,24	0,26	0,25	0,26
Mg/Fe Grt	0,16	0,21	0,25	0,26	0,21	0,16	0,18	0,22	0,28	0,17	0,16	0,13	0,11

Análises selecionadas de química mineral de **granada**

Amostra	232	232	232	232	232	232	232	232	232	232	232	232	232
SiO ₂	37,77	37,73	37,95	37,62	37,91	37,84	37,71	38,19	38,13	37,94	38,43	38,35	38,45
TiO ₂	0,13	0,13	0,12	0,17	0,09	0,16	0,15	0,12	0,08	0,08	0,14	0,11	0,08
Al ₂ O ₃	21,02	21,03	21,14	21,11	20,97	20,90	21,05	21,10	21,14	21,01	21,54	21,45	21,44
FeO	29,13	28,90	29,18	28,98	28,92	29,79	29,39	29,83	29,84	29,61	29,84	30,44	30,10
MnO	1,81	1,88	1,85	1,73	1,31	1,13	0,96	0,90	0,86	0,79	0,49	0,40	0,39
MgO	1,64	1,58	1,61	1,64	1,75	1,84	1,87	2,06	2,16	2,25	2,76	2,83	3,17
CaO	9,48	9,50	9,42	9,58	9,70	9,14	9,59	9,26	8,96	9,35	8,41	8,11	7,80
Total	100,99	100,78	101,28	100,85	100,68	100,81	100,74	101,48	101,20	101,04	101,66	101,73	101,44
Si	2,99	3,00	3,00	2,99	3,01	3,00	2,99	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01
Al	1,96	1,97	1,97	1,97	1,96	1,95	1,97	1,96	1,96	1,96	1,98	1,98	1,97
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe ²⁺	1,93	1,92	1,93	1,92	1,92	1,98	1,95	1,96	1,97	1,96	1,95	1,99	1,97
Mn	0,12	0,13	0,12	0,12	0,09	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03
Mg	0,19	0,19	0,19	0,19	0,21	0,22	0,22	0,24	0,25	0,26	0,32	0,33	0,37
Ca	0,81	0,81	0,80	0,81	0,82	0,78	0,82	0,78	0,76	0,79	0,70	0,68	0,65
X _(Alm)	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,65	0,64	0,64	0,65	0,64	0,65	0,66	0,65
X _(PyP)	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09	0,11	0,11	0,12
X _(Sps)	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
X _(Grs)	0,26	0,27	0,26	0,27	0,27	0,25	0,27	0,26	0,25	0,26	0,23	0,22	0,22
Mg/Fe Grt	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,12	0,13	0,14	0,16	0,17	0,19

cátions = 8, O = 12

Amostra 232: granada anfíbolito

Análises selecionadas de química mineral de **granada (Grt C)** de xisto azul

Amostra	233	233	233	233	233	233	233	233	233
SiO ₂	38,08	37,48	37,87	37,81	37,76	37,76	37,85	37,73	36,63
TiO ₂	0,07	0,09	0,14	0,16	0,12	0,05	0,09	0,04	0,15
Al ₂ O ₃	21,20	20,73	20,93	21,06	20,95	20,74	21,07	20,97	20,32
FeO	26,70	25,14	24,63	25,12	30,74	30,13	30,79	30,82	30,14
MnO	3,52	6,57	6,76	6,74	2,91	3,63	3,41	3,17	3,37
MgO	1,43	0,76	0,77	0,88	2,31	2,15	2,23	2,21	1,94
CaO	10,13	9,97	10,01	9,08	6,70	6,65	6,38	6,56	7,10
Total	101,14	100,76	101,11	100,85	101,51	101,12	101,84	101,51	99,65
Si	3,01	3,00	3,01	3,01	2,99	3,00	2,99	2,99	2,97
Al	1,97	1,95	1,96	1,97	1,96	1,94	1,96	1,96	1,94
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe ²⁺	1,76	1,68	1,64	1,67	2,04	2,00	2,03	2,04	2,04
Mn	0,24	0,44	0,45	0,45	0,20	0,24	0,23	0,21	0,23
Mg	0,17	0,09	0,09	0,10	0,27	0,26	0,26	0,26	0,23
Ca	0,86	0,85	0,85	0,77	0,57	0,57	0,54	0,56	0,62
X _(Alm)	0,58	0,55	0,54	0,56	0,66	0,65	0,66	0,66	0,65
X _(PyP)	0,06	0,03	0,03	0,03	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08
X _(Sps)	0,08	0,14	0,15	0,15	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07
X _(Grs)	0,28	0,28	0,28	0,26	0,18	0,18	0,18	0,18	0,20
Mg/Fe Grt	0,10	0,05	0,06	0,06	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11

