UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DOS XISTOS VERDES
E METAPELITOS ASSOCIADOS DOS ARREDORES DA CIDADE
DE LICANTÉN, VII REGIÃO DO CHILE, ANDES CENTRAIS**

Nívea Maria de Assis Magalhães

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

VERSÃO CORRIGIDA

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2013

MAGALHÃES, N. 2013. *Evolução tectono-metamórfica dos xistos verdes e metapelitos associados dos arredores da cidade de Licantén, VII Região do Chile, Andes Centrais*. N° de páginas. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

*Destiny has two ways of crushing us...
by refusing our wishes... and by fulfilling them.”*
(Henri Frederic Amiel)

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos que, de uma forma ou outra, contribuíram para a realização deste trabalho. É impossível agradecer a todo mundo que contribuiu de uma forma ou de outra para a realização desse trabalho.

Prof. Dr. Caetano Juliani, obrigada por ter sido uma fonte de inspiração durante todos esses anos, desde a época de Petrologia Metamórfica. Obrigada por ter sido meu orientador durante essa importante fase de vida, e pelas discussões valiosas sobre a geologia. Você acreditou em mim em muitos momentos que nem eu acreditava.

Ao Prof. Dr. João Mata, ao Dr. Pedro Rodrigues, e a todos os colegas da Universidade de Lisboa, que me proporcionaram uma grande oportunidade, e que me acolheram com tanto carinho e respeito em minha estada em seu país. Foi uma experiência especial, um grande aprendizado não só em relação à geologia, mas também uma grande lição de vida.

Aos Prof. Drs. Lena Monteiro, Marcos Egydio Silva e Fabio Andrade, obrigada pelo apoio durante a realização do meu mestrado, tanto na parte de geologia quanto na parte pessoal. Prof. Dr. Marly Babinski, obrigada pelos ensinamentos de vida que me proporciona desde quando nos conhecemos.

Aos amigos da pós-graduação da USP, “pau pra toda obra”, grandes companheiros. Bruna, Cláudia, Geane, Guga, Eurídice, Valéria, Nazaré, Carlos, Andréia, Maria Alexandra, Marcelo, Tábata, Natali, Ezequiel, Edu... são tantas pessoas queridas que eu peço perdão se me esqueci de alguém. Foram muitos momentos memoráveis ocorridos nestes dois anos, e que eu vou sempre me lembrar com carinho.

Aos amigos de longa data, Vinicius, Danielle, Silvia, Paula, Thaís e Alana, obrigada por compreender a minha ausência em muitos momentos, e por nunca terem desistido de mim.

À minha família, por me apoiarem incondicionalmente em todas minhas decisões e projetos e por sempre me ajudarem de todas as formas possíveis (e às vezes impossíveis).

À FAPESP pelo apoio prestado por meio dos projetos de pesquisa Petrogênese, metamorfismo e evolução tectônica dos xistos azuis dos Andes na Colômbia, Equador e Chile (Proc. 2004/10203-7) e Evolução do Cinturão Metamórfico Pareado na Cordilheira da Costa do Chile Central: Metamorfismo e Tectônica da Protomargem Andina no Sul do Continente Sulamericano (Proc. 2012/01191-1), coordenados pelo Orientador desse mestrado

RESUMO

A Cordilheira Costeira, feição geomorfológica do litoral chileno, é composta por rochas metassedimentares e metabasitos que são consideradas como sendo o embasamento chileno. No início da década de 1970 essas rochas foram estudadas e então definidas como um cinturão metamórfico pareado, cuja área tipo se localiza entre as cidades de Pichilemu e Licantén, na região central do Chile. Atualmente, acredita-se que essas rochas caracterizem a cunha acrecionária de um complexo de subducção pré-Andino, subdividido nas séries Ocidental e Oriental. A Série Ocidental constituiria um cinturão de fácies metamórfica de alta pressão, enquanto que a Série Oriental teria sido gerada em regime de baixa pressão.

A análise integrada das observações de campo, das trajetórias P-T-t e dos dados geoquímicos possibilitaram a compreensão de certos aspectos da evolução tectono-metamórfica da área. A Série Ocidental é composta por metabasitos, *metachert*, albita micaxistos, micaxistos e granada quartzitos que apresentam camadas com orientações variadas, ora NE-SW ora NW-SE, devido à deformação durante acreção basal. A Série Oriental é composta por filitos, micaxistos finos, muscovita-biotita xistos e muscovita-biotita xistos com andalusita e estaurolita, sendo notada a ausência de rochas de origem ígnea.

As rochas que melhor guardam evidências de sua trajetória P-T-t são os metabasitos; através de minerais preservados (por exemplo, glaucofânio), e da definição de pressões e temperaturas através do uso de diferentes *softwares*. Obteve-se temperaturas da ordem 620 ± 50 °C e pressões de $13,4 \pm 0,5$ kbar para o pico metamórfico, o que representaria uma transição entre fácies anfibolito e eclogito. Durante essa fase, desenvolveu-se uma foliação milonítica, que representa a S_n para as rochas de toda a Série Ocidental, e que é relacionada com o lascamento tectônico. O retro-metamorfismo ocorreu em condições P-T de fácies xisto verde.

A Série Oriental não pôde ser descrita em detalhe devido ao seu alto grau de intemperização, porém há evidências de que as condições de metamorfismo dessa série não correspondem ao descrito na literatura.

Em um período mais recente, pode-se observar um cisalhamento rúptil que resultou na colocação de diques andesíticos e na geração/reativação de falhamentos, como por exemplo a Zona de Cisalhamento de Pichilemu.

Palavras-chave: Cordilheira Costeira, xistos verdes, metamorfismo, termobarometria, geoquímica

ABSTRACT

The Coastal Cordillera, geomorphological feature of the Chilean coast, comprises metabasites and metasedimentary rocks that are considered to be the embasement of Chile. In the early 1970's these rocks were studied and then defined as a paired metamorphic belt, which type area is located between the towns of Pichilemu and Licantén in central Chile. Currently, it is believed that these rocks characterize the accretionary wedge of the pre-Andean subduction complex, subdivided into Western and Eastern series. Western Series constitutes a belt facies metamorphic high-pressure, while the Eastern series would have been generated under low pressure.

The integrated analysis of field observations, P-T-t paths and geochemical data provided an understanding of certain aspects of the tectono-metamorphic evolution of the area. The Western Series consists of metabasites, metachert, albite mica schists, quartzites and garnet-mica schists that have layers with different orientations, sometimes NE-SW NW-SE due to deformation during basal accretion. The Eastern Series consists of phyllites, fine mica schists, muscovite-biotite schists and muscovite-biotite schists with andalusite and staurolite, and it is highlighted the absence of rocks of igneous origin.

The rocks that best preserve evidence of its trajectory P-T -t are metabasites; preservation can occur in minerals (e.g glaucophane), and in the definition of pressures and temperatures through the use of different softwares. Temperatures values of 620 ± 50 ° C and pressures of 13.4 ± 0.5 kbar for the metamorphic peak, which would represent a transition between eclogite and amphibolite facies. During this phase, it is developed a mylonitic foliation, which represents the S_n to the rocks of the entire West Series, which it is related to the tectonic chipping. The retro-metamorphism has occurred in conditions of PT greenschist facies.

The Eastern Series cannot be described in detail because of its high degree of weathering, but there is evidence that the conditions of metamorphism of this series do not correspond to that described in the literature.

It was possible to observe an early brittle shear which resulted in the emplacement of andesite dikes and generation / reactivation of faults, such as Pichilemu Shear Zone.

Key-words: Coastal Cordillera, green schists, metamorphism, thermobarometry, geochemistry.

SUMÁRIO

EPÍGRAFE

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

1. INTRODUÇÃO	01
2. OBJETIVOS	02
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	03
4. MÉTODOS	04
4.1. Levantamento bibliográfico	04
4.2. Trabalhos de campo	05
4.3. Petrografia	05
4.4. Estudos Geoquímicos	06
4.5. Química mineral	07
4.6. Geotermobarometria	08
5. CONTEXTO GEOLÓGICO DO CHILE CENTRAL	09
6. GEOLOGIA LOCAL	12
6.1. Série Ocidental	13
6.1.1. Metabasitos	13
6.1.2. Metassedimentos	19
6.2. Série Oriental	25
7. PETROGRAFIA	28
7.1. Série Ocidental	28
7.1.1. Metabasitos	28
7.1.2. Metassedimentos	36
7.1.1.1. Albita micaxisto	36
7.1.1.2. Micaxisto	37
7.1.1.3. Granada quartzito	37
7.1.1.4. Metachert	38
7.2. Série Oriental	40
7.2.1. Xistos finos	40
7.2.2. Muscovita-biotita xisto	40
7.2.3. Muscovita-biotita xisto com andalusita e estauroлита	42
8. GEOQUÍMICA	44
9. QUÍMICA MINERAL	58
9.1. Série Ocidental	58
9.1.1. Metabasitos	58
9.1.1.1. Anfibólio	58
9.1.1.2. Piroxênio	63
9.1.1.3. Feldspato	66
9.1.1.4. Clorita	68
9.1.1.5. Mica Branca	68
9.1.1.6. Epidoto	70
9.1.1.7. Titanita e ilmenita	70
9.1.2. Metassedimentos	71
9.1.2.1. Feldspato	71
9.1.2.2. Mica branca	71
9.1.2.3. Anfibólio	72

9.1.2.4. Granada	72
9.1.2.5. Clorita	76
9.1.2.6. Turmalina	77
9.1.2.7. Carbonato	77
9.2. Série Oriental	78
9.2.1. Feldspato	78
9.2.2. Mica branca	79
9.2.3. Biotita	80
9.2.4. Clorita	80
9.2.5. Estauroлита	81
10. GEOTERMOBAROMETRIA	81
10.1. Série Ocidental	82
10.1.1. Metabasitos	82
10.1.2. Metassedimentos	87
10.2. Série Oriental	90
11. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES	92
12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	98

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1.** Mapa simplificado da região circum-pacífica; áreas em vermelho indicam os cinturões metamórficos pareados de maior importância. Simplificado a partir de Miyashiro (1994). 02
- Figura 3.1.** Mapa geológico simplificado da área entre Pichilmu e Constitución, área de estudo deste trabalho está destaca com um retângulo preto; dados compilados a partir de SERNAGEOMÍN (2003) e Willner (2005). 04
- Figura 4.1.** Aspecto de campo de afloramento da Série Oriental, geralmente muito intemperizados, muitas vezes não permitindo a obtenção de dados e amostras para os estudos petrográficos e de química mineral. 06
- Figura 5.1.** Mapa geológico da região entre 34° S e 42° S, mostrando a continuidade dos afloramentos entre os paralelos 34° S e 42° S, segundo Willner *et al.* (2004). 10
- Figura 5.2.** Evolução tectônica proposta por Richter *et al.* (2007) para a cunha acrecionária, de acordo com o modelo de *flow-lines* de Feehan & Brandon (1999) e Ring *et al.* (1999). Em (a) acreção frontal na Série Oriental antes de 300 Ma. O material é arrastado horizontalmente ao longo da cunha e o acamamento é deformado por dobras de plano axial vertical, causadas pelo encurtamento na direção leste-oeste. Em (b) acreção basal, evidenciado pelo metamorfismo de alta pressão nas rochas da Série Ocidental. Com a mudança do tipo de acreção também há alteração do comportamento das linhas de fluxo, havendo encurtamento vertical indicando por foliação sub-horizontal. A consistente orientação da placa subductada obtida pelos indicadores cinemáticos, além da vergência para oeste das dobras geradas em porções profundas da cunha, sugere considerável tração basal, que levou ao imbricamento de partes da crosta oceânica em subducção. Nota-se que na Série Ocidental as estruturas relacionadas à S1 ocorrem apenas como relíquias. 13
- Figura 6.1.** Mapa esquemático da região entre Llico e Licantén, pontos em amarelo indicam localização das amostras de metabasitos descritas. 14
- Figura 6.2.** Afloramento de xisto verde na praia de Lipimávida. 15
- Figura 6.3.** (A) Aspecto do afloramento MN-22B, evidenciando o aspecto homogêneo da rocha; (B) Veio de quartzo leitoso paralelo à Sn; nessa foto pode ser vista também uma leve diferença de coloração na rocha, que pode estar relacionada à diferença de mineralogia. O leitos verde-claros descontínuos são enriquecido em minerais do grupo do epidoto. 15
- Figura 6.3.** (A) Vista parcial do afloramento MN-17, evidenciando a variação gradacional no conteúdo de fragmentos vulcânicos (mais escuros) na matriz da rocha (verde); (B) detalhe da foto A, região com fragmentos vulcânicos maiores que 64 mm; (C) camada de rocha mais escura na base da sequência de rochas, aparentemente um dique deformado e metamorfizado; (D) estruturas

interpretadas como pillow lava (verde) e material interpillow mais escuro. 16

Figura 6.4. (A) Afloramento MN-25 na praia de Iloca, onde é possível observar intercalação de rocha metassedimentar e rocha metabásica, inclusive feições de dobramento; (B) amostra coletada neste local, mostrando o contato entre o metabasito (verde) e quartzo micaxisto (cinza-escuro). 17

Figura 6.5. Perfil esquemático do afloramento MN-26, ilustrando as relações entre os litotipos observados em campo. 18

Figura 6.6. Contato entre metachert e metabasito (linhas tracejadas), camada de granulação mais grossa entre elas (Ponto MN-26). 18

Figura 6.7. Dados de atitudes das camadas de metabasitos, com os círculos máximos e os pólos plotados (n=12). 19

Figura 6.8. Mapa esquemático da região entre Llico e Licantén, pontos em amarelo indicam localização das amostras de rochas metassedimentares descritas na Série Ocidental. 20

Figura 6.9. (A) Aspecto macroscópico das rochas da região de Llico, onde é possível notar-se as vênulas de quartzo leitoso intercaladas e deformadas na foliação principal; (B) Fotografia mostrando banda onde há concentração de porfiroblastos e banda micácea com raros porfiroblastos; (C) Veios de quartzo discordantes da foliação principal, com diferentes espessuras; (D) Veio de quartzo discordante da foliação Sn, porém deformado. 21

Figura 6.10. (A) Aspecto geral da relação entre o dique e o xisto, linha tracejada amarela indica o contato entre as unidades; (B) Visão em close-up do contato entre o dique e a rocha metassedimentar. 22

Figura 6.11. (A) Grande exposição de rochas metassedimentares no costão em Duao; (B) camada mais grossa, rica em quartzo, com formas sigmoidais, o que não é visível na porção mais fina; (C) boudins de veio de quartzo paralelo à foliação; (D) vênulas de quartzo leitoso preenchendo fraturas na rocha. 23

Figura 6.12. (A) Aspecto da rocha metassedimentar do ponto MN-25, com veios de quartzo estirados paralelos à foliação; (B) dobras intrafoliais no metachert, próximo ao contato com o xisto verde. 24

Figura 6.13. Dados de atitudes de camadas medidas em campo e plotados em estereograma como círculos máximos e pólos de atitude de camadas medidas. Para as rochas metassedimentares da Série Ocidental (n=44). 24

Figura 6.14. Mapa esquemático da região entre Llico e Licantén, pontos em amarelo indicam localização das amostras de rochas metassedimentares descritas na Série Oriental. 25

Figura 6.15. (A) Porfiroblastos idioblásticos de sulfeto em matriz micácea; (B) feições que denotam grande deformação, tais como pares S-C e microlithons, na

Figura 6.16. Amostra MN-35A, após ser serrada foi possível observar a presença de porfiroblastos de mica e estaurolita e a presença de uma Sn crenulada por Sn+1.

27

Figura 6.17. Dados de atitudes de camadas medidas em campo e plotados em estereograma como círculos máximos e polos de atitude de camadas medidas. Para as rochas metassedimentares da Série Oriental (n=20).

27

Figura 7.1. (A) Textura do xisto verde de Lipimávida. Observar a cor azulada em alguns dos anfibólios, o que sugerem composição algo sódica. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (B) Aspecto de um xisto de Lipimávida com grãos de epidoto envolvidos por clorita. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (C) Aspecto microscópico do metabasito de granulação muito fina, não foliado. O arranjo dos grão sugere relíquias da textura ígnea subofítica. O agregado alongado de minerais félsicos pode representar antigas amígdalas recristalizadas. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (D) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Lado maior da foto: 3,50 mm. (E) Vesículas preenchidas por quartzo, anfibólio e/ou olagiolásio no metabasito de granulação fina. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados. (F) Possíveis fragmentos vulcânicos ou vesículas recristalizadas em metatufos. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.

30

Figura 7.2. (A) Aspecto geral do metatufos de Infernillo, onde pode-se observar a foliação e a rotação dos fragmentos vulcanoclásticos. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores descruzados. (B) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Nessa fotomicrografia é possível observar-se as relíquias de piroxênios pela sua alta birrefringência, assim como seus pseudomorfos formados quase que totalmente por anfibólios. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores cruzados. (C) Estrutura vesicular típica das pillow lavas; matriz composta por anfibólio (verde), vesículas são incolores. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (D) Idem anterior, onde pode-se notar o preenchimento das vesículas por quartzo, agora recristalizado. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados. (E) Textura milonítica da amostra MN-28A, com porfiroclastos poiquiloblásticos de albita em uma matriz clorítica. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (F) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Lado maior da foto: 3,50 mm porfiroblastos durante evento tectônico. Zonas de sombras de pressão composta pelos mesmos minerais da matriz, notadamente clorita e anfibólio, estão também presentes.

32

Figura 7.3. (A) Imagem em MEV do metabasito (amostra MN-26A). A albita possui cor cinza-escuro pode-se ver a diferença nos tons destaca seu hábito intersticial dentre os cristais de outros minerais da amostra. Lado maior da foto: 4 mm. (B) Porfiroclastos de piroxênio em foliação milonítica no xisto fino de Ilóca. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (C) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Lado maior da foto: 3,50 mm. (D) Anfibólio marrom dispersos na foliação e anfibólio incolor compondo a matriz do milonito de metabasitos. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores

descruzados. (E) Anfibólio azul, possivelmente sódico, da amostra MN-26C. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores descruzados. (F) Relíquia ígnea de piroxênio em desequilíbrio com minerais metamórficos no milonito de rochas básicas. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.

35

Figura 7.4. (A) Aspecto microscópico do albita micaxisto, evidenciando as inclusões de grafita orientada nos cristais de albita em uma matriz rica em clorita, com leitos muscovíticos. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (B) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Notar o sobrecrecimento de albita ao redor dos núcleos ricos em inclusões de grafita. Lado maior da foto: 3,50 mm. (C) Aspecto de outra ocorrência desse litotipo, enriquecido em quartzo e albita, evidenciando a variação entre a proporção dos minerais. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (D) Idem anterior, com polarizadores cruzados. Lado maior da foto: 3,50 mm.. (E) Outro exemplo de litotipo, este enriquecido em micas, com porfiroblastos de albita envoltos por muscovita. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados. (F) Detalhe de cristais de plagioclásio em meio à matriz quartzosa dos micaxisto. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.

39

Figura 7.5. (A) Camada rica em granada e clorita, evidenciando dobramento de uma foliação Sn-1. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. Lado maior da foto: 1,50 mm. (B) Cristal de granada de granulação 0,5 mm, sendo maior que as outras. É possível que se trate de aglutinação de cristais mais finos de granada. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores descruzados. (C) Associação entre clorita e granada muito fina, formando uma fina camada composta apenas por esses minerais, na amostra MN-33B. Lado maior da foto: 0,29 mm. Polarizadores descruzados. (D) Associação entre anfibólio e estilpnomelano no metachert. Observar a presença de estilpnomelano formando arcos poligonais. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (E) Idem a figura E, com polarizadores cruzados. (Figura 7.6C), com zona de sombra de pressão cristalizando quartzo. Na maioria dos grãos é possível observar que a biotita sofreu cloritização retrometamórfica durante o cisalhamento.

41

Figura 7.6. (A) Microlithon, estrutura presente nos xistos finos. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (B) Porfiroblasto idioblástico de sulfeto truncando a foliação. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (C) Porfiroblasto de biotita formando feição de mica fish. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (D) Grãos de quartzo poligonizados. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores cruzados. (E) Estauroлита poiquiloblástica, envolvida pela matriz composta por mica. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. (F) Porfiroblasto de andalusita poiquiloblástico, amostra MN-35A. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.

43

Figura 8.1. (A) Diagrama de Miyashiro (1961), definido para a identificação de amostras que sofreram alteração no conteúdo de sódio e/ou potássio em eventos pós-magmáticos; (B) Diagrama de Pearce (1982) modificado por Juliani & McReath (1993) para discriminação de amostras que apresentam composições compatíveis com líquidos basálticos.

45

Figura 8.2. Diagrama TAS (total alkalis vesus silica) de Le Bas et al. (1986). As amostras deste estudo plotam no campo do basalto, no campo das rochas subalcalinas/tholeiíticas. 46

Figura 8.3. Diagrama Nb/Y–Zr/Ti de Pearce (1996) para classificação de rochas com o uso de elementos relativamente imóveis. As amostras apresentam dois comportamentos, sendo que um grupo plota no campo dos basaltos e outro no campo dos basaltos alcalinos. 47

Figura 8.4. Diagramas de comparação entre Zr e elementos relativamente imóveis (TiO₂ e Y) e móveis (K₂O, Ba, CaO e Sr). Observa-se forte correlação entre Zr, TiO₂ e Y, indicando que estes permaneceram imóveis durante os processos pós-magmáticos, enquanto que os elementos móveis têm espalhamento, sugerindo mobilidade durante os mesmos processos. 49

Figura 8.5. Diagramas bivariantes Mg# versus elementos maiores. A seta preta indica tendências evolutivas magmáticas, porém é possível que se trate de resultados sem significado geológico, uma vez que o ambiente de formação das rochas pode ser diferente. 50

Figura 8.6. Diagrama AFM (FeO, Na₂O + K₂O e MgO) de Irvine & Baragar (1971), visando a separação entre as séries cálcio-alcalina e tholeiítica. 51

Figura 8.7. Diagrama Nb–Zr–Y de Meschede (1986), visando à discriminação dos ambientes tectônicos de geração de rochas basálticas tendo como base o enriquecimento em Nb. AI, AII = campos dos basaltos alcalinos intraplaca; AII, C = campo dos tholeiítos intraplaca; B = campo dos EMORB; D = campo dos N-MORB; C, D = campos dos basaltos de arco vulcânico. 52

Figura 8.8. Diagrama Ti–Zr–Y de Pearce & Cann (1973) para classificação de ambiente de formação de basaltos. A = IAT; B = MORB, CAT, IAT; C = CAB; D = WPB. 53

Figura 8.9. Diagrama Zr–Ti de Pearce & Cann (1973) para determinação de afinidade química e discriminação de ambiente de geração de magmas basálticos, indicando que as rochas de Lipimávida foram formadas em cordilheiras meso-oceânicas. 53

Figura 8.10. Diagramas Nb/Yb versus Th/Yb (A) e Nb/Yb versus TiO₂/Yb (B) segundo Pearce (2008). Nota-se que as amostras basálticas têm composição N-MORB, enquanto que as rochas basálticas alcalinas tendem ao campo OIB. Também pode-se sugerir que as rochas de Iloca e Infernillo se formaram em interação entre pluma e ridge. 54

Figura 8.11. Diagramas de variação multi-elementar, normalizado pelo condrito C1 de Sun & McDonough (1989), para: (A) todas as rochas da área estudada; (B) rochas de Lipimávida; (C) rochas de Infernillo; (D) rochas de Iloca. 55

Figura 8.12. Diagramas multi-elementares com a distribuição dos elementos

REE de todas as amostras normalizados para condrito de Boynton (1984). 56

Figura 8.13. Diagramas multi-elementares com a distribuição dos elementos REE de todas as amostras normalizados para N-MORB, segundo Sun & McDonough (1989). 57

Figura 8.14. Diagramas multi-elementares com a distribuição dos elementos REE de todas as amostras normalizados para OIB de Sun & McDonough (1989). 57

Figura 9.1. Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos segundo Leake et al. (1997). Notam-se duas tendências distintas, independentes dos tipos de magmas definido na litoquímica, as quais sugerem: 1) que os anfibólios em um sistema mais magnesiano (tendência com $Mg/(Mg + Fe) \sim 0,8$) sofreram aquecimento, gradando de actinolita a tschermakita, e 2) anfibólios de um sistema semelhante que, com o aumento da temperatura do metamorfismo perderam sílica e enriqueceram-se em ferro. As rochas dessa segunda tendência não são foliadas, o que sugere que ocorreram processos de lixiviação que possam ter concentrado magnésio e quartzo, assim modificando a composição das rochas e, consequentemente, dos anfibólios. 59

Figura 9.2. Diagramas de classificação de anfibólios cálcicos segundo Leake *et al.* (1997), no qual notam-se composições ferroedeníticas nos anfibólios da amostra MN-26C e edenítica e kaesurtítica nos da amostra MN-26E, indicando enriquecimentos em sódio no anfibólio magnesiano, possivelmente relíquia do metamorfismo da fácies xisto azul que precedeu a formação dos xistos verdes. 60

Figura 9.3. Classificação dos anfibólios cálcico-sódicos das amostras MN-26C e 144A (segundo Leake et al. 1997), evidenciando composições no limite da winchita e da ferrowinchita nos anfibólios da primeira amostra e predominantemente de barroisita na segunda. 61

Figura 9.4. Diagrama de classificação de anfibólios sódicos de Miyashiro (1957), indicativo da presença de anfibólios sódicos na amostra MN-26C. 62

Figura 9.5. Mapa composicional de anfibólio da amostra MN-26C. Notar que o glaucofânio situa-se no núcleo do cristal e que a borda corresponde a magnésiohornblenda a actinolita. 62

Figura 9.6. (A) a (F) Vetores de substituição tschermakítico, edenítico, jadeítico e do plagioclásio para rochas metabásicas da Série Ocidental. 64

Figura 9.7. Classificação dos piroxênios segundo o diagrama de Morimoto (1988), nos quais pode-se observar variações nos teores de cálcio e ferro. (A) Diagrama Q-J ($Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ e $J = 2*Na$); (B) Diagrama ternário WEF-Jd-Ae; (C) Diagrama Wo-En-Fs para os piroxênios tipo Quad. 65

Figura 9.8. Perfil composicional para piroxênio da amostra MN-26E em termos dos cátions Fe^{2+} , Mg, Ca e Na. 66

Figura 9.9. Diagrama ternário An–Ab–Or das amostras: (A) 144A; (B) MN-17D;

(C) MN-26A; (D) MN-26E; (E) MN-28A. 67

Figura 9.10. Classificação da clorita segundo o diagrama de Hey (1954), evidenciando composições predominantes de picnoclorita e ripidolita. 68

Figura 9.11. Diagrama $[(\text{Fet} + \text{Mn} + \text{Ti}) - \text{AlVI}]$ versus $(\text{Mg} - \text{Li})$ para classificação das micas segundo Tischendorf (1997). Neste diagrama verifica-se que a mica branca das amostras 144A, MN-26A e MN-26E possuem composição fengítica. 69

Figura 9.12. Diagrama Si versus Cr mostrando o enriquecimento da mica branca da amostra MN-26E em cromo em relação às outras amostras. Nessa amostra há uma sutil tendência de diminuição no teor de Cr com o aumento da Si. 69

Figura 9.12. Diagrama Al versus Fe^{3+} , que demonstra que há reações de troca entre ferro férrico e alumínio (A). Em (B) pode-se observar que tal relação não ocorre em todos os litotipos. 70

Figura 9.13. Diagrama ternário An–Ab–Or para as amostras: (A) MN-01B; (B) MN 71

Figura 9.14. Diagrama $[(\text{Fet} + \text{Mn} + \text{Ti}) - \text{AlVI}]$ versus $(\text{Mg} - \text{Li})$ para classificação das micas segundo Tischendorf (1997). Neste diagrama verifica-se que a mica branca das amostras MN-01B e MN-33B possuem composição muscovítica. 72

Figura 9.15. Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos segundo Leake *et al.* (1997), indicando que no *metachert* ocorre apenas actinolita. 73

Figura 9.16. Mapa composicional de raios X de granada, para os elementos Mn, Mg, Ca, Al e Fe. O teor de Mn decresce, do núcleo em direção à borda, enquanto que os teores de Mg, Ca e Fe aumentam dos núcleos para as bordas. A imagem CP corresponde à imagem por elétrons retroespalhados. 74

Figura 9.17. Perfil composicional em cristal de granada com 0,3 mm de diâmetro, utilizando como parâmetro de comparação os teores das moléculas almandina (Fe), piropo (Mg), grossulária (Ca) e espessartita (Mn). 74

Figura 9.18. Mapa composicional de raios X de granada, para os elementos Mn, Mg, Ca, Al e Fe. O teor de Mn decresce, do núcleo em direção à borda, enquanto que os teores de Mg e Fe aumentam do núcleo para a borda. O Ca varia oscilatóriamente, podendo indicar mudanças no regime bórico durante sua cristalização. A imagem CP corresponde à imagem por elétrons retroespalhados. 75

Figura 9.19. Mapa composicional de raios X de granada para os elementos Mn, Mg, Ca, Al e Fe. O teor de Mn é alto no núcleo do mineral; o teor de Mn oscila em direção à borda, enquanto que os teores de Mg e Fe aumentam do núcleo para a borda. A oscilação do Ca pode A imagem CP corresponde à imagem por elétrons retroespalhados. 76

- Figura 9.20.** Diagrama de Hey (1954) para classificação da clorita das amostras MN-01B, MN-33B e MC-08, indicando composições variando entre a ripidolita e diabantita. 77
- Figura 9.21.** Classificação química da turmalina das amostras MN-01B e MN-33B em diagrama #Mg *versus* Ca/(Ca + Na). 78
- Figura 9.22.** Diagrama Ab–An–Or para classificação de feldspatos. O feldspato dessa amostra é um oligoclásio. 79
- Figura 9.23.** Diagrama [(Fet + Mn + Ti) – AlVI] *versus* (Mg – Li) para classificação das micas segundo Tischendorf (1997). Neste diagrama verifica-se que a mica branca das amostras 144A, MN-26A e MN-26E possuem composição moscovítica. 79
- Figura 9.24.** Diagrama Fe/(Fe + Mg) *versus* IVAI para classificação de biotita, segundo Deer *et al.* (1992). 80
- Figura 9.25.** Diagrama de Hey (1954) – Si *versus* Fe²⁺ + Fe³⁺ para classificação de clorita. As amostras apresentam composições de ripidolita a diabantita. 80
- Figura 10.1.** Diagrama pressão *versus* temperatura obtido através do *software* TWQ 1.02 na amostra 144A; análises no núcleo dos minerais da paragênese magnésiohornblenda + albita + fengita + epidoto + clorita + titanita + H₂O. 83
- Figura 10.2.** Diagrama pressão *versus* temperatura obtido através do *software* TWQ 1.02 na amostra 144A; análises na borda dos minerais da paragênese actinolita + albita + epidoto + fengita + clorita + titanita + H₂O. 84
- Figura 10.3.** Pseudo-seção da amostra MN-22B, campo em verde destacado corresponde à paragênese da rocha, clinozoisita + titanita + muscovita + pargasita + daphnita + albita + actinolita + quartzo + H₂O. XH₂O = 0,9 (modelo de Holland & Powell, 1989). 85
- Figura 10.4.** Diagrama pressão *versus* temperatura obtido através do *software* TWQ 1.02 na amostra MN-26A; análises no núcleo dos minerais da paragênese magnésiohornblenda + albita + fengita + epidoto + clorita + titanita + H₂O. 86
- Figura 10.5.** Diagrama de temperatura *versus* pressão construídos a partir de dados do geotermômetro plagioclásio – muscovita para (A) núcleo; e (B) borda dos minerais. O intervalo de temperatura obtido A B para uma variação de pressão entre 3 a 12 kbar foi de: (A) 329 – 412 °C; (B) 284 – 418 °C. As linhas em verde marcam o campo de pressões encontradas por Willner (2005) na área de estudo. 88
- Figura 10.6.** Pseudo-seção da amostra MN-01B, campo destacado em laranja corresponde à paragênese da rocha, clorita + rutilo + muscovita + paragonita + albita + titanita + H₂O. Em amarelo se encontra as estimativas de temperatura no núcleo nos minerais calculados pelo geotermômetro plagioclásio–muscovita; em

vermelho são encontradas a estimativa para a borda dos cristais. 89

Figura 10.7. Pseudo-seção da amostra MN-26B, campo destacado em amarelo corresponde à paragênese da rocha, actinolita + estilpnomelano + quartzo + albita + muscovita + paragonita + clinocloro + H₂O. 90

Figura 10.8. Gráficos de temperatura versus pressão construídos a partir de dados dos geotermômetros biotita– muscovita (azul) e plagioclásio–muscovita (vermelho) para (A) núcleo; e (B) borda dos minerais. O intervalo de temperatura obtido para uma variação de pressão entre 3 a 12 kbar foi de: (A) 475–600 °C para o par biotita– muscovita e 439 a 601 °C para o par plagioclásio – muscovita; (B) 487 – 676 °C para o par biotita–muscovita e 457 – 612 °C para o par plagioclásio–muscovita. 91

Figura 11.1 Diagrama de Brown (2010) com condições P–T gerais definidas nesse trabalho, demonstrando que os resultados obtidos são coerentes com o que poderia para as rochas de alta pressão e baixa temperatura da Costa do Chile retrometamorfisadas, uma vez que as condições para que a reação de quebra da albita pudesse ocorrer não foram alcançadas. 94

Figura 11.2. Trajetória obtida para metabasitos (seta em vermelho). Diagrama extraído de Yardley (2004). 96

LISTA DE TABELAS

Tabela 9.1. Sumarização das amostras selecionadas para química mineral, sua correlação com a geoquímica e com a estrutura da rocha observada através de petrografia.	58
Tabela 10.1. Abreviações de fases minerais constantes nos diagramas e reações calculadas como <i>software</i> TWQ 1.02.	81
Tabela 10.2. Abreviações de fases minerais segundo em diagramas e reações metamórfica calculada com o <i>software</i> Perplex.	81
Tabela 10.3. Associação mineral observada nos metabasitos selecionados para análise em microsonda eletrônica.	82
Tabela 10.4. Associações minerais descritas nas amostras metassedimentares da Série Ocidental selecionadas para análise por microsonda eletrônica.	87

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 01
ANEXO 02
ANEXO 03
ANEXO 04

1. INTRODUÇÃO

A República do Chile está localizada na porção sudoeste da América do Sul, ocupando uma estreita faixa costeira que se estende por cerca de 4000 km na direção N–S. Sua evolução geológica é resultante diretamente dos efeitos da subducção do Pacífico por sob a Placa Sul Americana e, por este motivo atualmente se desenvolve ali a Cordilheira dos Andes. As rochas que compõem a Pré-Cordilheira (Cordilheira Costeira), importante feição geomorfológica do litoral chileno, também têm sua evolução tectônica intimamente associada à eventos de subducção, porém de componentes diferentes, com acreção de ante-arco, rochas oceânicas e até mesmo terrenos exóticos, o que faz do Chile um lugar apropriado para o estudo de crescimento crustal através de processos acrescionários por tectônica e/ou magmatismo (Pankhurst & Hervé, 2007).

O processo de convergência entre placas tectônicas, quando ocorre entre placas de caráter oceânica e continental, pode resultar em cinturões metamórficos pareados, que são formados devido à dualidade de ambientes térmicos durante o processo colisional; um dos cinturões metamórficos representa a zona de subducção (com geotermas mais frias) e outro representa o arco e retro-arco, ou ainda o *hinterland* orogênico, com geotermas elevadas (Miyashiro, 1961; Oxburgh & Turcotte, 1971; Brown, 2010). Seu reconhecimento como estrutura geotectônica foi descrito por Miyashiro (1961), que identificou a presença de cinturões metamórficos que ocorrem lado a lado espacialmente, sendo um de alta P e outro de baixa P. Desde então, cinturões metamórficos pareados têm sido descritos em diversas localidades ao redor do globo, especialmente na área Circum-Pacífica (Figura 1.1). As ocorrências mais estudadas são os cinturões Ryoke–Sambagawa, no Japão, e o Franciscano, nos Estados Unidos (Miyashiro, 1961; Tagami & Dumitru, 1996; Brown, 1998; Terabayashi & Maruyama, 1998; Takagi & Arai, 2003; dentre outros).

A Cordilheira Costeira aflora continuamente na região central do Chile, expondo rochas que vêm sendo estudadas desde a década de 1960. Atualmente, entende-se que tais estruturas caracterizam um complexo de subducção pré-Andino de idade paleozoica (Hervé *et al.*, 1976; Hervé, 1988) que foi fortemente retrabalhado durante o Mesozoico no norte do Chile, mas que está bem preservado na porção centro–sul do país (Glodny *et al.*, 2005). Entre as latitudes 34° S e 42° S as exposições contínuas destas rochas permitiram que elas fossem agrupadas em dois complexos metamórficos atualmente denominados Série Ocidental e Série

Oriental (Aguirre *et al.*, 1972; Hervé, 1988; Willner, 2005) e representariam as contrapartes de um cinturão metamórfico pareado.

Figura 1.1. Mapa simplificado da região circum-pacífica; áreas em vermelho indicam os cinturões metamórficos pareados de maior importância. Simplificado a partir de Miyashiro (1994).

Este trabalho, intitulado “*Evolução tectono metamórfica dos xistos verdes e metapelitos associados dos arredores da cidade de Licantén, VII Região do Chile, Andes Centrais*”, tem como foco de estudo o estudo da evolução tectono-metamórfica das rochas da Cordilheira Costeira em uma área compreendida entre as cidades de Llico e Licantén, VII Região del Maule, com ênfase às rochas de alta pressão que afloram na região. Além disso, visa dar continuidade ao estudo da evolução metamórfica dos cinturões metamórficos de alta pressão dos Andes de Bustamante & Juliani (2002; 2003), Bustamante (2003; 2008), Jiménez-Mejía *et al.* (2006) e Hyppolito (2007; 2010).

2. OBJETIVOS

O objetivo da realização deste trabalho foi a definição do regime tectônico que resultou na formação das rochas de baixa pressão na Cordilheira Costeira, por meio da caracterização da evolução metamórfica e tectônica (trajetórias P-T-t-d – pressão-temperatura-tempo relativo-deformação). Tal caracterização foi realizada através de petrografia, química mineral e química em rocha total, além de estudos geotermobarométricos. Adicionalmente, o estudo de quimismo de rochas metabásicas, que

ocorrem associadas às rochas metassedimentares no cinturão HP/LT, pode fornecer interpretações a respeito do seu ambiente de formação, assim como ocorrência de eventos de alteração hidrotermal (Pearce & Cann, 1973; Juliani & McReath, 1993), visando contribuir para uma melhor compreensão da evolução geotectônica da região meridional da Cordilheira dos Andes no Paleozoico.

A definição das trajetórias metamórficas e suas correlações com as estruturas tectônicas são fundamentais para o entendimento de como o metamorfismo, o fluxo térmico e a tectônica se interrelacionam (Spear, 1995). A correlação das trajetórias P–T–t–d (pressão–temperatura–tempo relativo–deformação) para as duas séries que compõem o cinturão metamórfico pareado, a hierarquização dos eventos deformacionais por meio de observações petrográficas (microtectônica) e a obtenção de dados geoquímicos, em conjunto com os dados geocronológicos presentes na literatura, são ferramentas fundamentais para o entendimento da evolução tectono–metamórfica de tais complexos, permitindo o estabelecimento de suas diferentes fases da evolução geológica (Smith *et al.*, 1999).

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A localização geográfica da área de estudos deste trabalho pode ser vista na Figura 3.1. Ela está situada a cerca de 220 km ao sul da capital chilena, Santiago, na VII Região del Maule (Chile central), entre as cidades de Llico e Licantén. A principal via de acesso para estas localidades a partir de Santiago é a rodovia J-5; a partir de Pichilemu o acesso pode ser feito por vias secundárias, algumas não pavimentadas.

Os motivos que levaram à escolha desta área específica para a realização dos estudos de mestrado foram: (a) a região entre Tanumé e Constitución representa uma área-tipo do cinturão metamórfico pareado chileno, ou seja, nesta área poderia observar-se todas as feições típicas desta estrutura geológica; (b) há a descrição na literatura (Willner, 2005) de ocorrências de rochas de alta pressão (xistos azuis), que são relativamente de ocorrência rara; (c) trata-se de uma área com poucos estudos de detalhe disponíveis e de fácil acesso; (d) este trabalho complementa os estudos em andamento nos Andes Centrais Chilenos na região de Pichilemu e Tanumé (realizados ao norte da área proposta), o que deverá contribuir para uma interpretação mais ampla dos dados obtidos e para o melhor entendimento da evolução geológica do cinturão metamórfico pareado chileno.

Figura 3.1. Mapa geológico simplificado da área entre Pichilemu e Constitución, área de estudo deste trabalho está destaca com um retângulo preto; dados compilados a partir de SERNAGEOMÍN (2003) e Willner (2005).

4. MÉTODOS

Com o objetivo de alcançarem-se os objetivos propostos para este trabalho, foram aplicados os métodos descritos a seguir.

4.1. Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico teve por objetivo ampliar o conhecimento relacionado aos temas abordados neste trabalho, o que compreende assuntos como a geologia da área de estudo e referências a respeito da evolução metamórfica e tectônica de outras ocorrências de terrenos com características semelhantes ao estudado. Além disso, foram coletadas informações relacionadas aos métodos analíticos aplicados, como por exemplo calibrações geotermobarométricas, e também sobre procedimentos de classificação de minerais.

Essa etapa foi contínua durante todo o desenvolvimento desta pesquisa, e baseada em material disponível nas bibliotecas da Universidade de São Paulo, além de publicações

encontradas em bases de dados da internet tais como SciELO, ProBE, ScienceDirect e Web of Science.

4.2. Trabalhos de campo

Nos anos de 2005 e 2007, foram realizados trabalhos de campo pelo orientador deste trabalho, Prof. Dr. Caetano Juliani, ocasião na qual foi realizado o reconhecimento regional da região de Licantén, o que inclui o balneário de Iloca. Nessas oportunidades foram amostrados xistos verdes e rochas associadas para estudos geoquímicos e geotermobarométricos que foram aproveitadas neste trabalho. Uma etapa de campo posterior foi realizada em março de 2011 para a obtenção de dados estruturais e coleta de amostras, na qual foi mantida a sistemática de amostragem adotada nas etapas anteriores já realizadas, embora existam diferenças no sistema de nomenclatura de afloramentos.

Apesar de estar inserida na região considerada área tipo do cinturão metamórfico pareado, a área de estudo se mostrou pobre em exposições rochosas. Apenas 41 afloramentos foram descritos, nos quais houve a coleta de 54 amostras. A maior parte dos afloramentos e das amostras coletadas se refere à Série Ocidental, devido à sua melhor exposição em afloramento, assim como também por apresentar menos alteração intempérica. A Série Oriental, quando exposta, apresenta afloramentos com estados de alteração avançados (Figura 4.1).

As amostras foram nominadas conforme a nomenclatura de afloramento utilizado em cada trabalho de campo e, quando necessário, discriminadas por letras (A, B, C, etc.), em casos de mais de uma amostra coletada. Nos campos conduzidos em 2005 e 2007, as amostras foram nomeadas apenas de acordo com o número do afloramento; no campo conduzido em 2011, o prefixo MN- foi acrescentado ao número do afloramento.

Os dados de geologia estrutural foram obtidos com bússola tipo Clar, e posteriormente tratados através do *software* OpenStereo.

4.3. Petrografia

O estudo petrográfico foi realizado a partir de um conjunto de 55 seções delgadas, com espessura padrão de 30 μm , confeccionadas no Laboratório de Laminação do IGc-USP.

Figura 4.1. Aspecto de campo de afloramento da Série Oriental, geralmente muito intemperizados, muitas vezes não permitindo a obtenção de dados e amostras para os estudos petrográficos e de química mineral.

A caracterização petrográfica por luz refletida teve por objetivo a identificação da associação mineralógica das amostras, suas paragêneses, estruturas e relações texturais entre minerais, identificação e definição de grau metamórfico, as relações temporais relativas entre eventos tectônicos deformacionais e metamorfismo. A petrografia foi também essencial para a seleção de amostras para os estudos geoquímicos e geotermobarométricos.

As descrições foram feitas utilizando-se microscópios Olympus BX40 do Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica. As fotomicrografias foram obtidas com câmera Olympus E330 acoplada a um microscópio Olympus BXP50, no Laboratório de Óptica do IGc-USP.

4.4. Estudos Geoquímicos

Os estudos de geoquímica foram conduzidos em amostras de metabasitos selecionados, com a intenção de obter informações sobre a química de seu protolito e sobre seu ambiente tectônico de geração, além de obter informações sobre os processos hidrotermais associados.

Foram selecionadas sete amostras, segundo os critérios de composição do protolito (foram escolhidas apenas rochas ígneas de caráter básico), sem ou com alteração intempérica, e representatividade para este estudo. Foram descartadas aquelas com alteração intempérica

incipiente. Rochas com vênulas de quartzo foram mantidas, porém procurou-se eliminá-las durante a preparação para que estas não interferissem no resultado das análises químicas.

A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do IGC-USP. Nessa etapa, as amostras foram lavadas e todas as superfícies onde algum indício de alteração fosse observado foram eliminadas com o auxílio da serra ou da prensa. Após uma primeira fragmentação utilizando-se a prensa, as amostras foram pulverizadas em moinho de carboneto de tungstênio. Após a etapa de preparação, cerca de 40 gramas do pó de cada amostra foi enviado ao laboratório ACME (Vancouver, Canadá), onde foram feitas análises de elementos maiores, menores e traço, o que corresponde ao pacote 4A+4B desse laboratório.

A metodologia para aquisição dos dados de elementos maiores foi aquela de fusão total de aproximadamente 200 mg de amostra com metaborato/tetraborato de lítio e dissolução com ácido nítrico diluído, para posterior análise por espectrometria de emissão (ICP-ES). O LOI (*loss on ignition*) foi calculado como sendo a diferença entre o peso da amostra antes e após o aquecimento a 1000 °C. Para determinação de elementos traços, 200 mg de amostra foi fundida totalmente com metaborato/tetraborato de lítio e dissolução com ácido nítrico. A análise é feita por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS). O tratamento dos dados foi feito com a utilização dos softwares GCDKit (Janousek *et al.*, 2006) e Excel.

4.5. Química mineral

Os estudos de química mineral foram realizados em amostras selecionadas após realização dos estudos petrográficos; foram priorizadas as amostras que apresentavam paragênese adequada para estudos geotermobarométricos, sem alterações que pudessem comprometer os resultados obtidos, além da disposição geográfica e da representatividade do litotipo analisado dentro da área de estudo. Ao todo, foram analisadas onze amostras, sendo seis rochas metabásicas e cinco rochas metassedimentares.

As secções polidas foram confeccionadas com espessura de cerca de 40 µm, metalizadas com carbono em câmara de vácuo, e a caracterização mineralógica em microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi feita no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp). O equipamento consiste em um microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 430i com

EDS acoplado, através do qual foram obtidas análises semi-quantitativas em onze amostras, assim como também imagens de elétrons retro-espalhados.

Foram obtidas análises pontuais de química mineral nas mesmas seções delgadas polidas escolhidas para o estudo em MEV em microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA 8200 com EDS (*Energy Dispersive System*) acoplado no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL), Portugal. As condições de análise foram: voltagem de aceleração 15 kV, corrente 10 nA, e diâmetro de feixe de elétrons de 5 µm. Além de análises pontuais também foram obtidos mapas composicionais em três amostras, buscando a melhor compreensão de variação composicional em granada e anfíbólio.

O tratamento dos dados foi feito utilizando-se o *software* Excel. A autora deste trabalho desenvolveu suas próprias planilhas de cálculo de distribuição catiônicas seguindo as regras mais aceitas internacionalmente para o cálculo de cada mineral.

Uma publicação referente ao estudo de química mineral de turmalinas da região está sendo preparado, visando a caracterização de sua composição química e a compreensão de seus processos de formação. Um primeiro rascunho de tal artigo pode ser encontrado no Anexo I.

4.6. Geotermobarometria

As estimativas de pressão e temperatura foram feitas utilizando-se de planilhas de cálculos, como o GPT (Réche & Martinez, 1996), e de *softwares*, como o PERPLEX (Connolly & Petrini, 2002; Connolly, 2009) e TWQ, versões 1.02 e 2.02b (Berman, 1991).

Os cálculos geotermobarométricos utilizando o *software* TWQ e as planilhas de cálculo foram realizados em pares ou associações minerais que refletem mudanças composicionais a partir das quais é possível estimar pressão e temperatura de metamorfismo de uma determinada rocha, uma vez que a geotermobarometria assume que a variação composicional observada em pares ou assembléias minerais é função da pressão e temperatura. Os pares utilizados foram definidos através de estudos petrográficos, em função da relação entre blastese mineral e foliação metamórfica. Apesar de onze amostras terem sido estudadas em microsonda, foi possível obter resultados em apenas quatro amostras através de TWQ, uma vez que por vezes a associação mineralógica não era adequada para este tipo de estudo.

As pseudo-seções foram obtidas utilizando-se o *software* PERPLEX (Connolly & Petriní, 2002; Connolly, 2009), o qual é uma base de dados internamente consistente com atualizações recentes e de uso comum para a geração e o entendimento dos diversos diagramas de fases. A grande importância na geração de pseudo-seções deve-se ao fato de ser uma das mais recentes ferramentas usadas para a interpretação de dados provenientes de rochas metamórficas, ferramenta esta ainda em estágio inicial de utilização nas pesquisas brasileiras. Com o uso deste programa, podem-se fazer estimativas de pressão e temperatura de uma rocha a partir de sua composição total. Para este tipo de análise, foram selecionadas nove amostras.

5. CONTEXTO GEOLÓGICO DO CHILE CENTRAL

A geologia do Chile pode ser dividida em três entidades geotectônicas principais: (a) a Cordilheira Costeira, constituída por rochas metamórficas paleozoicas com granitos paleozoicos a mesozoicos associados, (b) o Vale Central, também denominado de Depressão Central, preenchido por sedimentos mesozoicos a quaternários e, (c) a cadeia de montanhas dos Andes, cujo soerguimento data do Mioceno, mas que continua a se elevar ainda hoje (Pankhurst & Hervé, 2007). Neste subitem serão destacados apenas os aspectos relacionados à formação e evolução da Cordilheira Costeira.

Na região central do Chile, entre os paralelos 34° S e 42° S afloram rochas metamórficas (Figura 5.1) que, nas primeiras descrições geológicas, foram interpretadas como sendo o embasamento cristalino, de idade Pré-Cambriana (Ruiz, 1965). Porém, após a obtenção dos primeiros dados geocronológicos em ardósia da praia de Pichilemu foi observado que os metamorfitos eram na realidade rochas mais jovens. Nestas, González-Bonorino (1967) obteve idades de 210 Ma pelo do método K–Ar em rocha total.

Após González-Bonorino (1971) estudarem detalhadamente a região entre Pichilemu e Constitución, que atualmente é considerada por muitos autores área-tipo do cinturão metamórfico pareado, foi reconhecida a presença de séries com diferentes evoluções tectono–metamórficas, às quais ele denominou de Curepto, Nirivilo e Pichilemu. Porém, no ano seguinte, uma nova interpretação foi feita para a mesma área e o embasamento pré-Andino foi subdividido por Aguirre *et al.* (1972) nas séries Ocidental e Oriental, sendo que a Série Ocidental constituiria um cinturão de fácies metamórfica de alta pressão, enquanto que a Série

Figura 5.1. Mapa geológico da região entre 34° S e 42° S, mostrando a continuidade dos afloramentos entre os paralelos 34° S e 42° S, segundo Willner *et al.* (2004). Área de estudo deste trabalho está destaca em vermelho.

Oriental teria sido gerada em regime de baixa pressão, configurando assim um cinturão metamórfico pareado, conforme o descrito por Miyashiro (1961).

A Série Ocidental encontra-se estratigraficamente sotoposta à Série Oriental. Ela é composta por intercalações de rochas de origem oceânica, incluindo *metacherts*, metabasitos e serpentinitos, com rochas de proveniência continental, notadamente metaturbiditos, metagrauvacas e metapelitos. Todas essas rochas estão fortemente deformadas. O pico de metamorfismo registrado na região entre Pichilemu e Concepción é de 7–11 kbar, com temperaturas entre 350–400 °C (Willner, 2005), o que classificaria esta série como sendo de alta pressão e baixa temperatura.

Já a Série Oriental, que seria considerada como a contraparte de baixa P e alta T do cinturão metamórfico pareado, é constituída por sequências turbidíticas compostas por metagrauvacas e metapelitos. A ausência de rochas de origem oceânica é o principal critério para a distinção de ambas as séries (Godoy & Kato, 1990; Glodny *et al.*, 2005). Na região estudada observa-se que a Série Oriental sofreu novo episódio de metamorfismo em condições de alta temperatura e baixa pressão (400–720 °C, $3,0 \pm 0,5$ Kbar), com pico térmico pós-cinemático, relacionado com a intrusão de um batólito cálcio-alcálico há cerca de 300 Ma (Hervé *et al.*, 1984; Willner *et al.*, 2005). Isso resultou na obliteração das condições metamórficas sin-tectônicas de formação da Série Oriental, desconhecidas até o momento.

Willner *et al.* (2005) foi o primeiro e único a obter datações mais precisas para as rochas da Cordilheira Costeira utilizando o método Ar–Ar. Assumindo temperaturas entre 350–420 °C como sendo de fechamento de mica branca, estes autores interpretam as idades da Série Ocidental de 292 ± 1 Ma a 308 ± 1 Ma como referentes às idades do pico metamórfico, enquanto que as da Série Oriental (entre 296 ± 2 Ma e 301 ± 1 Ma) são interpretadas como o período de resfriamento, o que indica que o processo geológico que atuou na área ocorreu ainda até o Permo-Carbonífero. Hervé *et al.* (2013) demonstraram através da análise de U–Pb (SHRIMP) em zircão de rochas metassedimentares que a Série Oriental se depositou antes da Série Ocidental; os zircões mais jovens em cada unidade (345 Ma –Oriental, 307 Ma – Ocidental) são considerados pelos autores como sendo de idade próxima à de sedimentação das rochas das respectivas unidades; acredita-se também que a fonte dos sedimentos sejam os cinturões orogênicos Pampeano e Famatiniano (Argentina).

Ainda não há consenso sobre o contato entre as séries; em geral, pode ser definido por uma falha geológica (Zona de Cisalhamento Pichilemu), porém na região do paralelo 35°30' S e a sul desta pode ser observado contato gradacional (Hervé *et al.*, 2007; Willner *et al.*, 2009).

Ernst (1975) denominou o contato entre as séries de *Coastal Range Suture*, que representaria um limite de convergência de placas. Em um perfil realizado no Rio Maule, ao sul da área de estudo deste trabalho, Richter *et al.* (2007) analisaram a geologia estrutural do cinturão metamórfico pareado, e seus resultados indicam que ao longo do perfil há um suave e contínuo aumento da magnitude dos esforços de leste para oeste, evidenciado pelo contínuo desenvolvimento de dobras verticais, que passam, da Série Oriental para a Série Ocidental, a dobras sub-horizontais e recumbentes, com uma transposição pela foliação horizontal. Com isso, foi inferido que as séries não estão divididas por uma falha, e que as Séries Oriental e Ocidental, na região estudada, tiveram uma evolução geológica contínua. Willner *et al.* (2005) apontam a possibilidade de que a zona de cisalhamento que divide as duas séries entre os paralelos 34° S e 35°30' S seja posterior à acreção, o que acarretaria na possibilidade de que os resultados encontrados por Richter *et al.* (2007) pudessem ser válidos para uma área mais extensa da Cordilheira Costeira.

Richter *et al.* (2007), utilizando como base o modelo de linhas de fluxo de Feehan & Brandon (1999) e Ring *et al.* (1999), sugerem um modelo de evolução geológica da área para explicar o aumento da deformação observado. Segundo esses autores, as rochas da Série Oriental foram frontalmente acrescidas antes de 300 Ma, promovendo o encurtamento horizontal e o desenvolvimento de dobras verticalizadas. Há aproximadamente 300 Ma o modo de acreção teria mudado para a acreção basal, de forma que as rochas da Série Ocidental teriam sido colocadas embaixo da cunha acrescionária e metamorfisadas em condições de alta pressão. Com isso, os autores concluem que as duas séries pertencem ao cinturão acrescionário pré-Andino do Chile, e as diferentes evoluções P–T–t–d apenas refletem as diferenças no modo de acreção ao longo do tempo (Figura 5.2).

6. GEOLOGIA LOCAL

Neste item será apresentada uma descrição dos litotipos encontrados na área de estudo, sob os aspectos de suas estruturas e texturas, contatos geológicos entre unidades (quando observados), dados de geologia estrutural, assim como foram observados em campo. Informações específicas acerca da associação mineralógica e relações microtexturais entre minerais serão discutidas no capítulo 7 (Petrografia).

Figura 5.2. Evolução tectônica proposta por Richter *et al.* (2007) para a cunha acrescionária, de acordo com o modelo de *flow-lines* de Feehan & Brandon (1999) e Ring *et al.* (1999). Em (a) acreção frontal na Série Oriental antes de 300 Ma. O material é arrastado horizontalmente ao longo da cunha e o acamamento é deformado por dobras de plano axial vertical, causadas pelo encurtamento na direção leste-oeste. Em (b) acreção basal, evidenciado pelo metamorfismo de alta pressão nas rochas da Série Ocidental. Com a mudança do tipo de acreção também há alteração do comportamento das linhas de fluxo, havendo encurtamento vertical indicando por foliação sub-horizontal. A consistente orientação da placa subductada obtida pelos indicadores cinemáticos, além da vergência para oeste das dobras geradas em porções profundas da cunha, sugere considerável tração basal, que levou ao imbricamento de partes da crosta oceânica em subducção. Nota-se que na Série Ocidental as estruturas relacionadas à S_1 ocorrem apenas como relíquias.

Para facilitar a compreensão, as rochas foram divididas entre pertencentes à Série Ocidental ou Oriental, utilizando-se como base o mapa de Willner (2005), e serão descritas segundo seu litotipo, sendo especificada a localização de coleta das amostras ao longo do texto. A nomenclatura de afloramentos mencionada neste capítulo (assim como nos capítulos posteriores) segue o padrão definido durante o trabalho de campo.

6.1. Série Ocidental

6.1.1. Metabasitos

Os metabasitos foram observados na porção oeste da área de estudo, sempre próximos à costa, não sendo registrada nenhuma ocorrência fora dessa zona (Figura 6.1). Apesar da maioria dos afloramentos estar situada na praia, com interação constante com o oceano, eles estão frescos, permitindo uma boa visualização das estruturas. Podem-se encontrar

afloramentos decamétricos desse tipo de rocha (Figura 6.2) e intercalações nos metassedimentos com até poucos centímetros de espessura.

Foram estudados 6 afloramentos de metabasitos: 144, MN-17, MN-22, MN-25, MN-26, MN-28. Não há um padrão estrutural e nem textural único que possa descrever essas ocorrências; tanto as estruturas quanto as texturas variam de acordo com cada exposição rochosa. Por isso, cada afloramento será descrito neste trabalho separadamente, uma vez que essa heterogeneidade é significativa e descrever todos os afloramentos como um conjunto seria prejudicial para a discussão dos resultados e interpretações resultantes desses.

Figura 6.1. Mapa esquemático da região entre Llico e Licantén, pontos em amarelo indicam localização das amostras de metabasitos descritas.