Análises selecionadas de química mineral de **granada**

Amostra	236D	236D	236D	236D	236D	236D	236D
SiO ₂	37,69	38,07	38,09	38,14	38,09	37,96	37,92
TiO ₂	0,15	0,09	0,07	0,11	0,05	0,10	0,06
Al ₂ O ₃	21,84	21,86	21,90	22,21	22,10	21,85	22,14
FeO	25,58	25,58	25,42	25,17	25,00	25,28	25,21
MnO	0,77	0,72	0,74	0,75	0,74	0,71	0,78
MgO	7,07	7,28	7,26	7,36	7,33	7,21	7,13
CaO	6,69	6,77	6,85	6,93	6,96	7,03	7,03
Total	99,83	100,40	100,33	100,68	100,28	100,15	100,27
Si	2,94	2,95	2,95	2,94	2,94	2,94	2,94
Al	2,01	1,99	2,00	2,02	2,01	2,00	2,02
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe ²⁺	1,67	1,66	1,65	1,62	1,62	1,64	1,63
Mn	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Mg	0,82	0,84	0,84	0,84	0,84	0,83	0,82
Ca	0,56	0,56	0,57	0,57	0,58	0,58	0,58
X _(Alm)	0,54	0,53	0,53	0,53	0,52	0,53	0,53
X _(PyP)	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27
X _(Sps)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
X _(Grs)	0,18	0,18	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19
Mg/Fe Grt	0,49	0,51	0,51	0,52	0,52	0,51	0,50

Análises selecionadas de química mineral de **granada (Grt A e B)** de xistos azuis

Amostra	240	240	240	240	240	240	240	240	240	240	240	240
SiO ₂	37,56	37,47	37,11	36,18	37,44	37,09	37,09	37,83	36,54	36,21	37,07	36,91
TiO ₂	0,07	0,08	0,04	1,01	0,12	0,13	0,11	0,10	0,14	0,11	0,13	0,10
Al ₂ O ₃	20,97	21,08	20,79	19,70	20,94	21,00	20,60	20,63	20,50	20,43	20,90	21,04
FeO	16,52	24,12	21,49	15,56	21,48	24,11	15,00	18,49	23,64	22,83	22,06	23,61
MnO	14,04	7,58	9,90	20,32	9,76	7,35	17,11	13,25	7,23	7,66	8,95	7,47
MgO	0,53	1,21	0,83	0,50	0,85	1,17	0,49	0,64	1,15	1,08	0,95	1,20
CaO	10,39	9,09	9,72	6,43	10,03	9,45	9,07	8,88	9,36	10,25	9,99	9,42
Total	100,08	100,62	99,89	99,70	100,62	100,33	99,48	99,82	99,99	98,93	100,10	100,28
Si	3,01	2,99	2,99	2,96	2,99	2,97	3,00	3,04	2,98	2,96	2,98	2,97
Al	1,98	1,98	1,97	1,90	1,97	1,98	1,97	1,95	1,97	1,97	1,98	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,11	1,61	1,45	1,07	1,43	1,62	1,02	1,24	1,61	1,56	1,48	1,59
Mn	0,95	0,51	0,68	1,41	0,66	0,50	1,17	0,90	0,50	0,53	0,61	0,51
Mg	0,06	0,14	0,10	0,06	0,10	0,14	0,06	0,08	0,14	0,13	0,11	0,14
Ca	0,89	0,78	0,84	0,56	0,86	0,81	0,79	0,76	0,82	0,90	0,86	0,81
X _(Alm)	0,37	0,53	0,47	0,34	0,47	0,53	0,33	0,42	0,53	0,50	0,48	0,52
X _(PyP)	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03	0,05	0,04	0,04	0,05
X _(Sps)	0,32	0,17	0,22	0,45	0,22	0,16	0,39	0,30	0,16	0,17	0,20	0,17
X _(Grs)	0,30	0,26	0,27	0,18	0,28	0,26	0,26	0,26	0,27	0,29	0,28	0,27
Mg/Fe Grt	0,06	0,09	0,07	0,06	0,07	0,09	0,06	0,06	0,09	0,08	0,08	0,09

cátions = 8, O = 12

Amostra 233: xisto azul (**Grt C**); 236D: granada fels; 240: xisto azul (**Grt A e B**)