Os afloramentos 144 e MN-22 correspondem a um afloramento em laje, situado na praia de Lipimávida (Figura 6.2; Figura 6.3A). É um afloramento decamétrico e relativamente homogêneo. Não foi possível observar contatos com outros litotipos ou grandes variações em

seu aspecto macroscópico. A rocha apresenta cor verde-pistache, granulação média, e está levemente foliada. Há algumas bandas com espessura centimétrica que possuem uma típica cor verde-acinzentada, o que pode estar relacionado com mudança na mineralogia (Figura 6.3B).

Veios de quartzo concordantes com a foliação estão presentes, e por vezes evidenciam a presença de pequenas dobras intrafoliais. Em locais onde os veios de quartzo estão expostos é possível verificar a presença de *mullions*.

Figura 6.2. Afloramento de xisto verde na praia de Lipimávida.

Figura 6.3. (A) Aspecto do afloramento MN-22B, evidenciando o aspecto homogêneo da rocha; (B) Veio de quartzo leitoso paralelo à Sn; nessa foto pode ser vista também uma leve diferença de coloração na rocha, que pode estar relacionada à diferença de mineralogia. O leitos verde-claros descontínuos são enriquecido em minerais do grupo do epidoto.

O ponto MN-17, situado na praia de Infernillo, em Lipimávida, corresponde a um afloramento nunca antes descrito na região. Nele foi identificada uma sequência vulcânica, com diversas estruturas que auxiliam na interpretação a respeito da origem dessas rochas.

Em geral trata-se de metatufos a aglomerados vulcânicos com variação gradacional no conteúdo de fragmentos, com intercalações de rochas mais homogêneas (Figura 6.3A; Figura

6.3B), e presença de uma estrutura interpretada como relíquias de *pillow lavas*. Segundo a classificação de rochas vulcanoclásticas de Schmid (1981), foram observadas variações entre tufos finos (fragmentos menores que 0,062 mm), tufos grossos (fragmentos entre 2 e 0,062 mm), lúpili-tufos (fragmentos entre 64 e 2 mm) e aglomerados vulcânicos (fragmentos > 64 mm). Na base da sequência, há uma rocha de cor preta maciça com aspecto macroscópico similar a de um dique (Figura 6.3C), porém não foi possível inferir mais detalhes apenas com trabalhos de campo.

As estruturas de *pillow lavas* observadas nessas rochas apresentam entre 15 a 35 cm de comprimento e até 10 cm de altura, e em seu núcleo esverdeado existe grande quantidade de vesículas (Figura 6.3D). O material *interpillow* é fino, de cor cinza-azulada.

Não foram observadas camadas de rochas de origem sedimentar intercaladas nessa sequência, como ocorrem em outras localidades (p.ex. Praia de Infernillo – Pichilemu, Hyppolito (2007)).

Figura 6.3. (A) Vista parcial do afloramento MN-17, evidenciando a variação gradacional no conteúdo de fragmentos vulcânicos (mais escuros) na matriz da rocha (verde); (B) detalhe da foto A,

região com fragmentos vulcânicos maiores que 64 mm; **(C)** camada de rocha mais escura na base da sequência de rochas, aparentemente um dique deformado e metamorfozido; **(D)** estruturas interpretadas como *pillow lavas* (verde) e material *interpillow* mais escuro.

O ponto MN-25, situado na praia de Iloca, corresponde a um afloramento onde o metabasito está intercalado com quartzo micaxistos (Figura 6.4A); porém é provável que essa relação de contato observada em campo não represente a relação original (S_0) entre os sedimentos e a rocha vulcânica. O leito de metabasito, com poucos centímetros de espessura, foi observado apenas numa porção da pilha metassedimentar. A sua cor verde-pistache a torna bem distinguível das rochas metassedimentares, evidenciando estruturas de dobramento e possível transposição de foliação (Figura 6.4B).

Figura 6.4. **(A)** Afloramento MN-25 na praia de Iloca, onde é possível observar intercalação de rocha metassedimentar e rocha metabásica, inclusive feições de dobramento; **(B)** amostra coletada neste local, mostrando o contato entre o metabasito (verde) e quartzo micaxisto (cinza-escuro).

O ponto MN-26, um afloramento em corte de estrada de proporções decamétricas localizado em Iloca, corresponde à uma sequência de intercalações entre metabasitos e *metachert* (Figura 6.5). A camada na parte inferior é um xisto verde com espessura estimada em cerca de 2 metros. Apresenta cor verde-pistache, granulação grossa, aspecto homogêneo e é macroscopicamente maciço.

A rocha que aflora na porção superior também é um xisto verde. Sua cor é verde-pistache e sua granulação muito fina ($< 0,5\text{mm}$) o distingue a outra camada, bem como a presença de uma foliação S_n bem pronunciada, o que sugere, numa primeira interpretação, ser

a primeira derivada de uma rocha ígnea plutônica, enquanto essa representaria vulcanoclásticas máficas muito finas. No contato entre o xisto verde fino foliado e o *metachert* ocorre uma camada de alguns centímetros de espessura de uma rocha de granulação grossa, com cristais de anfibólio bem desenvolvidos (Figura 6.6). Essa camada também apresenta composição básica, mas texturalmente é diferente dos demais metabasitos do afloramento. Alguns veios de quartzo, posteriores ao evento tectônico principal, cortam todo o pacote de rochas.

Figura 6.5. Perfil esquemático do afloramento MN-26, ilustrando as relações entre os litotipos observados em campo.

Figura 6.6. Contato entre metachert e metabasito (linhas tracejadas), camada de granulação mais grossa entre elas (Ponto MN-26).

No ponto MN-28, descrito à margem da rodovia J-60 ao sul de Iloca, foi observada uma pequena ocorrência de xisto verde em tálus. Muito embora as rochas desse afloramento não esteja em sua posição original, foi inferido que sua área-fonte não estava distante. Essa rocha, milonítica, de cor verde-pistache e com porfiroblastos de albita dispersos numa matriz fina, apresenta relação com uma rocha metassedimentar, embora não foi possível observar o contato entre ambos os litotipos.

Apesar de não haver muitos pontos plotados ($n=12$), podemos observar com o auxílio de um estereograma (Figura 6.7) que as camadas de metabasitos têm atitude aproximada NNW–SSE com caimento tanto para leste quanto para oeste, com uma foliação de baixo ângulo. Dois afloramentos resultam em direção ligeiramente diferente (MN-22 e MN-25), embora devido à quantidade de dados não é possível avaliar se há um significado geológico para este comportamento diferenciado.

Figura 6.7. Dados de atitudes das camadas de metabasitos, com os círculos máximos e os pólos plotados ($n=12$). Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

6.1.2. Metassedimentos

As rochas metassedimentares da Série Ocidental afloram em toda porção destacada em lilás na Figura 6.8, porém as melhores exposições estão junto à costa, onde afloramentos de proporções decamétricas com pouca alteração permitem a melhor observação da geologia

local. Ao todo foram descritos 23 afloramentos, sendo que a alteração intempérica é maior quanto mais afastado da costa o ponto se encontra.

Figura 6.8. Mapa esquemático da região entre Llico e Licantén, pontos em amarelo indicam localização das amostras de rochas metassedimentares descritas na Série Ocidental.

As rochas descritas na praia de Llico e arredores correspondem a um litotipo de cor cinza brilhante (Figura 6.9A), fortemente deformado com uma foliação S_n pronunciada e crenulada pela S_{n+1} . É comum a ocorrência de bandas com concentração de porfiroblastos arredondados pretos, e bandas micáceas com raros porfiroblastos (Figura 6.9B). Além disso, camadas de quartzo leitoso na direção da foliação são comuns.

Vênulas tardias com centímetros de espessura estão presentes, tendo como principal característica serem discordantes em relação à foliação principal (Figuras 6.9C, 6.9D). Embora a maioria dessas estruturas aparente estar indeformada, alguns veios são discordantes

da foliação, mas também foram deformados junto com a rocha hospedeira, o que sugere que se tratam de várias gerações de veios de quartzo.

Figura 6.9. (A) Aspecto macroscópico das rochas da região de Llico, onde é possível ver as vênulas de quartzo leitoso intercaladas e deformadas na foliação principal; (B) Fotografia mostrando banda onde há concentração de porfiroblastos e banda micácea com raros porfiroblastos; (C) Veios de quartzo discordantes da foliação principal, com diferentes espessuras; (D) Veio de quartzo discordante da foliação Sn, porém deformado.

Diques de rocha sub-vulcânica orientados segundo NNE, com até dois metros de espessura, são frequentemente observados cortando rochas metassedimentares (Figura 6.10A). Os diques apresentam megacristais de plagioclásio e comumente têm vesículas. O contato entre as unidades é retilíneo (Figura 6.10B), e não há indícios de eventos deformacionais posteriores que afetaram o conjunto. Esses diques são pós-tectônicos e não guardam relação com a evolução geológica do cinturão metamórfico pareado.

Figura 6.10. (A) Aspecto geral da relação entre o dique e o xisto; linha tracejada amarela indica o contato entre as unidades; (B) Visão em *close-up* do contato entre o dique e a rocha metassedimentar.

Um perfil na estrada Llico–Lipimávida resultou na descrição de rochas filíticas e xistosas compostas principalmente por quartzo e mica, sem a presença de porfiroblastos. Ao longo da sequência há variação na granulação das rochas e nos teores de quartzo e mica, variando, portanto, de quartzo micaxistos a quartzitos micáceos. Porém, estes afloramentos se apresentam muito alterados intempericamente, impedindo a observação de estruturas ao microscópio.

Um pouco mais ao sul, na vila de Duao, existem grandes exposições junto à costa de um litotipo de cor cinza-escuro (Figura 6.11A), com grande variação na granulação e na composição, em especial na proporção entre mica e quartzo. Devido a essa variação, nas camadas mais ricas em quartzo podem-se observar pequenas feições sigmoides (Figura 6.11B), assim como dobras intrafoliares. Assim como em outros afloramentos, veios de quartzo leitoso estão paralelizados em relação à foliação S_n ; localmente podem formar *mullions* e até mesmo *boudins* (Figura 6.11C) devido à forte deformação. Veios de quartzo leitoso posteriores também estão presentes, alguns retilíneos, indicando terem se formado em fraturas.

Litotipo semelhante aflora na praia de Iloca, apresentando, assim como em Duao, muitos veios de quartzo leitoso orientados paralelamente à foliação S_n (Figura 6.12A) e veios posteriores, mais finos, discordantes da foliação S_n . Porém, nesta localidade, podem-se observar intercalações com centímetros de espessura de metabasitos, esses já descritos no item 6.1.1 (Fig. 6.5A e Fig. 6.5B).

Figura 6.11. (A) Grande exposição de rochas metassedimentares no costão em Duao; (B) camada mais grossa, rica em quartzo, com formas sigmoidais, o que não é visível na porção mais fina; (C) *boudins* de veio de quartzo paralelo à foliação; (D) vênulas de quartzo leitoso preenchendo fraturas de tensão na rocha.

Também em Iloca, observa-se uma sequência de intercalações entre metabasitos e uma camada de *metachert* maciço. Nesta última, a diferença na cor das bandas ajuda a destacar a presença de dobras intrafoliais na base, próximo ao contato com o metabasito inferior (Figura 6.12B). Em alguns locais, observa-se uma “capa marrom”, composta por estilpnomelano.

Um segundo perfil geológico foi levantado na rodovia J-60, às margens do Rio Mataquito. Apesar do forte intemperismo, pode-se reconhecer uma sequência de quartzo micaxistos finos, com proporção variada entre quartzo e mica, além de porfiroblastos pretos arredondados associados à camada micácea. Esses são semelhantes aos xistos descritos em Llico. Localmente, próximo ao contato com a Série Oriental, foi encontrada uma camada com centímetros de espessura de granada quartzito, porém não foi possível observar o contato

desta ocorrência com as rochas ao redor. Tal litotipo só havia sido encontrado, na mesma área, na região de Duao, e portanto acredita-se que seja de ocorrência restrita na área.

Figura 6.12. (A) Aspecto da rocha metassedimentar do ponto MN-25, com veios de quartzo estirados paralelos à foliação; (B) dobras intrafoliais no *metachert*, próximo ao contato com o xisto verde.

As camadas possuem atitudes variadas, NW–SE e NE–SE, com mergulhos de baixo ângulo. A quantidade de dados obtidos em campo ($n=44$), em relação ao tamanho da área amostrada, não permite maiores interpretações (Figura 6.13).

Figura 6.13. Dados de atitudes de camadas medidas em campo e plotados em estereograma como círculos máximos e pólos de atitude de camadas medidas. Para as rochas metassedimentares da Série Ocidental ($n=44$). Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

6.2. *Série Oriental*

A observação em campo de rochas da série Oriental é difícil, pois além do número restrito de afloramentos, as rochas estão muito alteradas quando afloram, o que dificulta a obtenção de dados de qualidade, sejam eles estruturais ou texturais. Em alguns casos até mesmo a mineralogia não pode ser estimada. Foram observados apenas 11 afloramentos, em sua maioria com avançado grau de alteração intempérica (Figura 6.14).

Figura 6.14. Mapa esquemático da região entre Llico e Licantén, pontos em amarelo indicam localização das amostras de rochas metassedimentares descritas na Série Oriental.

Na região do Lago Vichuquén e da Laguna Torca foram descritos nove afloramentos. Predominam xistos finos, com S_n ainda preservada, com intercalação de bandas mais claras e bandas mais escuras. Devido ao intemperismo, tanto as bandas claras quanto escuras já estão

em estado extremo de alteração, não permitindo a identificação de sua mineralogia macroscopicamente.

Porfiroblastos de sulfeto (possivelmente pirita) com até 1 cm estão presentes em diversos dos pontos, e aparentemente não foram afetados pela tectônica, pois são idioblásticos e não apresentam orientação preferencial (Figura 6.15A).

A amostra coletada no ponto MN-09 possui feições estruturais que indicam uma alta intensidade na deformação, tais como pares S-C e *microlithons*. Dada a localização do ponto, é possível que esta amostra represente as rochas afetadas pela falha de Pichilemu, posterior ao evento que gerou o cinturão metamórfico pareado, e que corta a área de norte a sul.

Figura 6.15. (A) Porfiroblastos idioblásticos de sulfeto em matriz micácea; (B) feições que denotam grande deformação, tais como pares S-C e *microlithons*, na amostra MN-09A.

Bem próximo à cidade de Licantén, à beira da rodovia J-60, foram amostrados dois pontos. Apesar da alteração, é possível observar xistos, de granulação fina a média, onde bandas micáceas e bandas quartzosas se alternam. Na banda micácea estão presentes porfiroblastos de mica, aparentemente orientadas segundo a foliação S_n e, localmente, estauroлита, com até 8 mm de comprimento (Figura 6.16). A foliação principal está crenulada por um evento S_{n+1} . Nesta região, veios de quartzo de com metros de espessura estão presentes, todos posteriores à deformação principal.

Figura 6.16. Amostra MN-35A, após ser serrada foi possível observar a presença de porfiroblastos de mica e estaurolita e a presença de uma S_n crenulada por S_{n+1} .

Onde foi possível tomar medidas estruturais com certo grau de confiança, verifica-se que as camadas apresentam direção NNE–SSW predominante, com mergulho para SE (Figura 6.17). Apenas algumas medidas feitas indicaram uma orientação diferente, embora seja possível que, devido ao grau de alteração dos afloramentos, se trate de resultados espúrios.

Figura 6.17. Dados de atitudes de camadas medidas em campo e plotados em estereograma como círculos máximos e polos de atitude de camadas medidas. Para as rochas metassedimentares da Série Oriental ($n=20$). Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

7. PETROGRAFIA

Neste capítulo será apresentada a descrição microscópica das rochas descritas no capítulo anterior. Foram descritas 55 seções delgadas, entre rochas metabásicas e metassedimentares, buscando a identificação e caracterização da associação mineralógica das amostras e suas paragêneses, estruturas e relações texturais entre minerais, identificação e definição de grau metamórfico, relações temporais relativas entre eventos tectônicos deformacionais e metamorfismo. As amostras foram agrupadas, quando possível, de acordo com suas características e associações mineralógicas.

As abreviações utilizadas para nomenclatura dos minerais são as recomendadas por Kretz (1983).

7.1. *Série Ocidental*

7.1.1. *Metabasitos*

Metabasitos portadores de associação mineral típica da fácies xisto verde foram descritos em todas as localidades estudadas, com exceção de uma amostra de Iloca. As rochas são constituídas por actinolita (10 – 50%), albita (5 – 45%), clorita (5 – 30%), minerais do grupo do epidoto (<5 – 35%) e titanita (<10%). Mica branca (<5%) e opacos estão presentes em algumas amostras, assim como o quartzo, cuja ocorrência relaciona-se apenas a vênulas paralelizadas à foliação S_n , o que indica sua introdução durante o metamorfismo. A grande variação na quantidade de cada mineral nas amostras pode ser considerada como inerente a diferenças de composição química no protolito dessas rochas. Devido a diferenças texturais e de proporção entre os minerais, os pontos serão descritos separadamente, com o intuito de facilitar a compreensão da geologia da área.

Nas rochas de Lipimávida, a foliação S_n é caracterizada pela orientação de cristais de anfibólio e epidoto (Figura 7.1A). Não é possível observar-se crenulação nessas rochas e também não estão presentes estruturas relacionadas a deformações anteriores. A textura predominante é nematoblástica; em alguns locais podendo ser porfiroblástica com matriz nematoblástica (porfiroblastos de epidoto).

O anfibólio, mineral que compõe entre 20 a 30% da rocha, apresenta pleocroísmo verde-claro a verde-azulado. Os cristais geralmente são prismáticos, idioblásticos a subidioblásticos, com poucas inclusões e com comprimento de até 0,6 mm. Ao microscópio

não é possível identificar zonamento óptico, embora em alguns locais específicos seja notado que alguns grãos têm uma coloração mais azulada, o que poderia refletir diferenças composicionais.

Os grãos de plagioclásio (10 a 15% volume), caracterizado opticamente como albita, não ultrapassam os 0,4 mm de comprimento. Seu hábito é subidioblástico a xenoblástico, não possuem inclusões, e sua ocorrência em lâmina associa-se com anfibólio e epidoto.

A clorita, com teores de 15 a 30% vol., pode também concentrar-se em algumas bandas, enquanto outras estão empobrecidas nesse mineral. A granulação é variada, com cristais de 0,1 até 0,6 mm. Aparentemente está em desequilíbrio com o epidoto (Figura 8.1B).

Os minerais do grupo do epidoto têm cor amarela, hábito prismático, estando disseminado na rocha em teores variados, com bandas muito ricas alternadas com outras com pouco volume. Sua granulação é variada (0,1 a 0,7 mm), mas pode atingir comprimentos de até 1 mm.

Mica branca e titanita ocorrem como cristais disseminados pela lâmina, em geral bem finos (<0,1 mm), sem qualquer orientação preferencial. O quartzo constitui vênulas e delgadas lentes apenas localmente.

Nos afloramentos na praia de Infernillo, em Lipimávida, as rochas possuem estruturas que permitir a identificação da sequência como sendo metavulcânica. Embora estruturas ígneas sejam identificáveis macroscopicamente, as observações ao microscópio foram comprometidas pelas texturas das rochas analisadas, uma vez que por muitas vezes a granulação da rocha é muito fina, o que dificulta a identificação dos minerais, mesmo por microscopia eletrônica de varredura (MEV) ou por microsonda eletrônica. De qualquer forma, foi estimado que as rochas dessa unidade têm uma mineralogia semelhante a de um xisto verde, e podem ser abrangidas nesse grupo. Um aspecto comum a todas amostras da sequência é a ausência de uma foliação principal S_n .

Na base da sequência, aflora um metabasito com granulação fina a média, não foliado, que, aliada ao estudo de campo, pode ser considerado como um dique metamorfizado (Figuras 7.1C; 7.1D). A granulação da rocha é média, constituindo a rocha com granulação mais grossa identificada na sequência metavulcânica. A paragênese é composta por anfibólio + oligoclásio a albita + clorita + opacos. Vesículas (Figura 7.1E) estão presentes, e são preenchidas por quartzo, anfibólio e/ou plagioclásio.

Figura 7.1.

- (A) Textura do xisto verde de Lipimávida. Observar a cor azulada em alguns dos anfibólios, o que sugerem composição algo sódica. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (B) Aspecto de um xisto de Lipimávida com grãos de epidoto envolvidos por clorita. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (C) Aspecto microscópico do metabasito de granulação muito fina, não foliado. O arranjo dos grãos sugere relíquias da textura ígnea subofítica. O agregado alongado de minerais fêlsicos

- pode representar antigas amígdalas recristalizadas. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (D) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Lado maior da foto: 3,50 mm..
- (E) Vesículas preenchidas por quartzo, anfíbólio e/ou olagiolásio no metabasito de granulação fina. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.
- (F) Possíveis fragmentos vulcânicos ou vesículas recristalizadas em metatufos. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.

As rochas derivadas de metatufos apresentam texturas diferenciadas entre si, provavelmente devido à variações nas fontes dos materiais vulcânicos. Observando-se o material que compõe um fragmento vulcânico, pode-se perceber que sua matriz é extremamente fina, sugerindo ter sido vidro vulcânico. Cristais de plagioclásio de tamanho de até 4 mm de comprimento podem estar presentes (Figura 7.1F), o que sugere serem cavidades preenchidas por feldspatos hidrotermais ou até mesmo fenocristais de plagioclásio recristalizados.

Em algumas porções da matriz observam-se relíquias de cristais de piroxênio, ora como individualizados ora como agregados, possivelmente derivados de antigos fenocristais, por vezes definindo texturas glomero-porfíricas, por vezes com borda de alteração para anfíbólio (Figura 7.2A; 7.2B). Em alguns casos restam apenas pseudomorfos, formados por uma massa fina de mineralogia não discriminada. A matriz é muito fina, geralmente não permitindo a identificação da associação mineralógica. Porém, cristais maiores de anfíbólio, albita e clorita podem estar presentes, permitindo a inferência de que estes minerais também compõem a matriz.

Nas *pillow lavas* observa-se que vesículas preenchidas por quartzo, que são abundantes (Figuras 7.2C e 7.2D), enquanto que a matriz é composta por anfíbólio, clorita e opaco sem orientação preferencial. Nota-se, dessa forma, que o preenchimento das vesículas das *pillow lavas* é distinto daquele das vesículas no dique metamorfizado, que é constituído por quartzo (Figura 7.1E).

A partir de Iloca, dirigindo-se a Licantén pela rodovia J-60, aflora um xisto verde de paragênese anfíbólio + clorita + albita + epidoto + titanita, com foliação S_n milonítica bem pronunciada, dada pelo alinhamento de clorita e anfíbólio. Essa rocha, de textura porfiroclástica e matriz nematolepidoblástica, tem porfiroclastos poiquiloblásticos de albita com até 0,8 mm de comprimento (Figuras 7.2E e 7.2F). As inclusões nos porfiroclastos de albita podem ser de anfíbólio e/ou de apatita e a orientação das S_i indicam rotação dos

Figura 7.2.

- (A) Aspecto geral do metatufo de Infernillo, onde pode-se observar a foliação e a rotação dos fragmentos vulcanoclásticos. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (B) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Nessa fotomicrografia é possível observar-se as relíquias de piroxênios pela sua alta birrefringência, assim como seus pseudomorfos formados quase que totalmente por anfíblios. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores cruzados.
- (C) Estrutura vesicular típica das *pillow* lavas; matriz composta por anfíbólio (verde), vesículas são incolores. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.

- (D) Idem anterior, onde pode-se notar o preenchimento das vesículas por quartzo, agora recristalizado. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.
- (E) Textura milonítica da amostra MN-28A, com porfiroclastos poiquiloblásticos de albita em uma matriz clorítica. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (F) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Lado maior da foto: 3,50 mm..

porfiroblastos durante evento tectônico. Zonas de sombras de pressão composta pelos mesmos minerais da matriz, notadamente clorita e anfibólio, estão também presentes.

O anfibólio nessa amostra é incolor, não pleocróico, subidioblástico e ocorre em menor porcentagem que a clorita, chegando apenas a cerca de 20 a 30% do volume da rocha. A clorita tem cor marrom e pode constituir até 50% vol. da rocha, enquanto que o epidoto é de ocorrência rara, atingindo apenas 50 µm de comprimento. Titanita constitui grãos esparsos e, os teores da titanita e do epidoto somados compõem cerca de 2% da rocha.

Em Iloca, ocorre um afloramento de metabasito composto por augita (<3%), actinolita (60%), albita (10 – 15%), clorita (5%), epidoto (20%), titanita (5%) e apatita (<1%). Os minerais não estão orientados e não sendo possível caracterizar-se ao microscópio a foliação observada no afloramento, o que sugere um forte rescristalização da rocha.

O piroxênio parcialmente substituído por anfibólio representa relíquias ígneas.> Ocorre esparsamente pela rocha, sempre em texturas de desequilíbrio com os minerais metamórficos. O anfibólio, tem hábito idioblástico a subidioblástico, comprimentos de até 4 mm e pleocroísmo X = verde-escuro azulado, Y = verde-claro, Z = verde-escuro. São frequentemente zonados, com núcleos verde-escuros e bordas incolores a verdeclaras. A albita parece formar cristais xenoblásticos intersticiais entre os cristais de anfibólio (Figura 7.3A), sendo seu esse seu modo de ocorrência.

A única rocha estudada que apresentou mineralogia diferenciada dos típicos xistos verdes na área foi um xisto fino da sequência de rochas de Iloca (Figura 6.6). A rocha ocorre no topo da unidade e tem como mineralogia principal piroxênio, anfibólio incolor, anfibólio marrom, clorita, mica branca, epidoto e titanita, além de apatita e cromita como constituintes menores. Essa rocha se destaca pela ausência de plagioclásio. Sua foliação milonítica (S_m), definida pela orientação de anfibólio e clorita. Uma deformação posterior é evidenciada por uma leve crenulação (Figura 7.3B, 7.3C).

O milonito, que tem cerca de 25% de porfiroclastos e 75% de matriz, possui porfiroclastos de piroxênio com características de origem ígnea, por exemplo, há grãos com

zonamento oscilatório. Podem ter até 0,6 mm de diâmetro e formas irregulares, devido ao cisalhamento e ao desequilíbrio com os minerais da matriz. Em alguns lugares, há crescimento de anfíbólio nas fraturas do piroxênio. As zonas de sombra de pressão geradas durante o evento tectônico principal são preenchidas por mica branca, clorita e/ou anfíbólio incolor. O anfíbólio incolor compõe a maior parte da matriz juntamente com a clorita e com epidoto granular, sendo mais significativo em quantidade que o anfíbólio marrom (Figura 7.3D), que ocorre como cristais esparsos pela rocha, em claro desequilíbrio textural com a matriz. Mica branca, com até 0,1 mm de comprimento está presente, sempre sem orientação preferencial, indicando cristalização posterior à deformação. Epidoto e titanita constituem grãos de até 0,8 mm de comprimento disseminados pela rocha.

No contato entre o milonito descrito acima e o *metachert* (Figura 6.7), ocorre uma camada de rocha de granulação grossa, com cristais alcançando até alguns centímetros de comprimento. Ao microscópio a rocha possui textura e associação mineralógica semelhante à do metabasito de Iloca, sendo composta por anfíbólio (40%), diopsídio (5%), epidoto (40%), albita (5%), clorita (5%), titanita (5%), além de traços de apatita e pirita. Assim como no metabasito maciço, não há uma foliação evidente e o anfíbólio é fibrorradioado, indicando cristalização estática. O anfíbólio, apresenta pleocroísmo X = verde-escuro azulado, Y = verde-claro, Z = verde-musgo, havendo uma variação do núcleo para a borda, que são mais claras, o que pode indicar variação composicional causada por queda na temperatura do metamorfismo. Muito localmente ocorrem cristais isolados de anfíbólio com pleocroísmo variando de azul a incolor (Figura 7.3E), o que poderia representar um anfíbólio sódico, evidenciando que a rocha poderia ter estado em regime P–T de fácies xisto azul. Cristais com até 1 cm de comprimento são usualmente idioblásticos.

As relíquias de piroxênio ígneo estão em desequilíbrio com os minerais metamórficos (Figura 7.3F).

Apesar de perfazer cerca de 40% da rocha, o epidoto geralmente se concentra em algumas porções da rocha, não sendo comum encontrá-lo disseminado. A albita possui hábito xenoblástico e está sempre associada ao anfíbólio que, por vezes, apresenta cor azulada no núcleo dos grãos. Essa associação sugere que sua cristalização deu-se por reações envolvendo glaucofânio e epidoto, que resultou também na formação do anfíbólio esverdeado.

Figura 7.3.

- (A) Imagem em MEV do metabasito (amostra MN-26A). A albita possui cor cinza-escuro pode-se ver as diferenças nos tons destaca seu hábito intersticial dentre os cristais de outros minerais da amostra. Lado maior da foto: 4 mm.
- (B) Porfiroclastos de piroxênio em foliação milonítica no xisto fino de Ilóca. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (C) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Lado maior da foto: 3,50 mm..

- (D) Anfibólio marrom dispersos na foliação e anfibólio incolor compondo a matriz do milonito de metabasitos. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (E) Anfibólio azul, possivelmente sódico, da amostra MN-26C. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (F) Relíquia ígnea de piroxênio em desequilíbrio com minerais metamórficos no milonito de rochas básicas. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.

7.1.2. Metassedimentos

7.1.1.1. Albita micaxisto

Os micaxistos com albita são os litotipos mais comuns da área de estudo, especialmente nas regiões de Llico, Iloca e nas proximidades do rio Mataquito, sendo reconhecido facilmente pela presença de porfiroblastos cinza-escuros a pretos de albita em amostras de mão.

Essas rochas são compostas por albita (20 – 40%), mica branca (10 – 30%), clorita (5 – 20%) e quartzo (20 – 40%), além de minerais acessórios como grafita, rutilo, turmalina, apatita e monazita. A variação no teor dos minerais entre amostras é muito alta (Figuras 7.4A, 7.4B, 7.4C e 7.4D), evidenciando grandes diferenças na composição dos protolitos. A foliação S_n , marcada pela grafita, clorita e pela mica branca, foi crenulada em um evento posterior formando uma S_{n+1} que é bem marcada pelas bandas micáceas (Figuras 7.4A, 7.4B).

As rochas desse grupo são porfiroblásticas com matriz lepidogranoblástica. Os porfiroblastos de albita podem ter até 5 mm de comprimento e possuem inclusões orientadas de grafita que evidenciam a existência de uma foliação S_{n-1} . Alguns grãos desenvolveram uma borda de sobrecrecimento durante o estágio S_n porém sem inclusões (Figura 7.4B), evidenciando o aumento de temperatura associado ao evento deformacional. As inclusões orientadas de grafita não têm continuidade com matriz; e apesar do tamanho dos porfiroblastos, não observa-se zonamento composicional.

A mica branca e a clorita ocorrem associadas; a mica branca é idioblástica a subidioblástica, enquanto que a clorita é na maioria das vezes intersticial, raramente subidioblástica. O tamanho dos cristais pode chegar a até 0,7 mm de comprimento.

O quartzo existente na rocha foi interpretado como proveniente apenas de veios de quartzo que foram paralelizados junto à foliação S_n ; pois forma bandas delgadas quase monominerálicas, com apenas alguns porfiroblastos de albita e pequenos cristais e mica

associados. Há variação no tamanho dos grãos, chegando até a 0,8 mm que, usualmente, apresentam extinção ondulante e alguma recristalização em bordas de grãos.

7.1.1.2. *Micaxisto*

O micaxisto ocorre na região de Lipimávida e Duao, e se distingue do albita micaxisto principalmente pela ausência de albita e de clorita. Sua associação mineralógica típica consiste de quartzo + muscovita $\pm$ opaco $\pm$ plagioclásio $\pm$ feldspato potássico. A foliação S_n da rocha é dada pela orientação da muscovita (10 – 50%), que concentra-se em lâminas muito delgadas em meio ao quartzo juntamente com minerais opacos. Em locais com maior concentração de deformação, podem ser observados *microlithons* com o mineral opaco como domínio de clivagem.

O quartzo (50 – 90%), com grãos de até 0,3 mm e, frequentemente, com extinção ondulante, apresenta contato serrilhado em diversas amostras, porém os grãos apresentam contatos tendendo à poligonização. Cristais de oligoclásio ($\sim An_{25}$) de até 0,4 mm, com evidente geminação da lei da Albita, associam-se com o quartzo (Figura 7.4F). Também podem ocorrer grãos de feldspato potássico, em menores proporções, porém sua distribuição em uma matriz quartzosa pode induzir à subestimação da quantidade deste mineral, uma vez que a distinção é prejudicada pela similaridade de suas características ópticas.

7.1.1.3. *Granada quartzito*

A associação mineral típica deste tipo de rocha é quartzo + granada + clorita $\pm$ turmalina $\pm$ carbonato. Essas rochas registram uma S_{n-1} dobrada pela S_n (Figura 7.5A), sem transposição da foliação em alguns locais. Nestas rochas, camadas compostas principalmente por granada se alternam com camadas quartzosas de espessuras variáveis, praticamente não foliadas.

A gênese dessas rochas pode estar relacionada a sedimentos silicosos manganésíferos de fundo oceânico, possivelmente exalitos. Em uma amostra, coletada próximo a Duao (MC-08), óxidos de manganês, determinados em MEV, envolvem a granada em algumas partes, sendo produto do intemperismo, o indica grande teor de componente espessartita, típico de granada de baixa temperatura, da fácies xisto verde.

A granada, que perfaz entre 50 a 70% do total de minerais, é extremamente fina, com cristais idioblásticos (Figura 7.5B). Raramente cristais mais grossos podem ser encontrados, porém são aglutinações de cristais mais finos. A granada pode estar associada à clorita e,

eventualmente, à turmalina. A clorita (2 – 15%), assim como a granada, também ocorre como cristais muito finos (<0,01 mm), tornando difícil estimar se há orientação de grãos, porém o arranjo permite supor que granada + clorita seja uma associação estável S_{n-1} e, possivelmente na S_n .

Os leitos quartzosos têm espessuras irregulares e são formados por grãos de tamanhos muito variados, com extinção ondulante. A turmalina, quando presente, pode chegar a representar 5% do volume da rocha. Raramente carbonato pode associar-se à granada, constituindo agregados irregulares intersticiais entre os grãos.

Apesar da existência de uma nomenclatura proposta na literatura para rochas quartzíticas com granada (coticulito, segundo Thomson (2001)), optou-se nesse trabalho por utilizar a denominação de granada quartzito, evitando-se assim uma conotação genética para esse litotipo.

7.1.1.4. *Metachert*

Apenas uma ocorrência de *metachert* foi descrita na área, nas proximidades da cidade de Iloca. Como já descrito no capítulo anterior, nesse local observa-se uma camada de alguns metros de espessura de *metachert* intercalada metabasitos (Figura 6.6).

O *metachert* é composto de quartzo (73%), estilpnomelano (10%), anfibólio (15%) e grafita (2%). Minerais acessórios, como plagioclásio, titanita e apatita são raros, e somados não perfazem 1% da moda da rocha. Anfibólio e estilpnomelano orientam-se concordantemente à foliação S_n , mas o estilpnomelano também constitui arranjos fibrorradiados, indicando cristalização final pós-cinemática (Figura 7.5E).

O quartzo tem granulação variada e apresenta evidências de recristalização estática, apesar da forte extinção ondulante apresentada por alguns grãos. O estilpnomelano, de cor marrom escuro, forma prismas delgados com até 1,5 mm comprimento e 0,4 mm de largura, assim como o anfibólio. Arcos poligonais de estilpnomelano e/ou anfibólio sugerem resquícios de um evento deformacional prévio e aquecimento em pico metamórfico pós-deformacional (Figura 7.5E, 7.5F).

Figura 7.4.

- (A) Aspecto microscópico do albita micaxisto, evidenciando as inclusões de grafita orientada nos cristais de albita em uma matriz rica em clorita, com leitos muscovíticos. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (B) Idem anterior, com os polarizadores cruzados. Notar o sobrecrecimento de albita ao redor dos núcleos ricos em inclusões de grafita. Lado maior da foto: 3,50 mm.

- (C) Aspecto de outra ocorrência desse litotipo, enriquecido em quartzo e albita, evidenciando a variação entre a proporção dos minerais. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (D) Idem anterior, com polarizadores cruzados. Lado maior da foto: 3,50 mm..
- (E) Outro exemplo de litotipo, este enriquecido em micas, com porfiroblastos de albita envoltos por muscovita. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.
- (F) Detalhe de cristais de plagioclásio em meio à matriz quartzosa dos micaxisto. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.

7.2. Série Oriental

7.2.1. *Xistos finos*

Os xistos finos são encontrados na região do Lago Vichuquén. Essas rochas estão extremamente intemperizadas, o que dificulta o reconhecimento da mineralogia original, tanto em campo quanto petrograficamente.

Petrograficamente pode-se notar que quartzo, muscovita e biotita foram importantes constituintes originais da rocha, com a proporção de mica muito superior à de quartzo. Devido à forte alteração intempérica, as micas foram substituídas por agregados de mineral placóide muito fino, possivelmente illita, e minerais opacos. Ainda assim, é possível observar-se estruturas que demonstram a deformação que afetou essas rochas. Em amostras de mão e em lâmina verifica-se a presença de pares S–C e *microlithons* (Figura 7.6A).

Porfiroblastos cúbicos de pirita oxidados intempericamente truncando a foliação de até 1 cm nas arestas são também observados nessa na amostra (Figura 7.6B). Seu hábito idioblástico, associado à falta de deformação e a relação com a foliação, também indica que a cristalização da pirita se deu após a deformação.

7.2.2. *Muscovita-biotita xisto*

O biotita xisto é composto por quartzo (50 – 60%), muscovita (15 – 20%), biotita (20 – 30%), e opaco (2-7%). Suas ocorrências estão localizadas próximo à cidade de Licantén, à beira da rodovia J-60. Essa rocha apresenta a foliação S_n marcada pela muscovita. Sua textura é porfiroblástica, com porfiroblastos de biotita; a matriz é lepidogranoblástica.

Os porfiroblastos de biotita, que podem ter até 4 mm de comprimento, podem estar rotacionados e são truncados pela muscovita da foliação, podendo ter forma de *mica fish* (Figura 7.6C), com zona de sombra de pressão cristalizando quartzo. Na maioria dos grãos é

Figura 7.5.

- (A) Camada rica em granada e clorita, evidenciando dobramento de uma foliação S_{n-1} . Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados. Lado maior da foto: 1,50 mm.
- (B) Camada rica em granadas idioblásticas finas a muito finas, alternando com camadas de quartzo (porção branca). Não é possível observar uma orientação preferencial dos minerais. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores descruzados.

- (C) Cristal de granada de granulação 0,5 mm, sendo maior que as outras. É possível que se trate de aglutinação de cristais mais finos de granada. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (D) Associação entre clorita e granada muito fina, formando uma fina camada composta apenas por esses minerais, na amostra MN-33B. Lado maior da foto: 0,29 mm. Polarizadores descruzados.
- (E) Associação entre anfibólio e estilpnomelano no *metachert*. Observar a presença de estilpnomelano formando arcos poligonais. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (F) Idem a figura E, com polarizadores cruzados.

possível observar que a biotita sofreu cloritização retrometamórfica durante o cisalhamento.

O quartzo apresenta pouca variação na sua granulação e está bastante poligonizado, com contatos retilíneos e junções trípticas em 120° (Figura 7.6D). Poucos grãos apresentam extinção ondulante. Minerais opacos ocorrem tanto intersticialmente aos grãos de quartzo, como inclusos na biotita, porém sua composição não foi avaliada. Não foram observados cristais de feldspato na matriz.

7.2.3. *Muscovita-biotita xisto com andalusita e estaurolita*

Apenas uma amostra desse litotipo foi encontrada, em um afloramento próximo à cidade de Licantén. Sua mineralogia principal consiste em quartzo (30%), muscovita (20%), biotita (35%), clorita (10%), estaurolita (<5%), ilmenita (<5%), e andalusita (<5%). A rocha é porfiroblástica com matriz granolepidoblástica; os porfiroblastos são de estaurolita, biotita e andalusita. A foliação principal S_n está crenulada, definindo a foliação S_{n+1} e não há evidências da S_{n-1} .

A rocha apresenta alternâncias de leitos com predominância de quartzo e bandas micáceas. Nos leitos micáceos há estaurolita e andalusita, porém não se caracteriza a paragênese por não estarem em contato entre si. Os cristais de estaurolita (até 1 cm de comprimento) são porfiroblásticos poiquiloblásticos, ricos em inclusões de quartzo, e com algumas inclusões de ilmenita e biotita. O tamanho das inclusões diminui em direção à borda dos cristais. Os minerais da matriz amoldam-se ao redor da estaurolita, por vezes deformando-os (Figura 7.6E), sugerindo que a fácies anfíbolito precedeu o desenvolvimento da foliação principal.

Figura 7.6.

- (A) *Microlithon*, estrutura presente nos xistos finos. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (B) Porfiroblasto idioblástico de sulfeto truncando a foliação. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (C) Porfiroblasto de biotita formando feição de *mica fish*. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (D) Grãos de quartzo poligonizados. Lado maior da foto: 1,50 mm. Polarizadores cruzados.

- (E) Estaurolita poiquiloblástica, envolvida pela matriz composta por mica. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores descruzados.
- (F) Porfiroblasto de andalusita poiquiloblástico, amostra MN-35A. Lado maior da foto: 3,50 mm. Polarizadores cruzados.

A andalusita também é porfiroblástica e poiquiloblástica, com inclusões de quartzo e muscovita (Figura 7.6F). Aparentemente, esse mineral cristalizou-se após a foliação S_n que deformou a estaurolita. Essa relação textural sugere que o evento metamórfico de baixa pressão que cristalizou a andalusita distingue-se do de grau médio e pressão possivelmente intermediárias que gerou a estaurolita. Por esse motivo, é possível que a estaurolita tenha se formado num evento metamórfico regional, enquanto que a andalusita pode relacionar-se a um metamorfismo de contato, talvez regional, associado à intrusão do Batólito Costeiro em cerca de 300 Ma (Hervé, 1998; Willner *et al.*, 2005).

8. GEOQUÍMICA

O estudo do quimismo é uma importante ferramenta para caracterização de rochas quanto à sua afinidade química e ambiente de formação. Também permitem a identificação de processos pós-magmáticos que afetam as rochas, em especial as alterações hidrotermais. A litoquímica é comumente utilizada em rochas ígneas frescas, porém, seguindo certos procedimentos para evitar a produção de resultados espúrios sem significado geológico pode ser também aplicada em rochas que sofreram metamorfismo e até mesmo alterações pós-magmáticas.

O estudo do comportamento dos elementos de baixa mobilidade em rochas metabásicas é comumente utilizado em estudos visando a definição da natureza dos magmas básicos e seus respectivos ambientes tectônicos de formação, uma vez que podem refletir as características químicas da fonte mantélica onde foram geradas e que podem ser usadas para definir o ambiente tectônico magma primário foi gerado (Pearce & Cann, 1973; Pearce, 1982; Sun & McDonough, 1989).

As análises de geoquímica em rocha total deste trabalho foram realizadas em amostras reconhecidas petrograficamente como sendo ígneas de afinidade básica; andesitos e outras rochas associadas ao batólito costeiro não foram analisadas. Devido a limitações relacionadas à qualidade das ocorrências de metabasitos foram analisadas apenas sete amostras, que se

referem a 3 amostras de xisto verde providas de Lipimávida (MN-22B, 144A, 144), 2 milonitos da praia de Infernillo em Lipimávida (MN-17D, MN-17E) e 2 de Iloca, sendo um xisto verde e outro milonito (MN-26A, MN-26E). As análises geoquímicas completas podem ser encontradas no Anexo II.

Para identificar as amostras que possivelmente sofreram alterações pós-magmáticas no seu conteúdo de sódio e potássio foi utilizado o diagrama de Miyashiro (1961) (Figura 8.1A); nota-se que todos os metabasitos não tiveram sua composição química alterada durante eventos pós-magmáticos. Uma das amostras, MN-26E, não plota neste diagrama, pois seu valor de $\log (Na_2O/K_2O)$ é inferior a 1. Já no diagrama de Pierce (1982) modificado por Juliani & McReath (1993), busca-se identificar se as rochas analisadas possuem composição compatível com líquidos basálticos (delimitada pelo retângulo amarelo na figura 8.1B), uma vez que a identificação dos protolitos se torna difícil sem a preservação das estruturas e texturas ígneas. Os metabasitos de Lipimávida se distribuem dentro da área do retângulo, porém as amostras da praia de Infernillo e de Iloca plotam ao longo da linha de *trend* da olivina, nos campos correspondentes à picritos e wherlitos, sugerindo que houve fracionamento magmático associado à acumulação de olivina e/ou piroxênios na base da câmara magmática, de derrames ou de sills.

Figura 8.1. (A) Diagrama de Miyashiro (1961), definido para a identificação de amostras que sofreram alteração no conteúdo de sódio e/ou potássio em eventos pós-magmáticos; (B) Diagrama de Pearce (1982) modificado por Juliani & McReath (1993) para discriminação de amostras que apresentam composições compatíveis com líquidos basálticos.

Apesar das tendências de fracionamento magmático de algumas amostras na Figura 8.1B, o diagrama TAS (*total alkalis versus sílica*) de Le Bas *et al.* (1986) permite classificar todas as amostras com composição básica (Figura 8.2) de tendência sub-alcálica/tholeiítica (teor de SiO₂ entre 43,5 a 49,9% em peso). Apesar de algumas rochas da região apresentarem vênulas de quartzo, o que poderia implicar em um aumento significativo no teor de SiO₂, tais estruturas aparentemente não afetaram a classificação das rochas, em função da cuidadosa preparação, que eliminou essas partes das amostras. Para corroborar os resultados obtidos no diagrama TAS também foi utilizado um método de classificação baseado apenas em elementos relativamente imóveis durante o metamorfismo, o diagrama Nb/Y – Zr/Ti (Pearce, 1996) (Figura 8.3), onde observa-se que as amostras podem ser agrupadas em dois grupos diferentes: os metabasitos de Lipimávida apresentam afinidade basáltica enquanto que as rochas de Infernillo/Lipimávida e Iloca possuem afinidade basáltica alcalina.

Figura 8.2. Diagrama TAS (*total alkalis versus sílica*) de Le Bas *et al.* (1986). As amostras deste estudo plotam no campo do basalto, no campo das rochas subalcálicas/tholeiíticas. Linha tracejada em azul limita o campo das rochas alcalinas e sub-alcálicas/tholeiíticas.

Figura 8.3. Diagrama Nb/Y–Zr/Ti de Pearce (1996) para classificação de rochas com o uso de elementos relativamente imóveis. As amostras apresentam dois comportamentos, sendo que um grupo plota no campo dos basaltos e outro no campo dos basaltos alcalinos.

Os diagramas da Figura 8.4 representam a comparação do comportamento de elementos imóveis (como TiO_2 e Y), e de elementos de maior mobilidade como Sr, Ba, CaO e K_2O , *versus* o Zr. A forte correlação entre Zr e o TiO_2 indica que ambos elementos tiveram comportamento imóvel durante os estágios pós-magmáticos e de metamorfismo, uma vez que essa correlação positiva ocorre em basaltos frescos (Cann, 1970). O mesmo acontece com o Y, embora possa ser notado que há dois comportamentos levemente distintos: um *trend* formado pelas amostras de rochas de basaltos alcalinos e o grupo de rochas basálticas, plotando levemente acima desse campo.

Os elementos móveis apresentam espalhamento, não havendo a definição de tendências evolutivas, o que pode indicar uma alta mobilidade destes elementos. Contudo, tal comportamento era esperado não só devido à quantidade limitada de análises, mas também devido à possibilidade de que os litotipos não tenham se originado a partir da mesma fonte mantélica (ver discussão ao fim deste capítulo).

Nos diagramas bivariantes (Figura 8.5), utilizando-se como parâmetro o $\text{Mg\#}$ $[100 \cdot (\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO})]$ pode-se observar uma possível tendência de evolução magmática

em vários elementos, embora, assim como discutido no parágrafo anterior, é necessário avaliar outros parâmetros para verificar a validade dessa informação. Por exemplo, vários elementos formam o que poderia ser considerado um *trend* com correlação positiva, tais como Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , porém esta informação não faria sentido geológico caso o ambiente de formação (e a fonte mantélica das rochas, consequentemente), fossem diferentes e não relacionados. Outra evidência para a invalidade desses diagramas é o teor de álcali das amostras. Apesar do diagrama de Miyashiro (1961) sugerir que não houve alterações pós-magmáticas envolvendo esses elementos, os teores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ das rochas não condizem com os tipos de magma indicados no diagrama Nb/Y-Zr/Ti.

Figura 8.4. Diagramas de comparação entre Zr e elementos relativamente imóveis (TiO₂ e Y) e móveis (K₂O, Ba, CaO e Sr). Observa-se forte correlação entre Zr, TiO₂ e Y, indicando que estes permaneceram imóveis durante os processos pós-magmáticos, enquanto que os elementos móveis têm espalhamento, sugerindo mobilidade durante os mesmos processos.

Figura 8.5. Diagramas bivariantes Mg# *versus* elementos maiores. A seta preta indica tendências evolutivas magmáticas, porém é possível que se trate de resultados sem significado geológico, uma vez que o ambiente de formação das rochas pode ser diferente.

Segundo o diagrama AFM (FeO, Na₂O + K₂O e MgO) de Irvine & Baragar (1971), mostrado na figura 8.6, a maioria das rochas se distribuem no campo da série tholeiítica, com duas amostras plotando no campo da série cálcio-alcálica, porém próximo à linha divisória entre ambas séries. Essa tendência indica não apenas a tendência tholeiítica, como também o fracionamento magmático pouco intenso.

Figura 8.6. Diagrama AFM (FeO, Na₂O + K₂O e MgO) de Irvine & Baragar (1971), visando a separação entre as séries cálcio-alcálica e tholeiítica.

Para obter a classificação por ambientes tectônicos, optou-se por utilizar diagramas baseados em elementos relativamente imóveis, uma vez que os da Figura 8.4 sugerem que há alteração pós-magmática na composição química global das amostras. Com o uso do diagrama Nb–Zr–Y (Meschede, 1986), observamos que as rochas de Infernillo e de Iloca plotam no campo AII, que é referente a basaltos alcalinos intraplaca e a tholeiítos intraplaca, enquanto que as rochas de Iloca plotam no campo D, campo dos N-MORB, assim como também representam basaltos de arcos vulcânicos.

Figura 8.7. Diagrama Nb–Zr–Y de Meschede (1986), visando à discriminação dos ambientes tectônicos de geração de rochas basálticas tendo como base o enriquecimento em Nb. *AI*, *AII* = campos dos basaltos alcalinos intraplaca; *AII*, *C* = campo dos tholeiítos intraplaca; *B* = campo dos E-MORB; *D* = campo dos N-MORB; *C*, *D* = campos dos basaltos de arco vulcânico.

O diagrama Ti–Zr–Y, de Pearce & Cann (1973), foi escolhido dentre os diversos diagramas apresentados pelos autores pois eles recomendam seu uso em caso de haver alteração em sua química, e também por permitir a discriminação de basaltos intraplaca. O resultado demonstra que as rochas basálticas alcalinas plotam no campo dos basaltos intraplaca.

Ambos diagramas sugerem a possibilidade de haver dois magmas diferentes. Para melhor discriminar as rochas basálticas, utilizou-se o diagrama Zr–Ti (Pearce & Cann, 1973), que indicou que as rochas se formaram em fundo oceânico.

Figura 8.8. Diagrama Ti–Zr–Y de Pearce & Cann (1973) para classificação de ambiente de formação de basaltos. A = IAT; B = MORB, CAT, IAT; C = CAB; D = WPB.

Figura 8.9. Diagrama Zr–Ti de Pearce & Cann (1973) para determinação de afinidade química e discriminação de ambiente de geração de magmas basálticos, indicando que as rochas de Lipimávida foram formadas em cordilheiras meso-oceânicas.

No diagrama Nb/Yb versus Th/Yb, de Pierce (2008), os metabasitos apresentam dois grupos com comportamentos distintos. As amostras de Lipimávida plotam no campo dos N-MORB, enquanto que as outras mostram uma tendência ao campo dos OIB. No diagrama Nb/Yb versus TiO₂/Yb, complementar ao diagrama anterior e também desenvolvido por Pearce (2008), observa-se o mesmo comportamento, plotando no campo do N-MORB, porém no grupo que se assemelha a OIB pode-se observar indícios de que as rochas foram formadas em um ambiente onde houve uma interação entre pluma mantélica e cadeia oceânica.

Figura 8.10. Diagramas Nb/Yb versus Th/Yb (A) e Nb/Yb versus TiO₂/Yb (B) segundo Pearce (2008). Nota-se que as amostras basálticas têm composição N-MORB, enquanto que as rochas basálticas alcalinas tendem ao campo OIB. Também pode-se sugerir que as rochas de Iloca e Infernillo se formaram em interação entre pluma e *ridge*.

Os diagramas de variação multi-elementar (*spider diagrams*), normalizados utilizando os valores do condrito C1 de Sun & McDonough (1989), permitem a observação de comportamentos distintos para os dois grupos de rochas (Figuras 8.11A a 8.11D). Os metabasitos de Lipimávida apresentam anomalias positivas de Ba e U, enquanto que o outro grupo apresenta comportamentos variados, com anomalias positivas de Ba, U e Nb. Anomalias negativas de Rb, K e P podem ser observadas na maioria das amostras, e anomalia de Sr pode estar presente em algumas delas. É notável a forte anomalia de P, independentemente de diferenças na gênese das rochas.

Figura 8.11. Diagramas de variação multi-elementar, normalizado pelo condrito C1 de Sun & McDonough (1989), para: **(A)** todas as rochas da área estudada; **(B)** rochas de Lipimávida; **(C)** rochas de Infernillo; **(D)** rochas de Iloca.

É possível que as anomalias negativas de Rb e K sejam decorrentes do metamorfismo em fácies xisto verde, uma vez que processos pós-magmáticos em fundo oceânico tendem a concentrar estes elementos, e não removê-los do sistema (Cann, 1970). O Sr também pode ser afetado por processos pós-magmáticos, estando associado diretamente à retirada de Ca do

sistema, o que pode ocorrer tanto em processos de fundo oceânico quanto durante o metamorfismo (Cann, 1970; Pearce & Cann, 1973).

A distribuição de elementos REE, normalizada pelo padrão do condrito de Boynton (1984), corrobora o que foi observado através de diagramas anteriores. As amostras se agrupam em dois conjuntos com comportamentos diferentes entre si, sendo bem distinguido pela diferença na razão de fracionamento entre elementos LREE e HREE. O grupo de três amostras de Lipimávida possui razão La/Yb entre 0,56 e 0,66, enquanto que a razão das rochas do grupo de Iloca e Infernillo varia entre 4,87 e 8,41.

Para efeitos de comparação, as amostras foram comparadas também com o padrão de N-MORB e OIB (Figuras 8.13 e 8.14), de Sun & McDonough (1989). As amostras de xisto verde de Lipimávida apresentam comportamento muito similar à composição média de N-MORB, inclusive destacando uma pequena anomalia negativa de Eu. O outro grupo tem um comportamento mais similar à composição média de OIB, embora seja menos enriquecida que esta em todos os elementos. Isso, junto com os diagramas Nb/Yb versus Th/Yb e Nb/Yb versus TiO_2/Yb , sugere que sua gênese se deu em um ambiente geológico que possibilitou a interação entre magmas em sua formação.

Figura 8.12. Diagramas multi-elementares com a distribuição dos elementos REE de todas as amostras normalizados para condrito de Boynton (1984).

Figura 8.13. Diagramas multi-elementares com a distribuição dos elementos REE de todas as amostras normalizados para N-MORB, segundo Sun & McDonough (1989).

Figura 8.14. Diagramas multi-elementares com a distribuição dos elementos REE de todas as amostras normalizados para OIB de Sun & McDonough (1989).

9. QUÍMICA MINERAL

Os estudos de química mineral foram conduzidos em um conjunto de onze seções delgadas polidas. São dez lâminas da Série Ocidental, sendo seis metabasitos, um albita micaxisto, um *metachert* e duas amostras de granada quartzito. Apenas uma amostra da Série Oriental foi estudada, devido a condições de intemperismo das amostras.

Os dados de química mineral se encontram no Anexo III.

9.1. Série Ocidental

9.1.1. Metabasitos

Análises químicas pontuais foram obtidas em seis amostras de metabasitos – 144A, MN-17D, MN-26A, MN-26C, MN-26E e MN-28A. A relação entre sua geoquímica (quando disponível) e sua estrutura está sumarizada na Tabela 9.1, com o intuito de facilitar a compreensão dessa seção.

Tabela 9.1. Sumarização das amostras selecionadas para química mineral, sua correlação com a geoquímica e com a estrutura da rocha observada através de petrografia.

Amostra	Química Mineral	Geoquímica	Tipo de Magma	Foliação
MN-17D	X	X	OIB	Sem orientação
144	X	X	N-MORB	Foliada
144A	X	X	N-MORB	Foliada
MN-26A	X	X	OIB	Sem orientação
MN-26C	X			Sem orientação
MN-26E	X	X	OIB	Milonítica
MN-28A	X			Milonítica

9.1.1.1. Anfibólio

A composição dos anfibólios é variada predominando anfibólios cálcicos, porém anfibólios cálcico-sódicos e sódicos estão presentes em diversas amostras.

Os anfibólios cálcicos possuem composições de actinolita a magnesiohornblenda, com ferrohornblenda subordinada (Figura 9.1). Pode-se notar três comportamentos distintos:

- (a) nas amostras MN-26E e MN-28 os anfibólios que compõem a matriz da rocha são actinolita, sem grande variação composicional;

- (b) altos teores de magnésio, com variação apenas no teor de sílica, é característica dos anfibólios das amostras 144A e MN-17D, que variam entre actinolita e magnesiohornblenda;
- (c) por fim, o anfibólio das amostras MN-26A e MN-26C mostra variação composicional tanto em relação ao teor de sílica quanto ao de magnésio. O aumento na sílica é acompanhado pela proporção de magnésio em relação ao ferro no mineral – a variação química se estende desde ferrohornblenda até actinolita.

Essas variações composicionais não podem ser explicadas por diferenças na química dos protolitos, uma vez que não pode se observar um padrão de variação composicional entre amostras de químicas semelhantes. Por exemplo, o protolito da amostra MN-17D, assim como o da amostra MN-26A, é um basalto alcalino (ver Capítulo 8), porém o comportamento de seu anfibólio é semelhante ao da amostra 144A, cujo protolito foi classificado como N-MORB. Sendo assim, o controle para essas variações deve ser basicamente metamórfico.

Figura 9.1. Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos segundo Leake *et al.* (1997). Notam-se duas tendências distintas, independentes dos tipos de magmas definido na litoquímica, as quais sugerem: 1) que os anfibólios em um sistema mais magnesiano (tendência com $Mg/(Mg + Fe) \sim 0,8$) sofreram aquecimento, gradando de actinolita a tschermakita, e 2) anfibólios de um sistema

semelhante que, com o aumento da temperatura do metamorfismo perderam sílica e enriqueceram-se em ferro. As rochas dessa segunda tendência não são foliadas, o que sugere que ocorreram processos de lixiviação que possam ter concentrado magnésio e quartzo, assim modificando a composição das rochas e, conseqüentemente, dos anfibólios.