ANEXO IV: Análises de geoquímica completas das amostras da ilha Diego de
Almagro

Amostra	Limite de detecção	204E	205	205D	206A	206B	207	215A	217	217A	219G
SiO2 (%)	0,01	49,30	49,38	47,26	46,31	45,31	50,56	48,71	48,72	50,02	46,45
TiO2 (%)	0,01	1,34	1,47	1,84	0,85	1,06	2,25	1,50	1,85	2,26	0,92
Al2O3 (%)	0,01	19,82	16,51	15,32	15,10	15,22	16,34	15,52	14,46	13,99	10,81
FeO(T) (%)	0,04	11,32	10,92	11,94	12,33	13,07	9,22	8,86	11,98	12,76	13,57
MnO (%)	0,01	0,23	0,19	0,20	0,20	0,24	0,23	0,14	0,28	0,19	0,16
MgO (%)	0,01	2,65	4,75	5,78	7,85	7,34	4,47	7,16	5,51	5,75	10,85
CaO (%)	0,01	8,67	9,52	10,00	11,34	10,55	9,81	11,01	10,46	8,08	11,07
Na2O (%)	0,01	2,50	3,23	3,23	1,14	2,25	1,35	2,59	3,30	3,47	2,24
K2O (%)	0,01	1,08	0,71	0,89	0,94	0,83	1,71	0,30	0,83	0,61	0,32
P2O5 (%)	0,01	0,19	0,17	0,24	0,08	0,17	0,50	0,13	0,19	0,16	0,02
LOI (%)	0,01	1,40	1,70	1,70	2,20	2,20	2,20	2,80	0,80	1,00	1,70
Total (%)		99,83	99,79	99,76	99,74	99,74	99,72	99,76	99,74	99,71	99,67
Ba (ppm)	1	84	46	67	68	88	238	21	119	72	30
Rb (ppm)	0,1	51,9	20,4	27,8	19,8	16,7	75,4	4,8	26,6	11,9	5,9
Sr (ppm)	0,5	152,1	116,1	106,4	104,2	126,5	283,4	198,4	191,5	111,4	153,8
Y (ppm)	0,1	23,2	34,2	40,8	26,8	29,6	34	35,1	41	47,6	18,2
Zr (ppm)	0,1	92,1	85,3	113,6	43,6	70,8	210,5	100	115,3	132,2	23,4
Nb (ppm)	0,1	0,9	3,7	8,2	1,5	9,6	31,5	2,2	4,1	5,2	1,5
Th (ppm)	0,2	<0,2	0,4	0,8	0,3	0,9	3,6	<0,2	0,5	0,3	<0,2
Pb (ppm)	0,1	2,8	0,1	0,2	2,3	2,2	5,8	0,3	0,5	1,4	0,4
Ga (ppm)	0,5	21,5	16,2	17,9	15,5	20,9	18,9	16,1	19,1	18,5	13,5
Zn (ppm)	1	93	49	40	38	64	57	39	16	41	13
Cu (ppm)	0,1	91,5	53,5	27,3	34,9	25,3	33,2	41,4	54,5	23,4	41,7
Ni (ppm)	20	149,5	102,3	75,4	119,8	190,1	211,6	119,8	85,3	83,3	80,7
V (ppm)	8	209	298	353	406	416	218	305	396	439	574
Cr (ppm)	0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Hf (ppm)	0,1	2,4	2,5	3,5	1,5	1,9	5,9	3	3,7	4,2	1,1
Cs (ppm)	0,1	0,8	0,9	1,2	0,7	0,6	3	0,4	0,7	0,3	0,3
Sc (ppm)	1	57	53	49	55	56	29	39	45	46	65
Ta (ppm)	0,1	0,6	0,7	0,8	0,5	0,6	2,3	0,4	0,2	1	<0,1
Co (ppm)	0,2	70,2	64,1	58,4	67,3	66,1	53	53,2	43,5	74,7	35,2
Be (ppm)	1	1	<1	2	<1	1	2	<1	1	2	2
U (ppm)	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,8	1	0,1	0,3	0,2	<0,1
W (ppm)	0,5	158,8	162,2	113,1	134,8	96,3	152,9	112,4	0,5	273,4	<0,5
Sn (ppm)	1	2	1	1	2	3	4	2	1	2	<1
Mo (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au (ppm)	0,5	2,8	0,9	<0,5	5,9	19,1	<0,5	19,9	<0,5	<0,5	<0,5
As (ppm)	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2,3	3,7	<0,5	<0,5	1,2	1,5	<0,5
Ag (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl (ppm)	0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se (ppm)	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
La (ppm)	0,1	7,4	4,6	6,5	1,9	5,3	26,4	3,4	6,1	5,3	0,7
Ce (ppm)	0,1	7,7	10,9	16,4	5	10	58,1	11,5	15,6	15,5	2,4
Pr (ppm)	0,02	2,17	2,03	2,68	0,91	1,63	7,38	2,04	2,71	2,65	0,57
Nd (ppm)	0,3	11,2	11,5	13,3	5,6	8,1	31,7	10,7	15	15,4	3,9
Sm (ppm)	0,05	3,39	3,51	4,19	1,86	2,41	6,86	3,49	4,53	4,9	1,61
Eu (ppm)	0,02	1,38	1,25	1,47	0,82	0,89	2,18	1,4	1,55	1,63	0,59
Gd (ppm)	0,05	4,39	4,63	5,63	3,06	3,78	6,79	4,92	6,14	6,75	2,31
Tb (ppm)	0,01	0,81	0,9	1,07	0,65	0,73	1,11	0,96	1,11	1,31	0,45
Dy (ppm)	0,05	5,05	5,81	7,04	4,06	4,73	6,2	5,84	7	7,74	2,75
Ho (ppm)	0,02	1	1,2	1,43	1,05	1,07	1,21	1,31	1,47	1,68	0,64
Er (ppm)	0,03	2,69	3,53	4,31	2,92	2,87	3,38	3,64	4,44	5,09	2,06
Tm (ppm)	0,01	0,43	0,54	0,68	0,49	0,46	0,5	0,56	0,64	0,76	0,34
Yb (ppm)	0,05	2,64	3,32	3,88	2,94	2,76	3,05	3,35	4	4,64	2,18
Lu (ppm)	0,01	0,41	0,52	0,59	0,49	0,42	0,49	0,53	0,63	0,72	0,34