Na amostra MN-26E, dois tipos de anfibólio estão presentes; além da actinolita, que é um importante constituinte da matriz da rocha, também está presente um anfibólio de cor marrom, em claro desequilíbrio com os minerais metamórficos. Sua análise química indica composição de kaersutita, e a borda de reação desse com a matriz tem composição edenítica (Figura 9.2). Aparentemente, a kaersutita também é, assim como o piroxênio, uma relíquia ígnea, sendo um mineral frequente em rochas alcalinas, sienitos, monzonitos e em nódulos de peridotito em basaltos alcalinos.

Figura 9.2. Diagramas de classificação de anfibólios calcícos segundo Leake *et al.* (1997), no qual notam-se composições ferroedeníticas nos anfibólios da amostra MN-26C e edenítica e kaesurtítica nos da amostra MN-26E, indicando enriquecimentos em sódio no anfibólio magnesiano, possivelmente relíquia do metamorfismo da fácies xisto azul que precedeu a formação dos xistos verdes.

Minerais cálcico-sódicos foram observados em duas amostras, MN-26C (ferrowinchita e winchita) e 144A (winchita, barroisita) (Figura 9.3), porém esses não são muito frequentes ou abundantes. Na amostra 144A, tanto a barroisita quanto a winchita sempre ocorrem no núcleo dos cristais, assim como a magnesiornblenda. Independentemente da composição do núcleo, a borda dos cristais tende à composição da actinolita. Essas texturas corroboram os indícios de um metamorfismo da fácies xisto azul em um evento anterior à forte deformação (chegando a formar milonitos) durante o metamorfismo na fácies xisto verde. Adicionalmente, as composições de magnesiornblenda são indicativas, como demonstrado na Figura 9.1, de um aquecimento dos xistos azuis até as proximidades da fácies anfibolito e antes do retrometamorfismo na fácies xisto verde, numa típica evolução de recuperação das isothermas em níveis relativamente profundos do prisma acrescionário de alta pressão e baixa temperatura. Nesse contexto, a evolução das rochas para xistos verdes deve vincular-se com os processos de exumação do prisma.

Figura 9.3. Classificação dos anfibólios cálcico-sódicos das amostras MN-26C e 144A (segundo Leake *et al.* 1997), evidenciando composições no limite da winchita e da ferrowinchita nos anfibólios da primeira amostra e predominantemente de barroisita na segunda.

Assim como na amostra 144A, na amostra MN-26C a ferrowinchita só pode ser encontrada no núcleo de cristais, nunca na borda. Núcleos de anfibólio com composição sódica, variando entre glaucofânio e ferroglaucofânio (Figuras 9.4, 9.5), também foram

identificados; sua ocorrência é restrita a essa amostra. Esses dados são também indicativos de uma evolução metamórfica dos xistos azuis para xistos verdes.

Figura 9.4. Diagrama de classificação de anfíbólios sódicos de Miyashiro (1957), indicativo da presença de anfíbólios sódicos na amostra MN-26C.

Figura 9.5. Mapa composicional de anfíbólio da amostra MN-26C. Notar que o glaucofânio situa-se no núcleo do cristal e que a borda corresponde a magnésiohornblenda a actinolita.

Os diagramas da Figura 9.6 representam as substituições mais representativas dos vetores de troca como observados nos metabasitos, sendo elas as substituições tschermakítica

Mg, Fe^{2+} Si $\leftrightarrow$ AlVIAlIV), edenítica ($\square\text{Si} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}$), jadeítica ($\text{NaAlVI} \leftrightarrow \text{CaMg}$) e do plagioclásio ($\text{NaSi} \leftrightarrow \text{CaAl}^{\text{IV}}$).

As substituições tschermakítica e edenítica (Figura 9.6) estão relacionadas à recristalização da hornblenda para actinolita nas bordas dos grãos, em estágio retrometamórfico. As diferentes inclinações da reta mostram que pode ter havido também substituições pargasíticas. A substituição edenítica não ocorre no anfibólio sódico da amostra MN-26C, gerando uma dispersão nos dados (Figura 9.6). A substituição da jadeíta, por sua vez, parece ser instrumental para a evolução da composição dos anfibólios dessa amostra registrando a transição entre magnésiohornblenda e actinolita.

O vetor de substituição do plagioclásio mostra a participação desta troca catiônica para as amostras MN-26C e 144A, que possuem anfibólios sódicos/cálcico-sódicos. Essa reação pode estar relacionada à formação de albita a partir de reações envolvendo glaucofânio, uma vez que é possível observar que à medida que o anfibólio segue se empobrecendo em sódio e sílica, há um aumento no teor de Al^{IV} e Ca, o que explica o fato da albita estar sempre associada ao anfibólio (em especial na amostra MN-26C), e do anfibólio que envolve o glaucofânio ter uma composição extremamente rica em cálcio.

9.1.1.2. Piroxênio

O piroxênio ocorre apenas nas rochas basálticas alcalinas (ver Capítulo 8), tendo sido analisados as amostras MN-17D, MN-26C e MN-26E.

Segundo a classificação de Morimoto *et al.* (1988), o piroxênio pertence ao grupo Quad (Ca–Fe–Mg), como pode ser observado nas Figuras 9.7A e 9.7B. Em todas as amostras analisadas, o teor de Fe^{3+} foi calculado segundo a proposta de Droop (1987).

No diagrama ternário Wo–En–Fs (Figura 9.7C) pode-se observar que a variação composicional dos piroxênios é predominantemente no teor de Ca e, subordinadamente no ferro. Os piroxênios variam entre a composição de diopsídio e augita. Os elevados teores de cálcio no piroxênio de algumas amostras sugerem que os protolitos destas tendiam para rochas menos evoluídas.

Apesar da variação composicional entre as amostras, a composição do piroxênio de cada amostra é relativamente homogênea. Essas variações podem ser devidas a fracionamentos ígneos dos protolitos. Na amostra MN-17E, onde sua presença é bem restrita,

Figura 9.6. (A) a (F) Vetores de substituição tschermakítico, edenítico, jadeítico e do plagioclásio para rochas metabásicas da Série Ocidental.

pode-se notar uma composição mais augítica, enquanto que nas amostras MN-26C e MN-26E onde os fenocristais parecem mais preservados, a composição varia de diopsídio a augita.

Na amostra MN-26E, o clinopiroxênio exibe ao microscópio um zonamento oscilatório, mas composicionalmente as variações são muito sutis (Figura 9.8), observáveis principalmente no conteúdo de ferrossilita e wollastonita. Esses aspectos também reforçam a origem ígnea do piroxênio.

Figura 9.7. Classificação dos piroxênios segundo o diagrama de Morimoto (1988), nos quais pode-se observar variações nos teores de cálcio e ferro. **(A)** Diagrama Q-J ($Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ e $J = 2 \cdot \text{Na}$); **(B)** Diagrama ternário WEF-Jd-Ae; **(C)** Diagrama Wo-En-Fs para os piroxênios tipo Quad.

Figura 9.8. Perfil composicional para piroxênio da amostra MN-26E em termos dos cátions Fe^{2+} , Mg, Ca e Na.

9.1.1.3. Feldspato

O feldspato nos metabasitos é de albita quase pura ($\text{Ab}_{99,90-95,83}$), como pode ser observado nas Figuras 9.9A a E. Os cristais estão bem límpidos, sem alterações retrometamórficas, hidrotermais ou intempéricas.

Alguns cristais com teores de anortita maiores, chegando a até An_{60} , foram encontrados na amostra MN-17D. São grãos isolados e de granulação fina, mas esses teores de anortita sugerem que são remanescentes do plagioclásio do protolito.

Na amostra MN-26C, foi encontrado um feldspato com composição Or_{98-99} , associado à clorita, o que reflete alterações químicas profundas, provavelmente devidas ao hidrotemalismo.

Figura 9.9. Diagrama ternário An–Ab–Or das amostras: (A) 144A; (B) MN-17D; (C) MN-26A; (D) MN-26E; (E) MN-28A.

9.1.1.4. Clorita

A clorita foi analisada nas amostras 144A, MN-17D, MN-26A, MN-26C, MN-26E e MN-28A e, devido ao tamanho dos grãos, não foi possível realizar perfis composicionais.

A classificação da clorita, segundo Hey (1954), varia de acordo com as amostras, mas são homogêneas em cada uma delas. As composições são de picnoclorita e ripidolita, com poucos pontos plotando no campo da diabantita (Figura 9.10).

A distribuição catiônica entre Fe^{2+} e Fe^{3+} foi calculada assumindo total ocupância do sítio Y.

Figura 9.10. Classificação da clorita segundo o diagrama de Hey (1954), evidenciando composições predominantes de picnoclorita e ripidolita.

9.1.1.5. Mica Branca

Finos cristais de mica branca foram analisados em três amostras – 144A, MN-26A e MN-26E. Segundo a classificação de Tischendorf (1997) apresentada na Figura 9.11, a mica branca das três amostras pode ser classificada como fengita.

Na amostra MN-26E, a fengita possui alto teor de Cr_2O_3 (entre 0,69 a 3,33%) e na Figura 9.12 nota-se uma leve tendência na diminuição no teor de Cr (a.p.f.u.) à medida que a mica enriquece-se em Si.

Figura 9.11. Diagrama $[(Fe_{tot} + Mn + Ti) - Al^{VI}]$ versus $(Mg - Li)$ para classificação das micas segundo Tischendorf (1997). Neste diagrama verifica-se que a mica branca das amostras 144A, MN-26A e MN-26E possuem composição fengítica.

Figura 9.12. Diagrama Si *versus* Cr mostrando o enriquecimento da mica branca da amostra MN-26E em cromo em relação às outras amostras. Nessa amostra há uma sutil tendência de diminuição no teor de Cr com o aumento da Si.

9.1.1.6. Epidoto

Foram analisados minerais do grupo do epidoto das amostras MN-17D, 144A, MN-26A, MN-26C e MN-26E. Em MEV foi observado que os esses minerais apresentam variação composicional, porém de formas diferentes.

Nas amostras 144A e MN-26C, observa-se variação principalmente entre Fe^{3+} e Al, sendo que $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$ é uma substituição comum nesse grupo de minerais e representa a série entre epidoto e clinozoisita (Figura 9.12A). As bordas são mais enriquecidas em Fe^{3+} que o núcleo do mineral – o teor de Fe^{3+} a.p.f.u. varia de 0,48 a 0,87 enquanto que o teor de Al varia de 2,18 a 2,48.

Figura 9.12. Diagrama Al *versus* Fe^{3+} , que demonstra que há reações de troca entre ferro férrico e alumínio (A). Em (B) pode-se observar que tal relação não ocorre em todos os litotipos.

Nas amostras MN-26A e MN-26E observa-se que não há variação entre os cátions (Figura 9.12). Nessas amostras o teor de Fe^{3+} é muito menor. Na amostra 26-E o epidoto é rico em Cr.

9.1.1.7. Titanita e ilmenita

A titanita foi analisada nas amostras 144A, MN-17D, MN-26A, MN-26C, MN-26E e MN-28A. Em todos os casos apresenta-se como uma fase essencialmente pura. A ilmenita, presente unicamente na amostra MN-17D, também não apresenta impurezas em sua composição.

9.1.2. Metassedimentos

9.1.2.1. Feldspato

A composição do feldspato em um albita micaxisto e em *metachert*, indicacomposição de albita quase pura, com variação no teor de anortita entre $An_{(0,1-2,47)}$.

Figura 9.13. Diagrama ternário An–Ab–Or para as amostras: (A) MN-01B; (B) MN-26B.

9.1.2.2. Mica branca

A mica branca foi analisada nas amostras MN-01B e MN-33B foi classificdaA, segundo o esquema de Tischendorf (1997), como muscovita (Figura 9.14).

Figura 9.14. Diagrama $[(\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mn} + \text{Ti}) - \text{Al}^{\text{VI}}]$ versus $(\text{Mg} - \text{Li})$ para classificação das micas segundo Tischendorf (1997). Neste diagrama verifica-se que a mica branca das amostras MN-01B e MN-33B possuem composição muscovítica.

9.1.2.3. Anfibólio

Apenas uma amostra de metassedimento contém anfibólio – a amostra de *metachert* MN-26B. O anfibólio dessa amostra tem composição de actinolita (Figura 9.15) e, assim como visto em seção delgada, não é zonado composicionalmente.

9.1.2.4. Granada

A granada é um constituinte em apenas duas amostras deste estudo, a MC-08 e a MN-33B. O trabalho de reconhecimento de variação composicional foi dificultado pela granulação dos grãos, ora muito fina, ou então pelo grau de alteração. O teor de Fe^{3+} foi estimado pelo método de Droop (1989).

A granada da amostra MC-08 é muito rica em Mn, o que é indicativo de cristalização em temperaturas baixas, na fácies xisto verde. Um mapa composicional de raios X de Fe, Mg,

Figura 9.15. Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos segundo Leake *et al.* (1997), indicando que no *metachert* ocorre apenas actinolita.

Ca, Mn e Al foi feito devido à dificuldade em fazer perfis nos grãos, uma vez que uma grande maioria tem dimensões inferiores a 20 μm . A variação dos principais componentes da granada analisados nessa amostra pode ser expressa da seguinte fórmula: $\text{Alm}_{2,4-22,1}\text{Grs}_{6,4-16,9}\text{Pyp}_{0,07-2,2}\text{Sps}_{59,7-89,7}$.

Os cristais de granada apresentam hábito idióblástico e zonamento concêntrico. O núcleo é relativamente mais enriquecido em manganês, com um decréscimo gradual no teor da molécula espessartita do núcleo até a borda, o que indica cristalização contínua com aumento da temperatura. O teor de piropo (Mg) e grossulária (Ca) também aumenta do núcleo em direção à borda; as granadas apresentam uma borda bastante rica em grossulária, que parece sobrecrecer ao redor de uma granada idióblástica (observar a variação do elemento Ca na Figura 9.16), o que pode refletir uma mudança relativamente abrupta de condições de cristalização, com incremento de pressão.

Um perfil realizado em cristal de granada com cerca de 0,3 mm de diâmetro pode ser observado na Figura 9.17. Porém, o zonamento composicional da granada não corresponde à aquele observado no mapa composicional. Isso pode ser uma evidência de que os raros

cristais de granada de granulação acima de 0,05 mm representem, na verdade, uma sequência de cristalização acretiva e oscilatória da granada.

Figura 9.16. Mapa composicional de raios X de granada, para os elementos Mn, Mg, Ca, Al e Fe. O teor de Mn decresce, do núcleo em direção à borda, enquanto que os teores de Mg, Ca e Fe aumentam dos núcleos para as bordas. A imagem CP corresponde à imagem por elétrons retroespalhados.

Figura 9.17. Perfil composicional em cristal de granada com 0,3 mm de diâmetro, utilizando como parâmetro de comparação os teores das moléculas almandina (Fe), piropo (Mg), grossulária (Ca) e espessartita (Mn).

A amostra MN-33B, também de granada quartzito, apresenta uma composição granada com zonamento inverso do Ca em relação ao verificado na amostra MC-08 (Figura 9.18, Figura 9.19), indicando cristalização em regime de redução da pressão. Os núcleos são enriquecidos em espessartita (Mn varia de 0,615 a 2,411 a.p.f.u.) a teores e grossulária (Ca de 0,295 a 0,677 a.p.f.u.). As oscilações no teor de grossulária podem indicar mudanças no regime bórico ao longo de sua evolução; sua borda também representa um sobrecrecimento de uma fase rica em cálcio, semelhante à granada da amostra MC-08.

A variação dos principais componentes da granada nessa amostra pode ser expressa da seguinte fórmula: $\text{Alm}_{5,8-50,6}\text{Grs}_{14,1-23,8}\text{Pyp}_{0,3-0,6}\text{Sps}_{27,7-77,8}$. Comparando a composição das duas amostras, observa-se que a molécula almandina é mais abundante na amostra MN-33B, assim como também relativamente a grossulária e o piropo e, considerando-se que o grau metamórfico deve ter sido semelhante em ambas, essa variação pode ser atribuída a variações na composição química do protolito.

Figura 9.18. Mapa composicional de raios X de granada, para os elementos Mn, Mg, Ca, Al e Fe. O teor de Mn decresce, do núcleo em direção à borda, enquanto que os teores de Mg e Fe aumentam do núcleo para a borda. O Ca varia oscilatóriamente, podendo indicar mudanças no regime bórico durante sua cristalização. A imagem CP corresponde à imagem por elétrons retroespalhados.

Figura 9.19. Mapa composicional de raios X de granada para os elementos Mn, Mg, Ca, Al e Fe. O teor de Mn é alto no núcleo do mineral; o teor de Mn oscila em direção à borda, enquanto que os teores de Mg e Fe aumentam do núcleo para a borda. A imagem CP corresponde à imagem por elétrons retroespalhados.

9.1.2.5. Clorita

A clorita foi analisada nas amostras MN-01B, MN-33B e MC-08. Devido à sua granulação, foram feitas análises de núcleo/borda apenas na amostra MN-01B.

A classificação da clorita, segundo o diagrama de Hey (1954), indica heterogeneidade composicional entre as amostras (Figura 9.20) a clorita têm composições de picnoclorita e ripidolita na amostra MN-33B, com apenas poucos pontos plotando no campo da diabantita. Na amostra MC-08 a composição varia de picnoclorita a diabantita e na amostra MN-01B a clorita é mais homogênea, com composição de ripidolita.

Figura 9.20. Diagrama de Hey (1954) para classificação da clorita das amostras MN-01B, MN-33B e MC-08, indicando composições variando entre a ripidolita e diabandita.

Na amostra MN-01B pode-se observar que os núcleos geralmente possuem teores sutilmente menores de Fe_{tot} que as bordas (0,636 a 0,658 a.p.f.u.).

9.1.2.6. Turmalina

A turmalina foi analisada nas amostras MN-01B e MN-33B. Esse mineral pode ser zonado opticamente, com núcleos azul-esverdeados e bordas marrons. Em ambas amostras, tanto os núcleos quanto as bordas tem composições da série da schorlita–dravita (Figura 9.21), conforme a classificação de Hawthorne & Henry, 1999.

9.1.2.7. Carbonato

O carbonato, componente apenas da amostra MC-08, é relativamente rico em manganês, sendo sua fórmula química $Ca(Fe_{0,129-0,135}Mn_{0,214-0,219}Mg_{0,643-0,676})CO_3$, correspondente a kutnohorita.

Figura 9.21. Classificação química da turmalina das amostras MN-01B e MN-33B em diagrama #Mg versus $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$.

9.2. Série Oriental

Apenas uma amostra da Série Oriental foi analisada, MN-35A, pois foi a única que apresentava uma paragênese apropriada aos estudos de geotermobarométricos.

9.2.1. Feldspato

O plagioclásio presente nessa amostra é o oligoclásio, com teor de anortita que varia entre $\text{An}_{13,5-22,1}$ (Figura 9.22). Devido ao tamanho dos grãos, todas as análises se referem a pontos nos núcleos dos grãos.

Segundo a classificação de Tischendorf (1997), a mica branca possui composição equivalente à da muscovita (Figura 9.23). Foram feitas análises em núcleos e bordas, porém não foram observadas variações composicionais significativas.

9.2.3. Biotita

A biotita aparece bastante cloritizada nesta amostra, porém foi possível a obtenção de análises em alguns pontos. Sua composição se situa entre os campos da eastonita e siderofilita.

Figura 9.24. Diagrama $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ versus IVAl para classificação de biotita, segundo Deer *et al.* (1992).

9.2.4. Clorita

Segundo a classificação de Hey (1954), a clorita apresenta uma variação composicional que vai desde ripidolita e a diabantita. A clorita se origina com o retrometamorfismo da biotita.

Figura 9.25. Diagrama de Hey (1954) – Si versus $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ para classificação de clorita. As amostras apresentam composições de ripidolita a diabantita.

9.2.5. Estaurolita

A estaurolita não apresenta zonamento composicional significativo, mas os teores de Mg variam de 0,160 a 0,208 a.p.f.u. e de Fe^{2+} entre 0,794 a 0,855 a.p.f.u.

10. GEOTERMobarOMETRIA

Os cálculos geotermobarométricos foram feitos com geotermobarômetros internamente consistentes do *software* TWQ 1.02 (Berman, 1991), além da utilização da planilha GPT (Reche & Martinez, 1996), que consiste em uma coletânea de calibrações de geotermômetros e geobarômetros para rochas metassedimentares. Quando possível, foi feita a construção de pseudo-seções com o programa Perplex. Os dados obtidos foram comparados entre si e com os já publicados sobre rochas da área.

Neste capítulo, a abreviação utilizada para as fases neste capítulo seguirão aquelas utilizadas pelo banco de dados dos softwares utilizados (Tabela 10.1; 10.2). Devido ao grande número de reações obtidas para o TWQ, as reações serão listadas no Anexo IV; as figuras as identificarão apenas por números.

Tabela 10.1. Abreviações de fases minerais constantes nos diagramas e reações calculadas como *software* TWQ 1.02.

Tsc: tschermakita	Tr: tremolita	An: anortita	cZo: clinozoisita
Parg: pargasita	Chl: clorita	Pg: paragonita	
Glc: glaucofânio	Ab: albita	W: água	

Tabela 10.2. Abreviações de fases minerais segundo em diagramas e reações metamórfica calculada com o *software* Perplex.

Acti: actinolita	Mu: muscovita	Daph: daphnita	Ru: rutilo
Ab: albita	Pa: paragonita	Q: quartzo	Sph: titanita
Cz: clinozoisita	Clin: clinocloro	Stlp: estilpnomelano	

Poucas das amostras permitiram estimativas geotermobarométricas, em função de suas paragêneses inadequadas (Tabelas 10.3, 10.4).

10.1. Série Ocidental

10.1.1. Metabasitos

Dentre as amostras de metabasitos analisadas em microsonda eletrônica, as únicas que apresentam paragêneses adequadas para a obtenção de dados geotermobarométricos através do *software* TWQ 1.02 foram 144A e MN-26A (Tabela 10.3). A atividade de H₂O estimada para os cálculos termobarométricos foi de $X_{H_2O} = 0,9$ para todas as amostras, uma vez que não é comum a presença de carbonatos. A atividade da mistura H₂O e CO₂ utilizada foi a de Holland & Powell (1989).

Tabela 10.3. Associação mineral observada nos metabasitos selecionados para análise em microsonda eletrônica.

Amostra	Associação mineral
144A	Albita + anfibólio + fengita + epidoto + clorita + titanita + quartzo
MN-17D	Albita + anfibólio + epidoto + ilmenita + titanita
MN-26A	Albita + anfibólio + fengita + epidoto + titanita + clorita
MN-26C	Albita + anfibólio + clorita + titanita + epidoto + pirita
MN-26E	Anfibólio + fengita + titanita + epidoto
MN-28A	Albita + anfibólio + clorita + epidoto + titanita

A amostra 144A é um xisto verde foliado (S_n) com anfibólio e epidoto orientados. A associação mineralógica utilizada para cálculo foi anfibólio + albita + mica branca + epidoto + clorita + titanita. No núcleo dos minerais, o anfibólio possui composição correspondente à magnésiohornblenda, enquanto que a corresponde à actinolita.

A estimativa P–T em TWQ no núcleo resulta em temperatura da ordem de 620 ± 50 °C e pressões de $13,4 \pm 0,5$ kbar (Figura 10.1). Já o cálculo das condições de formação das bordas dos minerais resultou um campo entre temperatura de cerca de 560 ± 50 °C, para uma pressão de $12,1 \pm 0,5$ kbar, $5 \pm 0,5$ kbar com temperaturas de 375 ± 50 °C, e 540 ± 50 °C e $4,5 \pm 0,5$ kbar (Figura 10.2, triângulo roxo).

As reações metamórficas calculadas por esse programa demonstram um desequilíbrio químico entre os minerais da associação utilizada, embora isso possa ser explicado pela sobreposição de condições P–T retrometamórficas em fácies xisto verde, relacionados à exumação do prisma acrescionário.

Figura 10.1. Diagrama pressão *versus* temperatura obtido através do *software* TWQ 1.02 na amostra 144A; análises no núcleo dos minerais da paragênese magnésiohornblenda + albita + fengita + epidoto + clorita + titanita + H₂O.

Figura 10.2. Diagrama pressão *versus* temperatura obtido através do *software* TWQ 1.02 na amostra 144A; análises na borda dos minerais da paragénesse actinolita + albita + epidoto + fengita + clorita + titanita + H₂O.

Uma pseudo-seção de uma amostra do mesmo litotipo, MN-22B, no sistema K₂O–Na₂O–CaO–TiO₂–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O, resulta em um diagrama (Figura 10.3) onde podemos observar o campo de estabilidade da paragénesse albita + actinolita + epidoto + titanita + fengita + clorita + quartzo + H₂O em pressões de até 10,4 kbar e temperaturas entre 280 e 450 °C. Essa paragénesse é semelhante à estimada para o retrometamorfismo.

Figura 10.3. Pseudo-seção da amostra MN-22B, campo em verde destacado corresponde à paragéneses da rocha, clinozoisita + titanita + muscovita + pargasita + daphnita + albita + actinolita + quartzo + H₂O. $X_{H_2O} = 0,9$ (modelo de Holland & Powell, 1989).

A amostra MN-26A, um metassito maciço situado em Iloca, teve sua P–T estimada através da paragéneses magnésiohornblenda + albita + fengita + clorita + epidoto + titanita + H₂O, utilizando as análises do núcleo de cada mineral (Figura 10.4). Apesar do grande desequilíbrio termodinâmico apresentado, há um ponto invariante definindo uma condição de temperatura de 710 ± 50 °C e pressão de $14,2 \pm 0,5$ kbar, ainda mais altos que o definido para o metabasito foliado de Lipimávida (144A).

Figura 10.4. Diagrama pressão *versus* temperatura obtido através do *software* TWQ 1.02 na amostra MN-26A; análises no núcleo dos minerais da paragéneses magnésiohornblenda + albita + fengita + epidoto + clorita + titanita + H₂O.

As temperaturas e pressões que foram obtidas com o *software* TWQ para ambas amostras 144A e MN-26A estão na transição entre fácies anfibolito, xisto azul e eclogito, sendo mais altas que o já registrado na literatura para as rochas da área (7-11 kbar, - 350-400 °C – de Willner, 2005).

A amostra MN-26C não foi analisada quimicamente devido à sua pequena dimensão, impossibilitando a obtenção de pseudo-seções, e sua paragéneses não é adequada para estudos por TWQ, o que não permite estimar as condições de formação do glaucofânio, e consequentemente, as possíveis condições termobarométricas de fácies xisto azul.

10.1.2. Metassedimentos

As paragêneses das rochas metassedimentares da Série Ocidental não são adequadas para cálculos geotermobarométricos por TWQ portanto optou-se pela utilização da planilha de cálculos GPT 1 associada ao *software* Perplex. Apenas três amostras possuíam uma associação mineralógica com a qual foi possível a obtenção de dados de temperatura e pressão de formação dos minerais (Tabela 10.4).

A partir da composição química em rocha total foram calculadas pseudo-seções no sistema $K_2O-Na_2O-CaO-TiO_2-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ de duas amostras, MN-01B (albita micaxisto) e MN-26B (*metachert*). Com a planilha GPT 1, foram estimadas temperaturas de formação de duas amostras, MN-26B (*metachert*) e MN-33B (granada quartzito).

Tabela 10.4. Associações minerais descritas nas amostras metassedimentares da Série Ocidental selecionadas para análise por microsonda eletrônica.

Amostra	Associação mineral
MN-01B	Quartzo + albita + clorita + muscovita + rutilo
MN-26B	Quartzo + actinolita + estilpnomelano + titanita
MN-33B	Quartzo + granada espessartítica + muscovita + clorita + turmalina

Na tentativa de estimar a temperatura de formação dos albita micaxistos, foi utilizado o geotermômetro plagioclásio–muscovita (Figuras 10.5A, 10.5B). Os dados, obtidos em análise no núcleo dos minerais, indicam intervalo de temperatura entre 329 a 412 °C para um intervalo de pressão entre 3 a 12 kbar, escolhidos arbitrariamente para melhor observação do comportamento do geotermômetro. Se utilizarmos como parâmetro os dados de Willner (2005), que encontra pressões entre 7–11 kbar na área de estudo, esse intervalo pode ser restringido para 365 a 403 °C. Nas bordas, parece haver cristais formados em temperaturas semelhantes às dos núcleos e outros de temperaturas menores, resultando em um intervalo entre 284 a 418 °C (entre 320 a 409 °C, se consideradas apenas as pressões definidas por Willner, 2005).

Por meio de uma pseudo-seção em albita micaxisto, foi observado que a sua associação mineral quartzo + albita + clorita + muscovita + rutilo é estável em um grande

campo de condições de pressão e temperatura (Figura 10.6), o que inclui condições de fácies xisto verde e xisto azul (entre $<200\text{ }^{\circ}\text{C}$ até $\sim 500\text{ }^{\circ}\text{C}$, e para pressões $<2\text{ kbar}$ até $13,8\text{ kbar}$).

Ao observa-se a sobreposição desses gráficos (Figura 10.6), é possível estimar que a pressão máxima registrada por essa paragênese é de aproximadamente $12,3\text{ kbar}$, enquanto que a pressão mínima possível seria de cerca de $3,2\text{ kbar}$.

Figura 10.5. Diagrama de temperatura *versus* pressão construídos a partir de dados do geotermômetro plagioclásio – muscovita para (A) núcleo; e (B) borda dos minerais. O intervalo de temperatura obtido

para uma variação de pressão entre 3 a 12 kbar foi de: **(A)** 329 – 412 °C; **(B)** 284 – 418 °C. As linhas em verde marcam o campo de pressões encontradas por Willner (2005) na área de estudo.

Figura 10.6. Pseudo-seção da amostra MN-01B, campo destacado em laranja corresponde à parágênese da rocha, clorita + rutilo + muscovita + paragonita + albita + titanita + H₂O. Em amarelo se encontra as estimativas de temperatura no núcleo nos minerais calculados pelo geotermômetro plagioclásio–muscovita; em vermelho são encontradas a estimativa para a borda dos cristais.