Amostra	Limite de detecção	220C	221C	221D	223F	230F	231B	231C	233	233A	235A
SiO2 (%)	0,01	45,57	41,32	44,24	48,51	52,17	43,64	38,84	47,91	48,14	49,85
TiO2 (%)	0,01	1,82	1,57	1,25	1,51	2,15	1,68	5,69	2,17	1,41	1,82
Al2O3 (%)	0,01	14,20	14,79	16,94	15,57	15,24	14,47	9,40	14,89	14,82	14,38
FeO(T) (%)	0,04	15,72	20,30	18,05	8,80	10,90	19,48	15,91	11,80	10,81	11,01
MnO (%)	0,01	0,26	0,50	0,55	0,16	0,21	0,36	0,23	0,20	0,15	0,19
MgO (%)	0,01	5,49	7,21	5,17	6,06	3,13	5,91	12,81	5,58	7,38	5,36
CaO (%)	0,01	11,20	8,58	7,88	11,38	3,96	11,75	9,89	10,05	9,59	9,36
Na2O (%)	0,01	2,08	0,56	1,40	3,75	5,73	0,29	1,10	2,24	2,36	2,73
K2O (%)	0,01	0,32	0,30	0,21	0,18	0,83	0,04	0,26	0,45	0,64	0,97
P2O5 (%)	0,01	0,23	0,57	0,47	0,16	0,71	0,17	0,66	0,25	0,11	0,21
LOI (%)	0,01	1,00	1,70	1,60	2,70	3,40	<0,01	2,90	2,90	3,10	2,60
Total (%)		99,71	99,64	99,74	99,80	99,65	99,71	99,54	99,75	99,75	99,76
Ba (ppm)	1	45	38	32	20	733	4	33	73	170	102
Rb (ppm)	0,1	2,4	2,3	1,8	4,5	11,7	0,3	3,6	14	16,8	26
Sr (ppm)	0,5	143,9	86,9	177,9	206,4	347,8	66,1	119,5	278,9	203,1	169,7
Y (ppm)	0,1	40,9	109,9	149,5	33,8	66,9	51,3	32,4	47,8	25,9	40,2
Zr (ppm)	0,1	95,6	441,4	381,8	111,8	497,6	34,3	438	188,4	79,4	146
Nb (ppm)	0,1	7	13,3	10,5	3,4	56,6	2,2	89,7	13,9	4,5	9,4
Th (ppm)	0,2	0,2	0,7	0,8	0,4	6	<0,2	6,4	2,6	0,3	1,8
Pb (ppm)	0,1	0,5	0,3	0,3	0,1	0,6	0,9	0,6	0,6	0,2	0,3
Ga (ppm)	0,5	18,9	17,9	16,7	16,5	27,8	16,8	24,5	20,6	17,8	18,7
Zn (ppm)	1	54	77	57	34	116	24	79	51	46	36
Cu (ppm)	0,1	113,4	19,4	5,5	24,7	46,5	19,6	9,5	19,1	55,8	49,7
Ni (ppm)	20	92,6	27,4	24,1	105,4	27,5	96,9	395	102,1	90,1	91
V (ppm)	8	471	319	238	300	111	534	362	355	287	319