Para o *metachert*, a parágênese definida em pseudo-seção foi quartzo + estilpnomelano + actinolita + albita + muscovita + clorita + H₂O. Apesar de não ter sido observado clorita e muscovita em seção delgada, Willner (2005) descreve que esses minerais fazem parte da parágênese dos *metacherts* estudados por ele. Como não há a descrição da composição química da clorita e da muscovita, os campos que continham esses minerais foram hachurados. A pressão estimada seria de até ~6,5 kbar, com temperaturas de no máximo 320 °C, o que pode indicar que esta parágênese demonstra um reequilíbrio em fácies retrometamórfica, com cristalização estática do estilpnomelano.

Figura 10.7. Pseudo-seção da amostra MN-26B, campo destacado em amarelo corresponde à paragénese da rocha, actinolita + estilpnomelano + quartzo + albita + muscovita + paragonita + clinocloro + H₂O. [Para essas psude-seções, deve ser informado qual foi o banco de dados utilizados.](#)

10.2. Série Oriental

O estudo geotermobarométrico utilizando-se a planilha GPT 1 foi conduzido na amostra MN-35A (muscovita-biotita xisto com andalusita e estaurolita). Em trabalhos anteriores, diversos autores descreveram a rocha como sendo formada em regime de baixa pressão, e considera-se que a estaurolita está em paragénese com a andalusita. Porém, de acordo com os estudos petrográficos realizados neste trabalho, também pode-se aventar a possibilidade de que a andalusita e a estaurolita não estão em paragénese, tendo nucleado e crescido em diferentes etapas de metamorfismo; a estaurolita poderia ter se desenvolvido no metamorfismo regional, enquanto que a andalusita cristalizaria apenas no metamorfismo de contato provocado pela intrusão do Batólito Costeiro.

Foram estimadas as temperaturas através da planilha GPT 1, utilizando-se os pares minerais plagioclásio-muscovita e biotita-muscovita, com as calibrações de Green & Usdansky (1986) e Hoisch (1989), respectivamente. Uma vez que a paragênese dessa rocha não possibilita as estimativas barométricas, foi definido um intervalo de pressão de 3 kbar a 12 kbar, com o intuito de tentar abranger tanto a área de metamorfismo de baixa pressão (estimada por Willner (2005) em $3,0 \pm 0,5$ kbar) quanto uma possível área de metamorfismo em regime barroviano.

Quando calculados para os núcleos dos minerais, o par plagioclásio-muscovita resultou em uma faixa de temperaturas entre 439 a 601 °C, enquanto que o par biotita-muscovita resultou temperaturas de 475 a 660 °C. Nas bordas, a variação do par plagioclásio-muscovita foi de 457 a 612 °C e o par biotita-muscovita indica cristalização entre 487 a 676 °C. Pode-se perceber que há um ligeiro aumento no intervalo das temperaturas do núcleo para a borda, podendo sugerir que a temperatura aumentou levemente durante a cristalização desses minerais, provavelmente devido ao metamorfismo de contato.

Essas temperaturas, na faixa entre 439–487 °C em 3,0 kbar, são relativamente baixas para formação de estauroлита em baixas pressões (diagrama KFMASH de Holland & Powell, 1990).

Figura 10.8. Gráficos de temperatura *versus* pressão construídos a partir de dados dos geotermômetros biotita-muscovita (azul) e plagioclásio-muscovita (vermelho) para (A) núcleo; e (B) borda dos minerais. O intervalo de temperatura obtido para uma variação de pressão entre 3 a 12 kbar foi de: (A) 475–600 °C para o par biotita-muscovita e 439 a 601 °C para o par plagioclásio – muscovita; (B) 487 – 676 °C para o par biotita-muscovita e 457 – 612 °C para o par plagioclásio-muscovita.

11. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

Desde o início dos anos 70 considera-se que as rochas da Cordilheira Costeira, no Chile, formam um cinturão metamórfico pareado, no qual o cinturão externo, de alta pressão e baixa temperatura seria composto por intercalações metabasitos e metassedimentos, enquanto que o cinturão de alta temperatura e baixa pressão seria constituído apenas por metassedimentos. Essa última unidade teria sofrido metamorfismo de contato à época da intrusão do batólito costeiro, há cerca de 300 Ma. (Aguirre *et al.*, 1972; Hervé, 1988; Willner, 2005; Willner *et al.*, 2005).

O escopo desse trabalho foi a evolução tectono-metamórfica da Cordilheira Costeira nas áreas entre Llico e Licantén, VII Região. Ali, a Série Ocidental é composta por metabasitos, *metachert*, albita micaxistos, micaxistos e granada quartzitos que apresentam camadas com orientações variadas, ora NE-SW ora NW-SE, devido à deformação durante acreção basal. A ocasional presença de camadas com direções NNW-SSE podem estar associadas a inflexões causadas pelas zonas de cisalhamento e falhas como, por exemplo, a falha de Pichilemu.

A foliação principal dessas rochas é uma S_n , comumente milonítica. Essa foliação transpõe uma foliação anterior, S_{n-1} , que pode ser observada como dobras intrafoliais em diversos dos litotipos. Uma fase de deformação posterior gerou uma foliação S_{n+1} associada aos planos-axiais de crenulações, mais pronunciada em rochas micáceas. Em uma fase pós-tectônica houve recristalização estática evidenciado por alguns litotipos, como por exemplo a presença de estilpnomelano fibrorradiado no *metachert*.

Os metabasitos ocorrem exclusivamente na Série Ocidental, sempre próximos ao litoral. Podem ser observadas feições, como *pillow lavas*, que indicam extravasamento em ambiente subaquático. Algumas rochas possuem relíquias ígneas de augita, assim como cromita e a kaersutita. A presença de kaersutita ígnea indica o caráter alcalino do magma de origem.

A geoquímica de elementos relativamente imóveis permitiu a distinção de dois grupos de rochas formadas em ambientes distintos: álcali basaltos (OIB) e basaltos (N-MORB). A proximidade espacial da ocorrência desses dois grupos em Lipimávida sugere que as primeiras foram originadas em *plateaus* oceânicos incorporados na zona de subducção. Processos pós-magmáticos atuaram nessas rochas ainda em fundo oceânico, evidenciado pela

inconsistência no teor de álcalis das rochas e enriquecimentos em sódio, o que pode indicar um processo de espilitização. Também há evidências de remoção de elementos durante o metamorfismo, aspecto esse demonstrado pelas anomalias negativas de Rb e K, decorrentes de metamorfismo em fácies xisto verde, e também de Sr, que está possivelmente associado à uma retirada de Ca do sistema.

O diagrama de Pearce (2008) sugere que os álcali-basaltos (OIB) foram formados em um ambiente onde houve uma interação entre pluma mantélica e cadeia oceânica, o que pode explicar o leve empobrecimento da rocha em relação à normalização por OIB, também sustentando a ideia de relação entre álcali basaltos e basaltos N-MORB. Tal relação já foi observada em trabalhos realizados na Ilha Diego de Almagro, Patagônia Chilena (Hyppolito, 2010).

A paragênese dos metabasitos nem sempre permite calcular as condições de metamorfismo. A associação mineralógica típica dos metabasitos para a foliação S_n é magnesiohornblenda + albita + epidoto + clorita + fengita + titanita. Os dados estimados por geotermobarometria para o núcleo dos minerais em amostra de N-MORB resultam em temperaturas da ordem 620 ± 50 °C e pressões de $13,4 \pm 0,5$ kbar, que são mais altas que o já descrito anteriormente na literatura. Willner (2005) obteve um intervalo de pressão de 7–11 kbar, com temperaturas entre 350–400 °C). As condições de temperatura e pressão obtidas neste trabalho alude à fácies anfibolito, quase na transição com a fácies eclogito, com a albita ainda em seu campo de estabilidade (Figura 11.1). Para a borda dos minerais, apesar do desequilíbrio, obteve-se um campo que representa a descompressão das rochas, sendo o campo delimitado por: temperatura de cerca de 560 ± 50 °C, para uma pressão de $12,1 \pm 0,5$ kbar, $5 \pm 0,5$ kbar com temperaturas de 375 ± 50 °C, e 540 ± 50 °C e $4,5 \pm 0,5$ kbar. Os valores mais baixos, ao redor de 4-5 kbar, podem representar as condições de retrometamorfismo, interpretação sustentada pela presença de uma borda enriquecida em actinolita nos anfibólios.

A presença de glaucofânio em núcleos de anfibólios da amostra MN-26C, que poderia apresentar a foliação S_{n-1} , não define o metamorfismo em fácies xisto azul se levado em conta a definição de Bowes (1989), que considera que a paragênese típica dessa fácies é glaucofânio + lawsonita. Porém, para outros autores (Evans, 1990), a associação glaucofânio-epidoto também atende ao critério necessário para a definição da fácies metamórfica xisto azul, e caracteriza regimes de pressões mais elevadas (Taylor & Coleman, 1968). A ausência da lawsonita nessa amostra pode ser explicada por sua instabilidade em temperaturas mais altas, como as encontradas neste trabalho; uma vez que em temperaturas acima de 400–500 °C ela é

convertida para clinozoisita (Whitney & Davis, 2006). Nessa mesma amostra, é importante salientar que a presença de albita parece estar intimamente ligada com a desestabilização do glaucofânio e sua reação com clinozoisita em condições de S_n , gerando não apenas albita mas também um anfibólio mais cálcico.

Figura 11.1 Diagrama de Brown (2010) com condições P-T gerais definidas nesse trabalho, demonstrando que os resultados obtidos são coerentes com o que poderia para as rochas de alta pressão e baixa temperatura da Costa do Chile retrometamorfisadas, uma vez que as condições para que a reação de quebra da albita pudesse ocorrer não foram alcançadas.

A geotermobarometria de rochas metassedimentares não produziu resultados específicos. No albita micaxisto, com associação mineral quartzo + albita + clorita + muscovita + rutilo, o campo de estabilidade da paragênese abrange grande variação de pressão e temperatura, entre <200 °C até ~ 500 °C, e pressões <2 kbar até 13,8 kbar. Utilizando-se um termômetro de plagioclásio – muscovita nessas amostras, observa-se uma pressão máxima de 12,3 kbar para temperaturas de até 418 °C. Já o *metachert*, com associação quartzo + estilpnomelano + actinolita + albita + muscovita + clorita + H_2O , demonstra pressão

estimada de até ~6,5 kbar, e temperaturas de no máximo 320 °C, o que pode sugerir que um reequilíbrio retrometamórfico.

As duas amostras de granada quartzito apresentam granada com zonamento no teor de grossulária diferenciados entre si; o teor de grossulária na granada é um bom indicador de alterações no regime de pressão. A amostra MC-08, que é composta por sedimentos silicosos manganésíferos, apresenta um aumento do teor de grossulária do núcleo em direção à borda; com uma borda bastante rica em grossulária cristalizada acretivamente ao redor de cristais de granada idioblásticos, o que pode refletir uma mudança um incremento na pressão durante a evolução do metamorfismo. Já na amostra MN-33B, a granada apresenta um alto teor de grossulária no núcleo, oscilando entre zonas com mais e menos grossulária, o que pode indicar mudanças no regime bórico ao longo de sua evolução. Contudo, essa granada também apresenta uma borda de recristalização com maior teor de grossulária, o que reforça a ideia de um aumento de pressão durante sua cristalização (S_n ?).

Em suma, pode-se interpretar a evolução geotectônica da Série Ocidental da seguinte forma:

(1) Subducção → fácies xisto verde a xisto azul

Caracterizada pela presença de glaucofânio em metabasito. Desenvolvimento da foliação S_{n-1} ; colocação de veios de quartzo;

(2) Milonitização e lascamento tectônico → fácies anfibolito

Ainda em processo de subducção, porém em maior profundidade, há o desenvolvimento de uma foliação milonítica relacionada à acreção basal que transpõe quase totalmente a foliação S_{n-1} ;

(3) Exumação do prisma → fácies xisto verde

A fácies xisto verde se desenvolve como retrometamorfismo, estando relacionada com a exumação do prisma acrecionário. Uma segunda geração de diques se forma durante essa etapa, sendo oblíquos à foliação S_n , mas deformados por S_{n+1} . A S_{n+1} é melhor marcada em rochas sedimentares, em particular as micáceas. Com isso, a trajetória P-T-t encontrada para o metabasito é de sentido horário, sendo similar à observada no tipo Alpino;

(4) Recristalização estática → fácies xisto verde

Nessa etapa, houve crescimento e/ou recristalização estática dos minerais, sem a presença de esforços tectônicos. Pode ser relacionada a uma etapa posterior de extensão crustal, que gerou bacias sedimentares durante o Mesozoico;

(5) Cisalhamento rúptil

Em período mais recente, um cisalhamento rúptil pode ter resultado na colocação de diques andesíticos, veios de quartzo e ter gerado falhamentos posteriores, como a Zona de Cisalhamento de Pichilemu, por onde houve aporte de fluidos, inclusive com formação de sulfetos em micaxistos.

Figura 11.2. Trajetória obtida para metabasitos (seta em vermelho). Diagrama extraído de Yardley (2004).

A Série Oriental é composta por filitos, micaxistos finos, muscovita-biotita xistos e muscovita-biotita xistos com andalusita e estaurolita. Nessa área, algumas rochas possuem foliação S_n , e algumas vezes S_{n+1} . A atitude principal das camadas é NNE–SSW.

A Série Oriental não pode ser petrograficamente estudada em maior detalhe devido à intensidade alteração intempérica na maioria dos afloramentos. Ainda assim, os dados sugerem algumas questões sobre a classificação do regime metamórfico de alta temperatura e baixa pressão. O metamorfismo dessa região é assim caracterizado desde as primeiras descrições de González-Bonorino (1971), utilizando como ferramenta de interpretação a sequência das paragêneses das rochas da região de Pichilemu e Tanumé que, segundo o autor, seria típico de terrenos do tipo Buchan. Apesar dos afloramentos da Série Oriental serem

contínuos em uma extensa área da Cordilheira Costeira, nem toda a sequência de fácies metamórficas de baixa pressão aflora continuamente. Também considera-se que um metamorfismo de contato, à ocasião da intrusão do Batólito Costeiro, obliterou as condições originais de formação da Série Oriental.

A partir da descrição de um muscovita-biotita xisto com estauroлита e andalusita, com assembleia mineral biotita + muscovita + quartzo + oligoclásio + estauroлита + andalusita + ilmenita, foram observadas relações texturais entre os minerais que permitem sugerir uma outra interpretação para a evolução dessa unidade geológica. Na interpretação deste trabalho, a estauroлита, presente na forma de porfiroblastos poiquilíticos, cristalizou anteriormente à foliação S_n (que se acomoda em volta do porfiroblasto) tendo sido deformada e rotacionada durante o evento tectônico principal, gerando também uma zona de sombra de pressão com quartzo e biotita. A andalusita, embora presente na mesma amostra, não ocorre em contato com a estauroлита, ou seja, ambos minerais não estão em paragênese.

Portanto, acredita-se que os porfiroblastos poiquiloblásticos xenoblásticos de andalusita que cristalizaram sem orientação preferencial, possam ter sido originados por metamorfismo de contato causado pela intrusão do Batólito Costeiro, enquanto que a estauroлита teria se formado anteriormente, sob condições de metamorfismo em fácies anfibolito.

Outras amostras da mesma região também apresentam porfiroblastos rotacionados envolvidos pela foliação S_n , com biotita formando estruturas em *mica fish*. Nessas amostras é possível observar-se forte recristalização estática do quartzo, resultando em texturas granoblásticas em mosaico, com pouquíssimos grãos com extinção ondulante.

Assim, segundo essa interpretação, a Série Oriental poderia ter sofrido metamorfismo ao menos em fácies anfibolito, antes de sofrer um novo metamorfismo de contato com a intrusão do Batólito Costeiro, que ocasionou a cristalização de andalusita e, posteriormente, com o resfriamento, a cloritização de biotita. A paragênese e as relações texturais encontradas nas rochas com estauroлита e andalusita são condizentes com esta interpretação.

Os valores de pressão e temperatura obtidos para os metabasitos dessa região merecem estudos mais detalhados, uma vez que os mesmos podem representar condições de metamorfismo ainda não descritos na região entre Pichilemu e Constitución. Somente a continuidade dos estudos poderia avaliar se tal trajetória P–T–t encontrada é factível com o modelo geotectônico proposto para a área. Outro ponto que necessita mais atenção são os estudos acerca da evolução da Série Oriental, uma vez que existem evidências que vão de

encontro aos trabalhos já publicados, e que também podem modificar os conceitos sobre o regime metamórfico que deu origem ao cinturão metamórfico pareado chileno.

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIRRE, L., HERVÉ, F., GODOY, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, **9**: 7–19.
- BERMAN, R.G. 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *The Canadian Mineralogist*, **29**: 833–855.
- BOYNTON, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- BOWES, D.R. 1989. The encyclopedia of igneous and metamorphic petrology. Van Nostrand Reinhold, p. 184-187.
- BROWN, M. 1998. Unpairing metamorphic belts: P–T paths and a tectonic model for the Ryoke Belt, southwest Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**(1): 3–22.
- BROWN, M. 2010. Paired metamorphic belts revisited. *Gondwana Research*, **18**: 46–59.
- 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, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 107 p.
- 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, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 242 p.
- BUSTAMANTE, A. & JULIANI, C. 2002. Evolução metamórfica de rochas paleozóicas e triássicas da Cordilheira Central nos Andes Colombianos. *Anais do 41º Congresso Brasileiro de Geologia*, João Pessoa, p. 620.

- BUSTAMANTE, A. & JULIANI, C. 2003. Petrografía y geotermobarometría de rocas metamórficas de Caldas, Antioquia. *Anais do Congresso Colombiano de Geología*, Medellín, **9**: 40–41.
- CANN, J.R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nd in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Research Science Letters* **10**, 7-11.
- CONNOLLY, J.A.D. 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **10**: Q10014, doi: 10.1029/2009GC002540.
- CONNOLLY, J.A.D. & PETRINI, K. 2002. An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *Journal of Metamorphic Petrology*, **20**: 697–708.
- DROOP, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, **51**: 431-435.
- EVANS, B.W. 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos* **25**: 3-23.
- FEEHAN, J.G.; BRANDON, M.T. 1999. Contribution of ductile flow to exhumation of low-temperature, high-pressure metamorphic rocks, San Juan–Cascade nappes, NW Washington state. *Journal of Geophysical Research*, **104**: 10883–10902.
- GLODNY, J., LOHRMAN, J., ECHTLER, H., GRAFE, K., SEIFERT, W., COLLAO, S. FIGUEROA, O. 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonocronogy and sandbox modeling of the south-central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*, **231**: 23–39.
- GODOY, E. & KATO, T. 1990. Late Paleozoic serpentinites and mafic schists from the Coast Range accretionary complex, Central Chile: their relation to aeromagnetic anomalies. *Geologische Rundschau*, **79**: 121–130.
- GONZÁLEZ-BONORINO, F. 1967. Nuevos datos de edad absoluta del nasamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. *Dept. Geol. Univ. Chile*, Santiago, Chile, 7p.

- GONZÁLEZ-BONORINO, F. 1971. Metamorphism of the crystalline basement of Central Chile. *Journal of Petrology*, **12**(1): 149–175.
- GREEN, N.L.; USDANSKY, S.I. 1986. Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer. *American Mineralogist* **71**: 1109-1117.
- HAWTHORNE, F.C., HENRY, D.J. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, **11**: 201-215.
- HERVÉ, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, **11**: 183–188.
- HERVÉ, F., THIELE, R., PARADA, M.A. 1976. Observaciones geológicas em el Triásico de Chile central entre las latitudes de 35°30' y 40°00' S. *Actas I^{er} Congreso Geológico Chileno*, Santiago, **2**: 43–52.
- HERVÉ, F., KAWASHITA, K., MUNIZAGA, F., BASEI, M. 1984. Rb–Sr isotopic ages from late Paleozoic metamorphic rocks of Central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, **141**: 877–884.
- HERVE, 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*. Londres, The Geological Society of London, 414 p.
- HERVÉ, F.; CALDERÓN, M.; FANNING, C.M.; PANKHURST, R.J.; GODOY, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, **23**: 1122-1135.
- HEY, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* **30**, 277-292.
- HOISCH, T.D., 1989, A muscovite biotite geothermometer: *American Mineralogist*, v. 74, p. 565-572.
- HOLLAND, T.J.B.; POWELL, R. 1990. An internally-consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-C-H₂-O₂. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**: 89-124.

- HYPPOLITO, 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, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 67 p.
- HYPPOLITO, T. 2010. Termobarometria, evolução tectono-metamórfica, e geoquímica de xistos azuis, rochas eclogíticas e litotipos associados da ilha de Diego de Almagro, Patagônia Chilena. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 173 p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- JANOUSEK, V.; FARROW, C.M.; ERBAN, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDKit). *Journal of Petrology* **47** (6): 1255-1259.
- JIMENEZ-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. & McREATH, I. 1993. Petroquímica de metabasitos: metodologia para identificação de alterações magmáticas e pós-magmáticas. *Revista Geologia, Ciência & Técnica*, **10**: 50–96.
- KRETZ, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**: 277-279.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* **27**: 745-750.
- 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.
- MESCHEDE, 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.
- MIYASHIRO, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, **2**: 277–311.
- 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. *American Mineralogist* **73**, 1123-1133.
- OXBURGH, E.R. & TURCOTTE, D.J. 1971. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. *Journal of Geophysical Research*, **76**: 1315–1327.
- PANKHURST, R.J. & HERVÉ, F. 2007. Introduction and overview. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (Eds) *The Geology of Chile*. Londres, The Geological Society of London, 414 p.
- PEARCE, J.A. 1982. Trace element characteristic of lavas from destructive boundaries, in *Orogenic andesites and related rocks*, Thorpe, R.S. (ed). John Wiley and Sons, UK, p. 525-548.
- 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.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determinate using trace element analysis. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **19**: 290–300.

- RÉCHE, J. & MARTINEZ, F.J. 1996. GPT: An Excel spreadsheet for thermobarometric calculation in metapelitic rock. *Computer & Geosciences*, **22**: 775–784.
- RICHTER, P.P.; RING, U.; WILLNER, A.P.; LEISS, B. 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile.
- RING, U.; BRANDON, M.T.; WILLETT, S.; LISTER, G.S. 1999. Exhumation processes. *In*: Ring, U., Brandon, M.T., Lister, G.S. & Willett, S. (eds) Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. *Geological Society of London, Special Publications*, **154**: 1–27.
- RUIZ, C. 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. *Inst. Invest. Geol.*, Santiago, Chile, 19-33.
- Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*. The Geological Society of America. Boulder, 9, pp. 41–43
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital*, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- 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.
- SPEAR, F.S. 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths. Mineralogical Society of America, 799 p.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. *In*: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds) *Magmatism in the ocean basins*. Oxford, Geological Society of London, 398p.

- TAGAMI, T. & DUMITRU, T.A. 1996. Provenance and thermal history of the Franciscan accretionary complex: constraints from zircon fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, **101**(5): 11353–11364.
- TAKAGI, H. & ARAI, H. 2003. Restoration of exotic terranes along the median tectonic line, Japanese Islands: Overview. *Gondwana Research*, **6**(4): 657–668.
- TAYLOR, H.P.J.R; COLEMAN, R.G. 1968. 18O/16O ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Bulletion of the Geological Society of America* **79**: 1727-1756.
- TERABAYASHI, M. & MURAYAMA, S. 1998. Large pressure gap between the Coastal and Central Franciscan belts, northern and central California. *Tectonophysics*, **285**: 87–101.
- THOMSON, J.A. 2001. Relationships of coticule geochemistry to stratigraphy in the Perry Mountain and Megunticook formations, New England Appalachians. *The Canadian Mineralogist* **39**: 1021-1037.
- TISCHENDORF, G. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* **61**: 809-834.
- 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.
- WILLNER, A.P. 2005. Pressure–temperature evolution of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°-35°30' S). *Journal of Petrology*, **46**: 1805–1833.
- WILLNER, A.P., THOMSON, S.N., KRÖNER, A., WARTHÖ, J., WIJBRANS, J.R., HERVÉ, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°-35°30' S). *Journal of Petrology*, **46**(9): 1853–1858.

- WILLNER, A.P., RICHTER, P.R., RING, U. 2009. Structural overprint of a late Paleozoic accretionary system in North-Central Chile (34°-35° S) during post-accretional deformation. *Andean Geology*, **36**(1): 17–36.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Scientific & Technical, UK, 248p.

ANEXO I

Primeiro rascunho da publicação em preparação a respeito do estudo de química mineral de turmalina da área de estudo.

First insight on tourmaline composition from metasedimentary rocks from the Coastal Cordillera in Central Chile

Authors

Nívea Magalhães¹, Caetano Juliani¹, João Mata²

1 Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil

2 Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisbon, Portugal

Introduction

Tourmaline is a complex borosilicate mineral with good potential to record vital information about its host-environment and evolution, often providing valuable information about geological processes. Due to its stability in a wide range of P-T conditions and fluid compositions, it is very common find tourmaline in granitoids and associated rocks, sedimentary and metamorphic rocks of all grades (Dutrow & Henry, 2011). This mineral is also an effective indicator of sediment provenance due to its mechanical and chemical resistance, also being relatively stable during diagenesis and metamorphism as demonstrated in previous works done by Henry & Guidotti (1985) and Henry & Dutrow (1992). The goal of this paper is to evaluate, through mineral chemistry studies of tourmaline, the chemical composition and environment of formation of tourmaline, comparing its mode of occurrence in three different metasedimentary rocks of the Coastal Cordillera that outcrop in an area between the towns of Llico and Licantén, in central Chile.

The geological evolution of Chile is intrinsically connected to the subduction of the Nazca plate beneath the South American Plate; the growth of Andes Cordillera being a result of it. The metamorphic basement of Chile, the Coastal Cordillera – interpreted as a paired metamorphic belt since the beginning of the 70's decade (Aguirre *et al.*, 1972; Ernst, 1975) – was also formed due to the same subduction process. The Coastal Cordillera is composed of two metamorphic belts which appear side by side, one of high temperature and low pressure (Eastern Series) and other of high pressure and low temperature (Western Series), composed predominantly by metavolcano-sedimentary rocks. In this serie metabasites outcrop in the Western Series only (Figure 1). It extends through the extension of Chilean territory, but due to posterior processes related to the on-going subduction its structures were obliterated or destructed in some areas (Hervé *et al.*, 2007).

Figure 1. Simplified geological map of Central Chile, based on SERNAGEOMÍN (2003) and Willner (2005). The white stars represent the location of the samples analyzed in this paper.

Materials and Methods

Three samples of tourmaline-bearing metasedimentary rocks were selected for electron microprobe analysis after petrographical and scanning electronic microscopic investigations were conducted. Two samples correspond to the Western Series and one to the Eastern Series (Figure 1). The petrographical analysis was conducted at University of São Paulo; the scanning electronic microscopic investigation was conducted at State University of Campinas (Unicamp) on a SEM model LEO 430i with coupled EDS.

Punctual chemical analyses for major elements were carried on polished sections of each sample at University of Lisbon, Portugal. The equipment used was a JEOL JXA-8200 electron microprobe with coupled EDS (Energy Dispersive System) system. Operation conditions consisted of an electron beam of 10 µm and beam current of 15 nA. B, Li and H were not measured by the probe. The polished sections had a thickness of *ca.* 40 microns and were metallized with carbon in a vacuum chamber.

The classification of tourmaline according to its chemistry followed the norms and nomenclature proposed by Hawthorne & Henry, 1999.

Results

Tourmaline is a common accessory mineral in metasedimentary rocks of the central portion of the Coastal Cordillera, usually making up less than 1% of the mineralogical mode. The samples analyzed were chosen based on the extent of weathering, quantity of tourmaline, mode of occurrence and localization in the study area. Regardless of their metasedimentary nature, they present very distinct bulk composition and mineral paragenesis (Table 1).

Table 1. Brief description of the samples chosen for electron microprobe analysis of tourmaline.

Sample	Rock type	Geology	Paragenesis
MN-01	Mica-albite schist	Western Series	Albite+quartz+chlorite+muscovite
MN-33	Spessartine quartzite	Western Series	Quartz+garnet (spessartine)
MN-35	Biotite-muscovite schist	Eastern Series	Quartz+muscovite+biotite+staurolite+andalusite

Higher concentrations of tourmaline are associated with micaceous layers in both MN-01 and MN-35 samples, but can also be present in quartz layers. On sample MN-33 it appears exclusively on a continuous thin layer associated to garnet and biotite (Figures 2a, 2b). We observe that tourmaline has very similar physical and optical aspects in all samples, being a black colored, euhedral to subeuhedral mineral, with grain diameter typically up to 0.5 millimeters. Under microscopic observation a color zonation is noticeable in most tourmaline grains. The core is usually greenish-blue and the rim, brown and the zonation is most often gradational, but in some cases it has a sharp optical discontinuity. The core aspect varies from some euhedral forms to forms that appear to have been corroded. Optically unzoned tourmaline coexists with zoned tourmalines; they are most often brown, and blue grains are rare (Figure 2c). Inclusions of minerals in the tourmaline are usual; most often, the inclusions are of minerals common in the matrix of the rock, but other minerals may occur, such as allanite and monazite.

Figure 2. Common microscopic aspects of tourmaline. **A.** Sample MN-33, tourmaline occur in brown layers, associated with garnet and chlorite. **B.** Zoned and unzoned tourmaline grains (dark grey) SEM images of sample MN-33; other minerals are garnet, chlorite and a Ti-Fe hydroxide. **C.** Different types of tourmaline in sample MN-01 (uncrossed polarizers, except for image on the bottom right, taken at SEM).

Chemically, tourmaline from all samples falls in the alkali group (Figure 3) and both core and rim present compositions within the range of the schorlite-dravite series (Figure 4). An increase of the dravite component from core to the rim is noticed in samples MN-01 and MN-35; in sample MN-33 core and rim have the same composition, except for a group of cores that are enriched in the dravite component. Transverse analysis performed on bigger-sized grain from sample MN-01 show different kinds of chemical zonation: (1) increase in elements Ca and Mg and decrease of Na and Fe from the core towards the rim; (2) no chemical zonation. The chemical zonation is not pronounced, even in tourmaline grains with strong optical color zonation.