Cr (ppm)	0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Hf (ppm)	0,1	3,2	11,4	9,4	2,8	12,2	1,3	11,4	5	2	4,1
Cs (ppm)	0,1	<0,1	0,2	0,2	0,2	5,5	<0,1	0,4	0,6	0,8	1
Sc (ppm)	1	55	92	71	42	20	72	21	39	43	40
Ta (ppm)	0,1	0,7	1	0,8	0,3	3,5	0,7	5,4	1,3	0,4	0,9
Co (ppm)	0,2	65,6	52	36,6	50,7	29,1	91,6	70,4	50,3	56,7	56,1
Be (ppm)	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	1
U (ppm)	0,1	<0,1	0,6	0,6	0,2	1,7	<0,1	1,8	0,8	0,3	0,6
W (ppm)	0,5	117,4	195,6	148,6	39,3	113,6	225,7	0,5	125,7	91	121,8
Sn (ppm)	1	1	<1	<1	1	5	<1	4	2	1	1
Mo (ppm)	0,1	<0,1	0,7	0,2	<0,1	0,9	<0,1	0,2	0,4	<0,1	<0,1
Au (ppm)	0,5	0,8	0,8	3,2	50,7	30,1	<0,5	<0,5	4,5	1,6	30,4
As (ppm)	0,5	0,7	3,3	8,4	<0,5	1,1	<0,5	0,9	0,9	<0,5	<0,5
Ag (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se (ppm)	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
La (ppm)	0,1	5,5	15,7	12,2	5	52,8	3,3	53,5	15,9	3,9	11,7
Ce (ppm)	0,1	16,1	53	37,8	14,5	116,8	11	128,8	37,2	11,1	27,1
Pr (ppm)	0,02	2,61	8,62	6,17	2,51	15,01	1,81	16,33	5,22	1,82	3,93
Nd (ppm)	0,3	13,8	43,8	32,7	13,9	65,5	9,7	72,8	25,7	9,7	18,4
Sm (ppm)	0,05	4,26	12,44	9,2	3,75	13,65	3,67	14,22	6,28	2,87	5,12
Eu (ppm)	0,02	1,45	1,54	1,45	1,49	4,53	1,17	4,3	2,1	1,18	1,74
Gd (ppm)	0,05	5,91	15,12	14,35	5,01	14,12	6	12,03	7,76	3,95	6,43
Tb (ppm)	0,01	1,12	2,83	3,15	0,94	2,33	1,26	1,7	1,38	0,74	1,18
Dy (ppm)	0,05	6,85	17,59	21,9	5,73	12,36	8,25	7,9	8,47	4,49	7,03
Ho (ppm)	0,02	1,48	4,01	5,49	1,27	2,5	1,9	1,22	1,84	0,95	1,53
Er (ppm)	0,03	4,54	13,08	17,06	3,52	6,62	5,86	2,86	4,73	2,63	4,1
Tm (ppm)	0,01	0,68	2,12	3,09	0,54	0,98	0,92	0,37	0,72	0,42	0,64
Yb (ppm)	0,05	4,23	14,49	20,47	3,25	5,74	5,88	1,94	4,39	2,3	3,69
Lu (ppm)	0,01	0,62	2,33	3,61	0,49	0,9	0,89	0,24	0,69	0,36	0,6