Figure 3. Classificatory ternary diagram Ca-vacX-Na+K (a.p.f.u.), by Hawthorne and Henry (1999).

Figure 4. Classification diagrams for the three samples in terms of Ca/(Ca+Na) and #Mg.

In Al-Fe-Mg ternary diagrams (Henry & Guidotti, 1985), the majority of tourmaline from the three samples tend to plot into the same field, metapelites and metapsammmites not coexisting with an Al-saturating phase (5). Few tourmaline plots in other fields as Fe³⁺-rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks, and metapelites (6); metapelites and metapsammmites coexisting with an Al-saturating phase (4); and Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites (2). The ones that fall in those other fields usually correspond to core analysis.

Figure 5. Al-Fe-Mg diagram, by Henry & Guidotti (1985). Each field indicate the tourmaline composition for the following rock types: (1) Li-rich granitoid and their associated pegmatites and aplites; (2) Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites; (3) Fe³⁺-rich quartz-tourmaline rocks (hydrothermalized granites); (4) metapelites and metapsammmites coexisting with an Al-saturating phase; (5) metapelites and metapsammmites not coexisting with an Al-saturating phase;

(6) Fe³⁺-rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks, and metapelites; (7) low-Ca metaultramafics and Cr, V-rich metasediments; (8) metacarbonates and metapyroxenites.

While the similar chemical composition seems to be characteristic to these samples' tourmaline grains, minor variations in its chemistry can be identified in diagrams using their TiO₂ content and #Mg as parameters (Figure 6). Sample MN-01 presents cores with two distinct contents of TiO₂ but similar #Mg; the rim has a TiO₂ composition in the middle of those two groups. Transverse analysis performed on tourmaline from this sample also shows that while the cores have similar composition to one of those two groups, the rims progressively tend to crystallize a composition of the rim in the border. Sample MN-33 has two very distinct patterns of tourmaline; the cores with lower #Mg have a similar composition to tourmaline rims, but the group with higher #Mg is very diverse. On sample MN-35 we can observe that the rim tend to be richer in TiO₂ than the core.

Figure 6. Diagram showing the tourmaline's chemical variation in terms of #Mg and TiO₂.

Discussion

In a broad view, tourmaline doesn't show a widespread chemical composition as observed in the classificatory diagrams; however the Al-Fe-Mg diagram shows indicators of a number of distinct ambient of formation for the tourmaline cores, which suggests, along with the petrographical description, a detrital origin for at least a part of tourmaline cores. The rims have a very similar chemical composition within each sample, which indicates that they crystallized during diagenesis or metamorphism, using the core of pre-existing tourmaline as nuclei. While some grains appear to not have developed an overgrowth during metamorphism, other grains could have grown exclusively during diagenesis and/or metamorphism, which implies that the sedimentary rock had to have appropriate bulk composition and was under appropriate P and T, so the boron, either already present in the rock or introduced posteriorly, could react to form tourmaline (Henry & Dutrow, 1996).

Sample MN-33 is the one only that shows two very distinct groups of cores with different chemical composition, implying in different ambient of formation. Willner *et al.* (2001) reports the aspects and chemical composition of tourmalines of coticulite from Coastal Cordillera and observed compositions similar to those of spessartite quartzite from layers of chemical sediments in the blueschists sequences. However, apart from the similar rock type and occurrence in thin layers, they did not find different composition for the cores, inferring a non-detrital origin for tourmaline.

Despite their similar #Mg, the cores in sample MN-01 can be interpreted of being derivate from different sources, as supported by their TiO₂ content. It is possible to separate tourmaline cores in two groups, one with low TiO₂ content (<0.4) and other with higher content (>1.4). Patterns from transversal in tourmaline also support this theory, as all of the optically distinguishable core can be classified as belonging into either one of those groups. Other evidence to support the core's detrital origin is its Na content. The cores present Na content < 0,8 a.p.f.u., while the rim have Na > 0,8 a.p.f.u., which can be an indication that while the rim crystallized in an ambient with Na-rich fluid, the cores did. In this case, albite tends to buffer the Na partitioning

between fluid and tourmaline (Henry & Dutrow, 2012), resulting in Na-rich tourmaline, which can possibly mean that tourmaline rims cristalized during metamorphism.

Conclusions

Tourmaline is a widespread mineral in rocks of the metamorphic paired belt in Central Chile. The analyzes conducted in this paper indicate that despite the apparent homogeneity of the physical, optical aspects and chemical composition of the tourmaline present in different rock types, there are significant variances in the chemistry of the grains within the samples and between them, indicating that tourmaline was most likely formed in diverse environments.

Detrital tourmaline from diverse unrelated sources was incorporated to the rocks due to sedimentary processes; they represent the core of most tourmaline grains. There is no apparent correlation between tourmaline from the samples, indicating that they most likely come from different sources. The rim possibly grew during diagenesis and/or metamorphism, in specific conditions favorable to the growth of tourmaline.

Titanium oxide (TiO₂) proved to be of great value to help identify differences in tourmaline composition that could reflect in different sources.

Bibliographical References

- AGUIRRE, L., HERVÉ, F., GODOY, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, **9**: 7-19.
- DUTROW, B.L., HENRY, D.J. 2011. Tourmaline: A Geologic DVD. *Elements*, **7**: 301-306.
- ERNST, W.G. 1975. Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschist belts. *Tectonophysics*, **26**: 229-246.
- HAWTHORNE, F.C., HENRY, D.J. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, **11**: 201-215.
- HENRY, D.J., DUTROW, B.L. 1992. Tourmaline in a low-grade clastic metasedimentary rock - an example of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **112**, 203-218.
- HENRY, D.J., DUTROW, B.L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: Grew, E.S., Anovitz, L.M. (Eds.), Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Reviews in Mineralogy*, **33**: 503-557.
- HENRY, D.J., DUTROW, B.L. 2012. Tourmaline at diagenetic to low-grade metamorphic conditions: Its petrologic applicability. *Lithos*, **154**: 16-32.
- HENRY, D.J., GUIDOTTI, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: na example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**: 1-15.
- HERVE, 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*. Londres, The Geological Society of London, 414 p.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital*, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- WILLNER, A.P. 2005. Pressure-temperature evolution of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in north-central Chile (34°-35°30'S). *Journal of Petrology*, **46**(9): 1805-1833.

WILLNER, A.P., PAWLIG, S., MASSONE, H.J., HERVÉ, F. 2001. Metamorphic evolution of spessartine quartzites (coticulites) in the high-pressure , low-temperature complex at Bahia Mansa, Coastal Cordillera of South-Central Chile. *The Canadian Mineralogist*, **39**: 1547-1569.

ANEXO II

Dados de geoquímica em rocha total.

		MN-17D	MN-17E	MN-22B	MN-26A	MN-26E	144	144A	MN-01B	MN-26B
SiO2	%	46,8	43,5	49,9	48,4	49,1	48,9	47,8	56,9	86,2
Al2O3	%	10,81	8,65	14,47	10,80	7,25	15,20	16,36	20,96	5,76
Fe2O3	%	12,25	12,62	11,37	11,39	12,17	10,25	11,46	7,93	2,06
CaO	%	8,71	8,90	9,36	12,77	11,89	9,72	9,43	0,37	0,86
MgO	%	13,99	19,01	7,13	9,22	14,62	7,50	6,74	2,07	0,95
MnO	%	0,18	0,17	0,15	0,23	0,20	0,18	0,16	0,07	0,09
Na2O	%	2,48	0,96	2,54	2,36	0,39	3,27	3,39	2,66	3,40
K2O	%	0,25	0,12	0,54	0,63	0,61	0,52	0,74	3,82	0,09
TiO2	%	1,72	1,61	1,60	2,09	0,80	1,33	1,54	0,97	0,29
P2O5	%	0,16	0,16	0,11	0,25	0,09	0,10	0,10	0,23	0,05
Ba	%	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,04	<0,01	<0,01	0,07	<0,01
Cr2O3	%	0,137	0,176	0,032	0,021	0,610	0,052	0,054	0,016	0,007
LOI	%	3,23	4,81	3,22	2,52	3,18	3,34	2,99	4,41	0,96
SUM	%	100,60	100,50	100,42	100,66	100,31	100,32	100,66	100,47	100,68
TOT/C	%	0,02	<0,02	<0,02	0,14	0,02	0,02	<0,02	0,32	0,10
TOT/S	%	<0,02	0,26	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,17	<0,02
Ba	PPM	89	36	17	324	400	21	30	648	28
Be	PPM	<1	<1	<1	2	2	1	<1	4	<1
Ce	PPM	26,8	32,2	10,9	47,4	12,9	8,9	10,2	104,5	53,1
Co	PPM	69,9	79,9	49,0	53,7	59,4	53,5	56,1	38,9	173,3
Cs	PPM	2,8	1,3	0,4	2,0	0,4	0,4	0,5	11,4	0,9
Dy	PPM	3,40	2,94	6,08	4,62	1,96	5,02	5,76	7,19	3,79
Er	PPM	1,82	1,42	3,93	2,19	1,08	3,49	3,77	4,29	2,38
Eu	PPM	1,29	1,11	1,22	1,80	0,59	1,21	1,25	1,81	0,73
Ga	PPM	15,2	13,3	15,9	17,2	9,8	14,7	16,0	26,5	7,3
Gd	PPM	3,96	3,55	4,77	5,54	1,99	4,25	4,83	8,49	3,59
Hf	PPM	3,2	2,5	2,7	4,5	1,0	3,1	2,7	6,6	1,9
Ho	PPM	0,68	0,59	1,29	0,81	0,41	1,18	1,27	1,41	0,81
La	PPM	11,4	15,1	3,2	23,7	6,5	2,9	3,4	50,8	13,4
Lu	PPM	0,22	0,18	0,49	0,24	0,12	0,46	0,50	0,63	0,34
Nb	PPM	11,7	12,5	2,5	26,7	8,2	1,8	1,7	17,6	6,6
Nd	PPM	16,2	16,9	10,1	24,7	6,9	9,1	10,4	46,7	14,5
Pr	PPM	3,74	4,16	1,79	5,71	1,56	1,61	1,83	12,30	3,72
Rb	PPM	7,3	2,0	11,6	15,5	12,0	9,9	13,5	199,6	1,1
Sm	PPM	3,85	3,87	3,46	5,59	1,72	3,04	3,35	9,37	3,40
Sn	PPM	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	5	1
Sr	PPM	262,6	79,6	125,3	255,9	156,0	122,3	149,5	137,4	15,6
Ta	PPM	0,9	0,8	0,4	1,7	0,6	0,5	0,3	2,1	3,6
Tb	PPM	0,68	0,57	0,90	0,83	0,33	0,82	0,92	1,32	0,62
Th	PPM	1,3	1,2	0,2	2,8	0,9	<0,2	<0,2	20,1	6,1
Tm	PPM	0,25	0,21	0,58	0,29	0,14	0,49	0,59	0,66	0,38
U	PPM	0,3	0,4	0,1	0,5	0,1	0,2	<0,1	3,3	1,1
V	PPM	281	247	308	289	164	287	300	156	35
W	PPM	61,6	32,8	137,2	114,7	60,1	164,0	80,4	239,0	1364,9
Y	PPM	17,5	15,0	33,6	22,8	10,3	31,0	34,1	40,3	20,8
Yb	PPM	1,56	1,21	3,69	1,67	0,90	3,49	3,44	4,21	2,49
Zr	PPM	101,2	86,8	88,4	127,2	33,5	77,6	85,3	210,4	65,5
Ag	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	PPM	26,0	15,8	<0,5	1,2	1,6	0,7	<0,5	5,0	6,6
Au	PPB	<0,5	2,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	2,5
Bi	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	0,5
Cd	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Cu	PPM	91,3	86,7	41,8	131,7	65,8	60,5	72,1	43,8	41,4
Hg	PPM	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	PPM	<0,1	0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	1,1	0,5
Ni	PPM	281,2	442,0	41,2	59,7	165,0	48,5	51,3	31,3	9,4
Pb	PPM	0,6	0,8	0,2	0,6	0,9	0,9	0,8	14,5	2,7
Sb	PPM	1,1	0,8	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	<0,1
Se	PPM	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5
Tl	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Zn	PPM	36	45	53	30	38	134	56	118	8

ANEXO III

Análises de química mineral em pontos selecionados.

Análises de química mineral de anfibólio

Amostra	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A
Localização	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Meio	Borda	Núcleo	Meio	Borda
SiO ₂	53,833	50,112	52,952	53,141	52,736	53,590	54,619	52,899	51,913	52,227	52,633	53,973
TiO ₂	0,009	0,096	0,017	0,043	0,028	0,000	0,006	0,032	0,039	0,057	0,036	0,004
Al ₂ O ₃	2,372	5,964	3,604	3,485	3,299	2,604	1,737	1,907	4,215	4,821	3,529	2,692
Cr ₂ O ₃	0,106	0,049	0,092	0,115	0,063	0,114	0,077	0,109	0,091	0,154	0,130	0,062
MnO	0,227	0,213	0,230	0,230	0,242	0,239	0,189	0,218	0,229	0,235	0,227	0,198
FeO	12,424	15,656	13,819	13,715	13,684	13,030	12,050	11,340	14,148	14,300	13,740	11,905
ZnO	0,034	0,081	0,025	0,036	0,101	0,000	0,038	0,022	0,025	0,032	0,027	0,090
MgO	16,000	12,867	14,764	14,629	14,870	15,376	16,539	14,835	14,634	14,212	14,918	16,429
CaO	11,607	10,451	10,441	10,684	11,043	11,382	11,981	10,660	10,147	8,715	10,083	10,631
Na ₂ O	0,863	2,051	1,682	1,387	1,482	1,008	0,666	0,755	2,025	2,640	1,670	1,401
K ₂ O	0,073	0,249	0,112	0,115	0,162	0,096	0,071	0,063	0,148	0,111	0,100	0,076
F	0,000	0,007	0,031	0,000	0,015	0,004	0,000	0,000	0,006	0,000	0,027	0,000
Cl	0,013	0,002	0,010	0,008	0,000	0,014	0,002	0,009	0,002	0,000	0,012	0,000
Sum	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000
Si-T	7,675	7,257	7,559	7,602	7,568	7,675	7,747	7,899	7,429	7,425	7,530	7,637
ivAl-T	0,325	0,743	0,441	0,398	0,432	0,325	0,253	0,101	0,571	0,575	0,470	0,363
Ti-T	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SumT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
viAl-C	0,074	0,275	0,166	0,190	0,126	0,115	0,038	0,235	0,140	0,233	0,125	0,086
Ti-C	0,001	0,010	0,002	0,005	0,003	0,000	0,001	0,004	0,004	0,006	0,004	0,000
Cr-C	0,012	0,006	0,010	0,013	0,007	0,013	0,009	0,013	0,010	0,017	0,015	0,007
Fe ₃ -C	0,457	0,596	0,601	0,524	0,472	0,425	0,381	0,235	0,736	0,939	0,782	0,674
Mn ₃ -C	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg-C	3,401	2,778	3,142	3,120	3,181	3,283	3,497	3,303	3,122	3,012	3,182	3,465
Fe ₂ -C	1,024	1,300	1,049	1,116	1,170	1,135	1,049	1,181	0,957	0,761	0,862	0,735
Mn ₂ -C	0,027	0,026	0,028	0,028	0,029	0,029	0,023	0,028	0,028	0,028	0,028	0,024
SumC	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₂ -B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn ₂ -B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-B	1,773	1,621	1,597	1,637	1,698	1,746	1,821	1,705	1,556	1,327	1,545	1,611
Na-B	0,227	0,379	0,403	0,363	0,302	0,254	0,179	0,219	0,444	0,673	0,455	0,384
SumB	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,924	2,000	2,000	2,000	1,996
Na-A	0,011	0,197	0,062	0,022	0,110	0,026	0,004	0,000	0,117	0,055	0,009	0,000
K-A	0,013	0,046	0,020	0,021	0,030	0,018	0,013	0,012	0,027	0,020	0,018	0,014
SumA	0,025	0,243	0,083	0,043	0,140	0,044	0,017	0,012	0,145	0,075	0,027	0,014

Análises de química mineral de anfibólio

Amostra	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E
Localização	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo
SiO2	56,400	48,92	56,18	56,92	56,56	56,66	55,66	47,360	45,837	46,772	45,032	46,185
TiO2	0,076	0,06	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	3,341	4,467	3,557	4,510	4,069
Al2O3	7,932	7,09	8,37	8,98	7,97	8,15	8,63	6,771	7,706	8,284	9,037	8,111
Cr2O3	0,157	0,16	0,10	0,11	0,12	0,13	0,10	0,593	0,681	0,555	0,706	0,520
MnO	0,142	0,24	0,10	0,12	0,13	0,09	0,10	0,158	0,114	0,281	0,133	0,197
FeO	14,610	17,20	15,01	14,61	15,69	15,56	8,60	10,982	9,882	12,363	10,109	10,628
ZnO	0,086	0,01	0,07	0,08	0,03	0,05	0,03	0,072	0,007	0,064	0,018	0,009
MgO	9,351	11,32	8,56	8,68	8,73	8,83	6,95	14,720	14,538	12,785	14,595	14,262
CaO	3,644	10,56	2,76	2,01	2,82	2,80	12,45	11,402	11,476	11,340	11,214	11,412
Na2O	5,006	2,31	5,99	6,17	5,91	6,12	7,11	2,040	2,252	1,756	2,351	2,050
K2O	0,476	0,57	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,544	0,605	0,539	0,600	0,556
F	0,009	0	0,006	0,018	0	0	0,037	0,022	0,058	0,005	0,079	0,042
Cl	0,000	0,002	0	0,002	0	0,005	0	0,033	0,058	0,043	0,052	0,041
Sum	100,000	97,20	97,73	98,05	98,45	99,69	98,18	98,038	97,681	98,344	98,436	98,082
Si-T	7,946	7,152	7,973	7,963	7,964	7,947	8,655	6,869	6,706	6,806	6,507	6,706
ivAl-T	0,054	0,848	0,027	0,037	0,036	0,053	0,000	1,131	1,294	1,194	1,493	1,294
Ti-T	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SumT	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,655	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
viAl-C	1,263	0,374	1,373	1,443	1,286	1,294	1,581	0,026	0,035	0,227	0,046	0,093
Ti-C	0,008	0,007	0,003	0,004	0,005	0,004	0,007	0,364	0,492	0,389	0,490	0,444
Cr-C	0,017	0,018	0,011	0,012	0,013	0,015	0,012	0,068	0,079	0,064	0,081	0,060
Fe3-C	0,203	0,372	0,142	0,294	0,256	0,223	0,000	0,091	0,000	0,000	0,145	0,022
Mn3-C	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg-C	1,964	2,468	1,812	1,810	1,832	1,847	1,611	3,183	3,171	2,774	3,144	3,087
Fe2-C	1,518	1,732	1,639	1,415	1,590	1,602	1,118	1,241	1,209	1,504	1,076	1,268
Mn2-C	0,017	0,029	0,012	0,014	0,015	0,010	0,013	0,019	0,014	0,035	0,016	0,024
SumC	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	4,345	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn2-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-B	0,550	1,654	0,420	0,301	0,425	0,420	2,073	1,772	1,799	1,768	1,736	1,775
Na-B	1,367	0,346	1,580	1,673	1,575	1,580	0,000	0,228	0,201	0,232	0,264	0,225
SumB	1,917	2,000	2,000	1,974	2,000	2,000	2,073	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na-A	0,000	0,307	0,068	0,000	0,037	0,084	2,143	0,345	0,438	0,263	0,394	0,352
K-A	0,086	0,107	0,006	0,005	0,007	0,006	0,005	0,101	0,113	0,100	0,111	0,103
SumA	0,550	0,414	0,074	0,005	0,044	0,091	2,148	0,446	0,550	0,363	0,505	0,455

Análises de química mineral de anfibólio

Amostra	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E
Localização	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda
SiO2	56,378	54,976	55,827	55,290	55,530	47,514	55,731	57,177
TiO2	0,017	0,015	0,000	0,000	0,000	0,007	0,017	0,000
Al2O3	0,843	1,528	0,681	1,552	1,785	8,891	1,028	0,900
Cr2O3	0,123	0,153	0,140	0,260	0,179	1,735	0,236	0,375
MnO	0,240	0,233	0,272	0,078	0,206	0,192	0,146	0,119
FeO	10,149	10,533	10,489	10,715	10,991	8,469	10,401	10,090
ZnO	0,036	0,019	0,028	0,054	0,064	0,000	0,083	0,076
MgO	17,772	17,286	17,636	16,839	16,395	12,489	17,545	17,160
CaO	13,013	12,720	12,979	11,963	11,826	14,306	12,273	12,306
Na2O	0,217	0,433	0,193	0,824	0,884	0,464	0,562	0,592
K2O	0,043	0,098	0,059	0,049	0,051	0,064	0,057	0,053
F	0,000	0,000	0,006	0,049	0,003	0,068	0,012	0,006
Cl	0,010	0,014	0,001	0,011	0,016	0,002	0,019	0,000
Sum	98,841	98,008	98,311	97,684	97,930	94,201	98,110	98,854
Si-T	7,907	7,794	7,884	7,856	7,878	7,247	7,860	8,017
ivAl-T	0,093	0,206	0,113	0,144	0,122	0,753	0,140	0,000
Ti-T	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SumT	8,000	8,000	7,997	8,000	8,000	8,000	8,000	8,017
viAl-C	0,046	0,049	0,000	0,116	0,177	0,845	0,030	0,149
Ti-C	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000
Cr-C	0,014	0,017	0,016	0,029	0,020	0,209	0,026	0,042
Fe3-C	0,052	0,136	0,112	0,121	0,077	0,000	0,207	0,000
Mn3-C	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg-C	3,716	3,653	3,713	3,567	3,468	2,840	3,689	3,587
Fe2-C	1,138	1,113	1,127	1,152	1,227	1,080	1,020	1,183
Mn2-C	0,029	0,028	0,033	0,009	0,025	0,025	0,017	0,014
SumC	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	4,983
Mg-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn2-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni-B	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca-B	1,955	1,932	1,964	1,821	1,797	2,338	1,854	1,849
Na-B	0,045	0,068	0,034	0,179	0,203	0,000	0,146	0,151
SumB	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,338	2,000	2,000
Na-A	0,014	0,051	0,019	0,048	0,041	0,137	0,008	0,010
K-A	0,008	0,018	0,011	0,009	0,009	0,012	0,010	0,009
SumA	0,022	0,069	0,030	0,057	0,050	0,150	0,018	0,019

Análises de química mineral de feldspato

Amostra	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A	144A
Localização	Núcleo	Meio	Borda	Núcleo	Meio	Borda	Núcleo	Meio	Borda	Núcleo	Meio	Borda
SiO ₂	69,907	69,944	69,509	69,499	69,467	68,575	69,214	68,960	69,067	69,100	68,546	69,915
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	0,001	0,000	0,014	0,014	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	18,893	18,828	18,819	18,987	19,117	19,419	18,970	19,110	19,080	18,952	19,064	18,813
FeO	0,034	0,017	0,095	0,092	0,103	0,191	0,187	0,171	0,099	0,185	0,218	0,097
MgO	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,073	0,023	0,098	0,086	0,079	0,052	0,078	0,200	0,088	0,110	0,066	0,050
Na ₂ O	11,845	12,138	12,060	12,044	12,104	12,473	12,220	12,002	12,172	12,129	12,111	12,029
K ₂ O	0,036	0,044	0,040	0,048	0,040	0,049	0,045	0,039	0,055	0,048	0,049	0,054
BaO	0,049	0,000	0,009	0,063	0,025	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,002	0,000
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	100,841	100,994	100,630	100,831	100,944	100,787	100,758	100,483	100,586	100,538	100,056	100,958
Si	3,025	3,024	3,019	3,014	3,009	2,984	3,007	3,003	3,005	3,008	2,999	3,025
Al	0,964	0,960	0,963	0,970	0,976	0,996	0,971	0,981	0,978	0,972	0,983	0,959
TOTAL T	3,989	3,984	3,982	3,984	3,985	3,980	3,979	3,984	3,983	3,980	3,983	3,984
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,001	0,001	0,003	0,003	0,004	0,007	0,007	0,006	0,004	0,007	0,008	0,004
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,003	0,001	0,005	0,004	0,004	0,002	0,004	0,009	0,004	0,005	0,003	0,002
Na	0,994	1,018	1,016	1,013	1,017	1,052	1,029	1,013	1,027	1,024	1,028	1,009
K	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003
Ba	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL M	1,002	1,022	1,026	1,024	1,027	1,065	1,044	1,031	1,038	1,039	1,041	1,018
Anortita	0,339	0,104	0,446	0,392	0,359	0,229	0,351	0,911	0,397	0,497	0,299	0,229
Albita	99,462	99,658	99,337	99,347	99,425	99,514	99,408	98,878	99,308	99,244	99,436	99,478
Ortoclásio	0,199	0,238	0,217	0,261	0,216	0,257	0,241	0,211	0,295	0,258	0,265	0,294

Análises de química mineral de feldspato

Amostra	144A	144A	144A	MN-17D	MN-17D	MN-17D	MN-26A	MN-26A	MN-26A	MN-26A	MN-26A	MN-26A
Localização	Núcleo	Meio	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda
SiO ₂	69,293	68,419	69,069	67,848	69,632	57,647	69,586	69,279	68,767	68,681	68,645	68,821
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,005	0,024	0,000
Al ₂ O ₃	19,090	19,161	19,170	19,804	18,947	26,486	18,838	18,953	19,251	19,177	19,260	19,086
FeO	0,078	0,116	0,104	0,382	0,403	0,256	0,059	0,222	0,131	0,188	0,034	0,028
MgO	0,000	0,013	0,000	0,055	0,263	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,043	0,036	0,089	1,093	0,104	9,233	0,045	0,118	0,107	0,096	0,094	0,095
Na ₂ O	12,214	12,258	12,202	11,344	12,078	6,422	12,187	12,380	12,409	12,586	12,417	12,395
K ₂ O	0,040	0,047	0,043	0,028	0,031	0,025	0,024	0,042	0,034	0,038	0,040	0,033
BaO	0,000	0,000	0,039	0,042	0,064	0,034	0,000	0,000	0,082	0,000	0,009	0,000
SrO	0,000	0,000	0,000	0,061	0,000	0,123	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
MnO	0,031	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,008	0,043
Total	100,789	100,050	100,716	100,665	101,555	100,239	100,739	101,025	100,781	100,771	100,531	100,502
Si	3,007	2,995	2,989	2,960	3,038	2,515	3,019	3,005	2,992	2,990	2,991	2,999
Al	0,976	0,988	0,978	1,018	0,974	1,362	0,963	0,969	0,987	0,984	0,989	0,980
TOTAL T	3,984	3,983	3,967	3,979	4,012	3,877	3,982	3,974	3,979	3,974	3,981	3,979
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe	0,003	0,004	0,004	0,014	0,015	0,009	0,002	0,008	0,005	0,007	0,001	0,001
Mg	0,000	0,001	0,000	0,004	0,017	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,002	0,002	0,004	0,051	0,005	0,432	0,002	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004
Na	1,028	1,040	1,024	0,960	1,022	0,543	1,025	1,041	1,047	1,062	1,049	1,047
K	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Ba	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
TOTAL M	1,036	1,050	1,035	1,032	1,062	0,990	1,031	1,058	1,060	1,076	1,058	1,056
Anortita	0,194	0,162	0,401	8,769	0,852	58,884	0,203	0,523	0,473	0,419	0,416	0,421
Albita	99,592	99,587	99,369	91,007	98,895	40,957	99,667	99,256	99,347	99,384	99,374	99,405
Ortoclássio	0,215	0,251	0,230	0,225	0,254	0,159	0,129	0,222	0,179	0,197	0,211	0,174

Análises de química mineral de feldspato

Amostra	MN-26A	MN-26A	MN-26A	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C
Localização	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo
SiO ₂	68,643	68,783	68,753	68,507	68,329	68,815	68,809	68,658	68,929	68,568	69,509	69,465
TiO ₂	0,000	0,043	0,009	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	19,191	19,237	19,369	18,597	18,639	18,554	18,609	18,549	18,623	18,603	18,545	18,558
FeO	0,085	0,005	0,082	0,036	0,131	0,098	0,253	0,034	0,156	0,168	0,252	0,114
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,043	0,045	0,055	0,033	0,520	0,053	0,092	0,047	0,094	0,051	0,056	0,060
Na ₂ O	12,492	12,664	12,675	12,192	11,907	12,119	12,067	12,084	12,092	12,170	11,955	11,999
K ₂ O	0,046	0,034	0,033	0,037	0,043	0,027	0,036	0,035	0,039	0,039	0,031	0,024
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,053	0,000	0,000	0,025	0,000	0,038	0,053	0,030
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,000	0,060	0,003	0,000	0,000	0,011	0,020	0,015	0,001	0,004	0,015	0,000
Total	100,500	100,871	100,979	99,402	99,626	99,699	99,886	99,448	99,934	99,644	100,416	100,250
Si	2,993	2,990	2,986	2,935	2,928	2,948	2,948	2,942	2,953	2,938	2,978	2,976
Al	0,986	0,986	0,991	0,939	0,941	0,937	0,940	0,937	0,940	0,939	0,936	0,937
TOTAL T	3,979	3,975	3,977	3,874	3,869	3,885	3,888	3,878	3,894	3,877	3,914	3,913
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,003	0,000	0,003	0,001	0,005	0,004	0,009	0,001	0,006	0,006	0,009	0,004
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,002	0,002	0,003	0,002	0,024	0,002	0,004	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003
Na	1,056	1,067	1,067	1,013	0,989	1,007	1,002	1,004	1,004	1,011	0,993	0,997
K	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
TOTAL M	1,064	1,075	1,075	1,018	1,021	1,015	1,018	1,010	1,017	1,022	1,008	1,005
Anortita	0,189	0,196	0,239	0,269	4,170	0,434	0,754	0,386	0,769	0,416	0,465	0,497
Albita	99,569	99,628	99,591	99,429	95,485	99,344	98,950	99,326	98,912	99,266	99,278	99,305
Ortoclássio	0,241	0,176	0,171	0,302	0,345	0,221	0,295	0,288	0,319	0,318	0,257	0,199