Amostra	Limite de detecção	236C	236D	241A	241B	242	243	244
SiO2 (%)	0,01	42,33	36,35	51,50	45,08	46,71	47,29	44,63
TiO2 (%)	0,01	1,85	1,16	2,05	4,13	2,89	1,87	0,32
Al2O3 (%)	0,01	18,14	20,37	13,65	12,57	13,34	14,17	18,47
FeO(T) (%)	0,04	9,83	22,30	10,52	17,02	14,24	11,91	8,62
MnO (%)	0,01	0,14	0,91	0,20	0,28	0,21	0,18	0,15
MgO (%)	0,01	8,06	7,05	4,89	3,76	4,29	6,15	8,89
CaO (%)	0,01	13,72	7,14	9,86	9,28	10,52	9,86	12,60
Na2O (%)	0,01	1,16	0,20	2,25	3,23	3,45	2,94	1,34
K2O (%)	0,01	0,06	0,03	1,10	0,38	0,40	0,69	0,03
P2O5 (%)	0,01	0,19	0,96	0,26	0,42	0,37	0,16	0,04
LOI (%)	0,01	3,10	0,80	2,30	1,60	1,70	3,10	3,70
Total (%)		99,70	99,78	99,78	99,69	99,75	99,72	99,73
Ba (ppm)	1	17	10	116	53	47	106	21
Rb (ppm)	0,1	0,7	0,5	30,4	11,4	11,2	16,5	0,6
Sr (ppm)	0,5	332,1	36,4	179,3	149,7	252,3	193,6	380,5
Y (ppm)	0,1	3,3	8	42,9	95,4	60,6	40,8	3,8
Zr (ppm)	0,1	19,9	22	169,5	275,6	242	108,8	15,9
Nb (ppm)	0,1	5	2,4	14,8	8,5	15,4	4,9	0,7
Th (ppm)	0,2	<0,2	<0,2	2,6	0,8	1,2	0,5	<0,2
Pb (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2
Ga (ppm)	0,5	20,8	8,1	18,2	24,8	20,7	18,4	13,2
Zn (ppm)	1	45	28	23	34	22	36	47
Cu (ppm)	0,1	1	2,6	23,7	16,3	6,3	46,7	3,1
Ni (ppm)	20	54,9	21,4	76,7	40,2	39,3	96,7	51,8
V (ppm)	8	457	291	293	591	385	357	415
Cr (ppm)	0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Hf (ppm)	0,1	0,8	0,3	4,7	8	6,6	3,7	0,4
Cs (ppm)	0,1	<0,1	0,1	1,4	0,8	0,5	0,7	<0,1
Sc (ppm)	1	40	52	34	51	41	45	48
Ta (ppm)	0,1	0,3	0,2	1,2	1,5	1,3	0,5	0,2
Co (ppm)	0,2	38	23,9	47,8	88,2	59,3	54,6	38,2
Be (ppm)	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
U (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	0,7	0,8	0,3	0,4	<0,1
W (ppm)	0,5	<0,5	<0,5	133,1	327,8	111,1	74,9	65,2
Sn (ppm)	1	<1	<1	2	3	2	5	<1
Mo (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	0,5	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Au (ppm)	0,5	<0,5	<0,5	37,5	9,7	3,5	20,3	13
As (ppm)	0,5	<0,5	1	<0,5	0,6	<0,5	0,7	4,1
Ag (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,3	0,1	<0,1	<0,1
Tl (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se (ppm)	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi (ppm)	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
La (ppm)	0,1	3	4,1	16,4	10,5	14,8	4,7	2,3
Ce (ppm)	0,1	10	10,8	36,6	31,9	36,9	12,8	4,3
Pr (ppm)	0,02	1,69	1,47	5,23	5,61	5,77	2,43	0,69
Nd (ppm)	0,3	8,9	7,3	25,4	32	28,4	11,7	3,4
Sm (ppm)	0,05	1,98	1,77	6,08	10,4	8,26	4,17	0,74
Eu (ppm)	0,02	1,2	0,94	1,94	3,22	2,57	1,57	0,49
Gd (ppm)	0,05	1,52	1,8	6,97	13,77	9,77	5,77	0,81
Tb (ppm)	0,01	0,19	0,27	1,25	2,62	1,78	1,1	0,12
Dy (ppm)	0,05	0,85	1,47	7,36	16,79	10,82	7,27	0,73
Ho (ppm)	0,02	0,13	0,28	1,54	3,66	2,17	1,58	0,14
Er (ppm)	0,03	0,31	0,86	4,18	10,35	6,2	4,28	0,41
Tm (ppm)	0,01	0,04	0,14	0,69	1,65	0,93	0,7	0,08
Yb (ppm)	0,05	0,25	0,9	3,94	9,77	5,8	4,3	0,46
Lu (ppm)	0,01	0,03	0,15	0,62	1,54	0,87	0,63	0,08