Análises de química mineral de feldspato

Amostra	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-28A	MN-28A	MN-28A	MN-28A	MN-28A	MN-28A	MN-35A	MN-35A	MN-35A
Localização	Núcleo	Borda	Núcleo	P1-1	P1-2	P1-3	P1-4	P1-5	P1-6	Núcleo	Núcleo	Núcleo
SiO ₂	68,716	68,124	68,620	70,155	69,263	70,389	69,556	69,678	68,746	65,231	64,740	63,235
TiO ₂	0,000	0,022	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,014
Al ₂ O ₃	18,669	18,577	18,636	18,715	18,773	18,720	18,762	18,734	18,986	21,868	21,670	22,966
FeO	0,063	0,293	0,272	0,179	0,048	0,040	0,007	0,072	0,088	0,005	0,064	0,158
MgO	0,000	1,633	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,008	0,000
CaO	0,078	0,279	0,163	0,185	0,066	0,044	0,059	0,088	0,128	3,433	3,373	4,572
Na ₂ O	12,103	11,806	12,066	11,466	11,858	11,890	11,897	11,983	12,191	10,144	10,075	9,642
K ₂ O	0,050	0,048	0,034	0,040	0,028	0,037	0,029	0,039	0,045	0,037	0,089	0,058
BaO	0,000	0,000	0,037	0,012	0,016	0,000	0,000	0,044	0,048	0,000	0,000	0,013
SrO	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035	0,008	0,021
MnO	0,000	0,019	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,013	0,000
Total	99,679	100,801	99,857	100,762	100,052	101,120	100,310	100,638	100,232	100,780	100,040	100,679
Si	2,944	2,919	2,940	3,035	3,022	3,036	3,026	3,025	3,003	2,856	2,857	2,787
Al	0,943	0,938	0,941	0,954	0,965	0,951	0,962	0,958	0,977	1,128	1,127	1,193
TOTAL T	3,887	3,857	3,881	3,990	3,988	3,987	3,988	3,983	3,981	3,984	3,983	3,980
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,002	0,010	0,010	0,006	0,002	0,001	0,000	0,003	0,003	0,000	0,002	0,006
Mg	0,000	0,104	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca	0,004	0,013	0,007	0,009	0,003	0,002	0,003	0,004	0,006	0,161	0,159	0,216
Na	1,005	0,981	1,002	0,962	1,003	0,994	1,003	1,009	1,033	0,861	0,862	0,824
K	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,005	0,003
Ba	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Mn	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL M	1,014	1,112	1,023	0,980	1,010	1,000	1,008	1,018	1,045	1,026	1,030	1,050
Anortita	0,638	2,300	1,329	1,582	0,552	0,368	0,492	0,727	1,035	15,724	15,536	20,698
Albita	98,953	97,305	98,394	98,075	99,214	99,323	99,266	98,951	98,601	84,075	83,976	78,989
Ortoclássio	0,409	0,396	0,277	0,342	0,234	0,309	0,242	0,322	0,364	0,202	0,488	0,313

Análises de química mineral de feldspato

Amostra	MN-35A	MN-35A	MN-35A
Localização	Núcleo	Núcleo	Borda
SiO ₂	65,013	63,125	65,001
TiO ₂	0,008	0,000	0,021
Al ₂ O ₃	21,847	23,021	21,595
FeO	0,066	0,271	0,052
MgO	0,000	0,000	0,000
CaO	3,489	4,883	3,365
Na ₂ O	10,224	9,476	10,022
K ₂ O	0,041	0,057	0,062
BaO	0,014	0,079	0,000
SrO	0,045	0,065	0,046
MnO	0,025	0,000	0,000
Total	100,772	100,977	100,164
Si	2,851	2,779	2,863
Al	1,129	1,195	1,121
TOTAL T	3,980	3,974	3,984
Ti	0,000	0,000	0,001
Fe	0,002	0,010	0,002
Mg	0,000	0,000	0,000
Ca	0,164	0,230	0,159
Na	0,869	0,809	0,856
K	0,002	0,003	0,003
Ba	0,000	0,001	0,000
Sr	0,001	0,002	0,001
Mn	0,001	0,000	0,000
TOTAL M	1,040	1,055	1,022
Anortita	15,831	22,097	15,597
Albita	83,947	77,596	84,061
Ortoclásio	0,222	0,307	0,342

Análises de química mineral de piroxênio

Amostra	MN-17D	MN-17D	MN-17D	MN-17D	MN-17D	MN-17D	MN-17D	MN-17D	MN-17D	MN-26C	MN-26C	MN-26C
Localização	Núcleo	Meio	Borda	Núcleo	Meio	Borda	Núcleo	Meio	Borda	P1-1	P1-2	P1-3
SiO ₂	51,778	52,734	53,122	52,422	52,452	52,752	52,347	51,863	51,218	47,445	48,907	48,472
Al ₂ O ₃	3,346	2,993	2,571	2,681	2,164	2,572	2,683	3,003	3,382	6,313	5,562	5,269
FeO	5,204	5,328	5,493	5,470	5,602	5,285	5,421	5,464	5,526	7,209	6,617	7,413
TiO ₂	0,760	0,690	0,675	0,592	0,589	0,618	0,601	0,704	0,779	2,071	1,954	1,868
MnO	0,009	0,070	0,073	0,037	0,092	0,126	0,044	0,054	0,065	0,127	0,104	0,134
MgO	16,938	17,489	17,708	17,893	18,299	17,494	17,662	17,537	17,073	13,283	13,796	13,330
CaO	20,648	20,299	20,334	19,796	19,516	20,319	20,041	19,909	20,289	22,190	22,708	22,272
Na ₂ O	0,256	0,295	0,283	0,250	0,270	0,272	0,258	0,301	0,281	0,547	0,378	0,364
K ₂ O	0,003	0,016	0,001	0,004	0,000	0,000	0,007	0,005	0,006	0,028	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	1,226	1,038	1,021	0,929	0,784	0,927	1,025	1,137	1,344	0,264	0,239	0,224
Total	100,168	100,952	101,281	100,074	99,768	100,365	100,089	99,977	99,963	99,477	100,265	99,346
Si	1,891	1,891	1,908	1,917	1,911	1,915	1,920	1,904	1,910	1,897	1,910	1,894
Al ^{IV}	0,109	0,109	0,092	0,083	0,089	0,085	0,080	0,096	0,090	0,103	0,090	0,106
Sítio Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,036	0,036	0,036	0,026	0,026	0,008	0,031	0,034	0,038	0,030	0,025	0,024
Ti	0,021	0,021	0,019	0,018	0,016	0,016	0,017	0,018	0,021	0,019	0,016	0,019
Cr	0,035	0,035	0,030	0,029	0,027	0,023	0,027	0,034	0,036	0,036	0,030	0,033
Mn	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,003	0,004	0,000	0,001	0,002	0,001	0,002
Fe ³⁺	0,014	0,014	0,010	0,011	0,022	0,040	0,008	0,013	0,000	0,018	0,022	0,032
Fe ²⁺	0,145	0,145	0,152	0,155	0,145	0,131	0,153	0,143	0,155	0,142	0,144	0,135
Mg	0,749	0,749	0,752	0,758	0,763	0,779	0,761	0,758	0,750	0,753	0,762	0,756
Sítio Y	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,174	0,174	0,191	0,194	0,209	0,217	0,188	0,179	0,167	0,173	0,198	0,199
Ca	0,808	0,808	0,787	0,786	0,773	0,764	0,792	0,801	0,815	0,808	0,783	0,779
Na	0,018	0,018	0,021	0,020	0,018	0,019	0,019	0,021	0,018	0,019	0,018	0,021
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sítio X	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
X _{Wo}	43,090	41,818	41,524	40,902	40,391	41,822	41,499	41,690	42,924	50,908	49,834	49,353
X _{En}	49,181	50,130	50,313	51,439	52,693	50,099	50,885	51,094	50,256	42,399	42,125	41,098
X _{Fs}	7,729	8,052	8,163	7,659	6,916	8,079	7,616	7,216	6,820	6,693	8,042	9,549

Análises de química mineral de piroxênio

Amostra	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C
Localização	P1-4	P1-5	P1-6	P1-7	P1-8	P1-10	P1-11	P1-12	P1-13	P1-14	P1-15	P1-16
SiO ₂	48,249	48,405	48,419	48,099	49,000	48,454	48,889	48,797	46,765	48,618	49,337	48,950
Al ₂ O ₃	5,705	5,632	5,484	5,560	5,500	5,401	5,352	5,375	9,871	5,231	4,978	5,196
FeO	6,712	6,913	6,744	6,645	6,761	6,593	6,697	6,572	7,334	6,564	6,851	6,614
TiO ₂	1,922	1,912	1,872	1,853	1,822	1,851	1,730	1,732	0,976	1,585	1,506	1,670
MnO	0,093	0,129	0,109	0,080	0,110	0,134	0,123	0,118	0,131	0,156	0,098	0,105
MgO	13,879	13,720	13,913	13,982	13,869	14,111	14,084	14,073	10,143	14,299	14,002	13,996
CaO	22,501	22,400	22,645	22,614	22,556	22,613	22,677	22,643	23,166	22,806	22,640	22,608
Na ₂ O	0,388	0,454	0,440	0,365	0,435	0,403	0,455	0,398	0,483	0,360	0,474	0,442
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,005	0,007	0,000	0,000	0,000	0,003	0,017
Cr ₂ O ₃	0,256	0,174	0,178	0,216	0,187	0,162	0,186	0,149	0,180	0,185	0,157	0,159
Total	99,705	99,739	99,804	99,421	100,240	99,727	100,200	99,857	99,049	99,804	100,046	99,757
Si	1,875	1,990	1,793	1,788	1,808	1,794	1,802	1,805	1,758	1,797	1,822	1,812
Al ^{IV}	0,125	0,010	0,207	0,212	0,192	0,206	0,198	0,195	0,242	0,203	0,178	0,188
Sítio Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,021	0,262	0,032	0,031	0,047	0,030	0,034	0,039	0,195	0,025	0,038	0,039
Ti	0,021	0,003	0,052	0,052	0,051	0,052	0,048	0,048	0,028	0,044	0,042	0,047
Cr	0,039	0,000	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005
Mn	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,003	0,003
Fe ³⁺	0,043	0,041	0,097	0,098	0,070	0,097	0,095	0,084	0,021	0,109	0,086	0,084
Fe ²⁺	0,126	0,204	0,112	0,108	0,138	0,107	0,111	0,119	0,210	0,094	0,126	0,121
Mg	0,748	0,489	0,698	0,702	0,685	0,705	0,702	0,702	0,537	0,717	0,701	0,702
Sítio Y	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,184	0,026	0,070	0,073	0,077	0,074	0,072	0,074	0,032	0,071	0,070	0,071
Ca	0,796	0,676	0,898	0,900	0,892	0,897	0,895	0,897	0,933	0,903	0,896	0,897
Na	0,020	0,298	0,032	0,026	0,031	0,029	0,033	0,029	0,035	0,026	0,034	0,032
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Sítio X	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
X _{Wo}	50,110	50,028	50,517	50,487	49,737	50,311	50,301	50,067	54,534	50,609	49,973	50,089
X _{En}	43,005	42,634	43,184	43,432	42,550	43,682	43,466	43,295	33,221	44,150	43,002	43,144
X _{Fs}	6,885	7,337	6,298	6,081	7,713	6,007	6,233	6,638	12,245	5,241	7,025	6,766

Análises de química mineral de piroxênio

Amostra	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26C	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E
Localização	P1-17	P1-18	P1-19	P1-20	P1-21	P1-22	P1-1	P1-2	P1-3	P1-4	P1-5	P1-6
SiO ₂	48,843	49,040	48,833	49,410	49,658	48,889	51,837	51,544	51,464	52,034	52,159	52,827
Al ₂ O ₃	5,218	5,226	5,268	4,862	4,830	4,812	3,101	2,784	2,729	2,453	2,475	2,371
FeO	6,459	6,591	6,523	6,404	6,518	6,574	5,451	5,086	4,907	5,722	5,710	5,917
TiO ₂	1,676	1,589	1,695	1,492	1,500	1,425	0,638	0,598	0,503	0,572	0,599	0,517
MnO	0,147	0,110	0,112	0,068	0,101	0,116	0,079	0,029	0,040	0,085	0,111	0,172
MgO	14,234	14,163	14,233	14,345	14,341	14,185	16,149	16,259	16,548	16,556	16,769	16,396
CaO	22,706	22,768	22,767	22,700	22,791	22,689	21,841	21,990	21,845	21,082	21,180	21,195
Na ₂ O	0,380	0,381	0,359	0,388	0,402	0,461	0,312	0,406	0,301	0,342	0,360	0,388
K ₂ O	0,005	0,000	0,004	0,000	0,000	0,005	0,001	0,008	0,007	0,021	0,009	0,009
Cr ₂ O ₃	0,149	0,143	0,124	0,172	0,165	0,152	0,982	0,975	1,074	0,693	0,711	0,698
Total	99,817	100,011	99,918	99,841	100,306	99,308	100,391	99,679	99,418	99,560	100,083	100,490
Si	1,806	1,810	1,804	1,825	1,827	1,816	1,894	1,893	1,894	1,914	1,908	1,928
Al ^{IV}	0,194	0,190	0,196	0,175	0,173	0,184	0,106	0,107	0,106	0,086	0,092	0,072
Sítio Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,033	0,038	0,033	0,037	0,036	0,026	0,028	0,013	0,012	0,021	0,014	0,030
Ti	0,047	0,044	0,047	0,041	0,042	0,040	0,018	0,017	0,014	0,016	0,016	0,014
Cr	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,004	0,028	0,028	0,031	0,020	0,021	0,020
Mn	0,005	0,003	0,004	0,002	0,003	0,004	0,002	0,001	0,001	0,003	0,003	0,005
Fe ³⁺	0,091	0,087	0,091	0,077	0,078	0,107	0,036	0,062	0,057	0,038	0,050	0,020
Fe ²⁺	0,109	0,117	0,111	0,121	0,123	0,097	0,130	0,095	0,094	0,138	0,125	0,160
Mg	0,711	0,707	0,711	0,716	0,714	0,722	0,757	0,785	0,791	0,765	0,770	0,749
Sítio Y	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,073	0,072	0,073	0,074	0,073	0,064	0,123	0,105	0,117	0,144	0,144	0,143
Ca	0,899	0,901	0,901	0,899	0,898	0,903	0,855	0,865	0,861	0,831	0,830	0,829
Na	0,027	0,027	0,026	0,028	0,029	0,033	0,022	0,029	0,021	0,024	0,026	0,027
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Sítio X	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
X _{Wo}	50,169	50,128	50,181	49,667	49,691	50,580	45,851	46,772	46,235	44,280	44,412	44,059
X _{En}	43,758	43,386	43,649	43,669	43,504	43,998	47,170	48,116	48,731	48,382	48,924	47,422
X _{Fs}	6,074	6,486	6,170	6,664	6,804	5,422	6,979	5,112	5,034	7,338	6,664	8,519

Análises de química mineral de piroxênio

Amostra	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E
Localização	P1-7	P1-8	P1-9	P1-10	P1-11	P1-12	P1-13	P1-14	P1-15	P1-16	P1-17	P1-18
SiO ₂	52,338	52,379	51,938	52,078	52,353	49,514	49,891	50,791	51,459	51,885	50,714	50,383
Al ₂ O ₃	2,417	2,397	2,503	2,510	2,448	4,634	4,555	4,006	3,323	2,244	3,970	4,222
FeO	5,811	5,868	5,706	5,745	5,716	6,269	6,458	5,938	5,195	4,711	5,732	6,019
TiO ₂	0,603	0,602	0,632	0,581	0,604	0,990	0,971	0,921	0,644	0,433	0,931	0,951
MnO	0,116	0,160	0,078	0,056	0,093	0,054	0,121	0,083	0,048	0,201	0,056	0,075
MgO	16,631	16,808	16,683	16,645	16,651	15,450	15,338	15,510	16,104	15,581	15,611	15,244
CaO	21,207	21,040	21,402	21,175	21,455	21,025	21,166	21,438	22,021	23,288	21,847	21,755
Na ₂ O	0,388	0,299	0,396	0,324	0,331	0,474	0,379	0,354	0,347	0,379	0,387	0,417
K ₂ O	0,008	0,007	0,013	0,000	0,005	0,016	0,005	0,001	0,001	0,022	0,006	0,006
Cr ₂ O ₃	0,702	0,665	0,683	0,682	0,716	1,132	1,111	0,802	1,172	0,637	0,844	0,803
Total	100,221	100,225	100,034	99,796	100,372	99,558	99,995	99,844	100,314	99,381	100,098	99,875
Si	1,913	1,915	1,900	1,911	1,911	1,827	1,837	1,870	1,881	1,914	1,860	1,855
Al ^{IV}	0,087	0,085	0,100	0,089	0,089	0,173	0,163	0,130	0,119	0,086	0,140	0,145
Sítio Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,017	0,018	0,008	0,020	0,016	0,029	0,034	0,044	0,024	0,012	0,032	0,038
Ti	0,017	0,017	0,017	0,016	0,017	0,027	0,027	0,026	0,018	0,012	0,026	0,026
Cr	0,020	0,019	0,020	0,020	0,021	0,033	0,032	0,023	0,034	0,019	0,024	0,023
Mn	0,004	0,005	0,002	0,002	0,003	0,002	0,004	0,003	0,001	0,006	0,002	0,002
Fe ³⁺	0,044	0,036	0,066	0,040	0,042	0,091	0,070	0,038	0,051	0,059	0,060	0,061
Fe ²⁺	0,134	0,143	0,109	0,136	0,132	0,102	0,129	0,145	0,108	0,086	0,116	0,124
Mg	0,765	0,762	0,778	0,766	0,769	0,716	0,704	0,722	0,764	0,806	0,740	0,725
Sítio Y	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,142	0,154	0,132	0,144	0,137	0,134	0,138	0,129	0,113	0,051	0,114	0,112
Ca	0,831	0,824	0,839	0,833	0,839	0,831	0,835	0,846	0,862	0,921	0,859	0,858
Na	0,027	0,021	0,028	0,023	0,023	0,034	0,027	0,025	0,025	0,027	0,028	0,030
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Sítio X	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
X _{Wo}	44,407	43,757	45,159	44,303	44,695	46,607	46,248	45,904	46,671	49,395	46,956	47,182
X _{En}	48,453	48,636	48,978	48,454	48,263	47,652	46,629	46,208	47,488	45,982	46,684	46,000
X _{Fs}	7,140	7,607	5,863	7,244	7,042	5,741	7,123	7,888	5,841	4,623	6,361	6,818

Análises de química mineral de piroxênio

Amostra	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E
Localização	P2-1	P2-2	P2-3	P2-4	P2-5	P2-6	P2-7	P2-8	P2-9	P2-10	P2-11	P2-12
SiO ₂	52,322	52,004	53,209	51,694	51,419	51,569	51,791	52,028	51,962	52,258	51,614	51,843
Al ₂ O ₃	2,939	2,837	2,208	2,874	2,782	2,852	2,893	2,830	2,858	2,780	2,870	2,896
FeO	5,188	5,142	6,862	5,089	5,018	5,164	4,996	5,139	5,009	5,071	5,086	5,014
TiO ₂	0,513	0,560	0,375	0,538	0,522	0,579	0,549	0,577	0,551	0,517	0,591	0,518
MnO	0,085	0,083	0,073	0,027	0,068	0,058	0,010	0,070	0,059	0,068	0,058	0,035
MgO	16,238	16,532	16,909	16,509	16,570	16,363	16,347	16,521	16,389	16,427	16,398	16,399
CaO	21,832	21,920	18,654	21,881	21,879	21,926	21,923	21,990	21,876	22,105	22,036	22,068
Na ₂ O	0,403	0,342	0,312	0,378	0,331	0,376	0,347	0,326	0,317	0,322	0,301	0,385
K ₂ O	0,000	0,000	0,026	0,010	0,007	0,000	0,000	0,009	0,004	0,000	0,003	0,000
Cr ₂ O ₃	0,929	0,934	0,651	0,966	0,926	0,937	0,895	0,953	0,953	0,887	0,920	0,911
Total	100,449	100,354	99,279	99,966	99,522	99,824	99,751	100,443	99,978	100,435	99,877	100,069
Si	1,908	1,897	1,966	1,891	1,889	1,891	1,900	1,896	1,903	1,905	1,892	1,895
Al ^{IV}	0,092	0,103	0,034	0,109	0,111	0,109	0,100	0,104	0,097	0,095	0,108	0,105
Sítio Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,034	0,019	0,062	0,015	0,010	0,014	0,025	0,018	0,026	0,025	0,016	0,020
Ti	0,014	0,015	0,010	0,015	0,014	0,016	0,015	0,016	0,015	0,014	0,016	0,014
Cr	0,027	0,027	0,019	0,028	0,027	0,027	0,026	0,027	0,028	0,026	0,027	0,026
Mn	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
Fe ³⁺	0,032	0,051	0,000	0,063	0,069	0,063	0,044	0,050	0,036	0,039	0,054	0,058
Fe ²⁺	0,127	0,106	0,212	0,093	0,085	0,096	0,110	0,107	0,118	0,115	0,102	0,096
Mg	0,764	0,780	0,694	0,785	0,793	0,783	0,780	0,780	0,776	0,779	0,783	0,785
Sítio Y	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,119	0,119	0,238	0,115	0,115	0,112	0,114	0,118	0,119	0,114	0,113	0,108
Ca	0,853	0,857	0,739	0,858	0,861	0,861	0,862	0,859	0,858	0,863	0,866	0,864
Na	0,028	0,024	0,022	0,027	0,024	0,027	0,025	0,023	0,023	0,023	0,021	0,027
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sítio X	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
X _{Wo}	45,801	46,025	39,241	46,347	46,464	46,522	46,193	46,094	45,880	46,132	46,446	46,627
X _{En}	47,397	48,297	49,491	48,653	48,961	48,306	47,924	48,183	47,824	47,698	48,088	48,209
X _{Fs}	6,803	5,678	11,267	5,000	4,576	5,172	5,882	5,724	6,295	6,170	5,466	5,164

Análises de química mineral de piroxênio

Amostra	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E
Localização	P2-13	P2-14	P2-15	P2-16	P2-17	P2-18	P2-19	P2-20	P2-21
SiO ₂	52,359	51,792	51,737	51,958	49,854	52,380	51,915	51,511	51,727
Al ₂ O ₃	2,911	2,924	2,902	2,903	2,946	2,868	2,866	2,791	2,734
FeO	5,003	5,107	5,033	5,069	5,189	5,127	5,107	5,075	5,133
TiO ₂	0,590	0,535	0,508	0,546	0,511	0,567	0,551	0,533	0,526
MnO	0,026	0,025	0,079	0,060	0,047	0,036	0,053	0,094	0,033
MgO	16,415	16,473	16,430	16,531	15,600	16,522	16,393	16,399	16,346
CaO	21,887	21,930	21,882	21,926	21,165	21,979	21,787	22,029	22,032
Na ₂ O	0,301	0,334	0,342	0,297	0,332	0,362	0,295	0,305	0,352
K ₂ O	0,000	0,002	0,002	0,000	0,009	0,001	0,003	0,000	0,002
Cr ₂ O ₃	0,966	0,977	0,944	0,984	0,925	0,980	0,930	0,944	0,933
Total	100,458	100,099	99,859	100,274	96,578	100,822	99,900	99,681	99,818
Si	1,909	1,894	1,896	1,897	1,892	1,902	1,903	1,892	1,897
Al ^{IV}	0,091	0,106	0,104	0,103	0,108	0,098	0,097	0,108	0,103
Sítio Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,034	0,019	0,021	0,022	0,024	0,025	0,027	0,013	0,015
Ti	0,016	0,015	0,014	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015
Cr	0,028	0,028	0,027	0,028	0,028	0,028	0,027	0,027	0,027
Mn	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001
Fe ³⁺	0,018	0,053	0,052	0,044	0,053	0,040	0,034	0,060	0,057
Fe ²⁺	0,135	0,103	0,102	0,111	0,112	0,116	0,123	0,095	0,101
Mg	0,769	0,781	0,781	0,778	0,768	0,775	0,773	0,786	0,785
Sítio Y	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,124	0,117	0,117	0,121	0,115	0,119	0,123	0,111	0,109
Ca	0,855	0,859	0,859	0,858	0,861	0,855	0,856	0,867	0,866
Na	0,021	0,024	0,024	0,021	0,024	0,025	0,021	0,022	0,025
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sítio X	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
X _{Wo}	45,435	46,187	46,224	45,914	46,386	45,843	45,653	46,600	46,538
X _{En}	47,412	48,272	48,290	48,164	47,569	47,947	47,793	48,267	48,040
X _{Fs}	7,153	5,541	5,486	5,922	6,045	6,210	6,554	5,133	5,423

Análises de química mineral de granada

Amostra	MN-33B	MN-33B	MN-33B	MN-33B	MN-33B	MN-33B	MN-33B	MN-33B	MN-33B	MN-33B	MN-33B	MN-33B
Localização	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda
SiO2	37,606	37,476	37,633	36,873	36,782	70,593	37,315	37,202	37,371	37,133	36,980	37,243
Al2O3	20,161	19,321	20,120	20,709	20,113	7,967	19,884	19,624	19,916	20,114	19,602	20,591
TiO2	0,103	0,226	0,169	0,191	0,255	0,065	0,230	0,543	0,222	0,244	0,294	0,198
CaO	6,917	5,537	6,063	6,893	6,776	3,977	6,501	5,909	6,167	6,797	6,787	6,565
MgO	0,351	0,208	0,261	0,156	0,086	0,216	0,158	0,232	0,245	0,113	0,153	0,169
FeO	11,062	2,673	12,619	10,746	12,535	8,567	12,359	12,995	14,181	11,895	8,953	10,134
MnO	23,875	35,131	23,320	24,254	24,224	7,230	23,990	21,970	20,995	24,541	27,411	25,557
Cr2O3	0,090	0,080	0,094	0,121	0,070	0,107	0,067	0,127	0,063	0,012	0,069	0,103
Total	100,165	100,652	100,279	99,943	100,841	98,722	100,504	98,602	99,160	100,849	100,249	100,560
SiO2	3,041	3,037	3,049	2,990	2,969	5,763	3,020	3,068	3,061	2,994	3,002	3,005
Al2O3	1,922	1,845	1,921	1,979	1,913	0,767	1,897	1,908	1,922	1,911	1,875	1,958
TiO2	0,006	0,014	0,010	0,012	0,015	0,004	0,014	0,034	0,014	0,015	0,018	0,012
CaO	0,599	0,481	0,526	0,599	0,586	0,348	0,564	0,522	0,541	0,587	0,590	0,568
MgO	0,042	0,025	0,032	0,019	0,010	0,026	0,019	0,029	0,030	0,014	0,019	0,020
FeO	0,748	0,181	0,855	0,729	0,846	0,585	0,837	0,896	0,971	0,802	0,608	0,684
MnO	1,635	2,411	1,600	1,666	1,656	0,500	1,645	1,535	1,456	1,676	1,884	1,747
Cr2O3	0,006	0,005	0,006	0,008	0,004	0,007	0,004	0,008	0,004	0,001	0,004	0,007
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Fe2	0,748	0,133	0,855	0,718	0,732	0,585	0,807	0,896	0,971	0,732	0,526	0,683
Fe3	0,000	0,048	0,000	0,011	0,114	0,000	0,030	0,000	0,000	0,070	0,081	0,001
Xalm	0,247	0,058	0,284	0,242	0,273	0,401	0,273	0,301	0,324	0,261	0,196	0,227
XPy	0,014	0,008	0,010	0,006	0,003	0,018	0,006	0,010	0,010	0,004	0,006	0,007
Xsps	0,541	0,778	0,531	0,553	0,534	0,343	0,537	0,515	0,486	0,544	0,608	0,579
Xgrs	0,198	0,155	0,175	0,199	0,189	0,238	0,184	0,175	0,180	0,191	0,190	0,188

Análises de química mineral de **granada**

Amostra	MC-08	MC-08	MC-08	MC-08	MC-08	MC-08
Localização	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda
SiO ₂	37,448	37,032	37,512	37,315	36,800	36,939
Al ₂ O ₃	21,036	20,769	20,587	20,692	20,779	20,861
TiO ₂	0,200	0,167	0,159	0,170	0,016	0,141
CaO	4,921	3,101	3,357	4,688	3,197	3,173
MgO	0,426	0,411	0,350	0,458	0,056	0,403
FeO	7,286	6,611	4,902	7,150	1,243	6,413
MnO	29,421	32,596	33,126	30,055	38,804	32,489
Cr ₂ O ₃	0,086	0,091	0,070	0,080	0,073	0,046
Total	100,824	100,778	100,063	100,608	100,968	100,465
SiO ₂	3,015	2,999	3,055	3,014	2,981	2,999
Al ₂ O ₃	1,996	1,982	1,976	1,970	1,983	1,996
TiO ₂	0,012	0,010	0,010	0,010	0,001	0,009
CaO	0,424	0,269	0,293	0,406	0,277	0,276
MgO	0,051	0,050	0,042	0,055	0,007	0,049
FeO	0,491	0,448	0,334	0,483	0,084	0,435
MnO	2,006	2,236	2,285	2,056	2,662	2,234
Cr ₂ O ₃	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,003
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Fe ₂	0,491	0,448	0,334	0,483	0,035	0,435
Fe ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,049	0,000
Xalm	0,165	0,149	0,113	0,161	0,028	0,145
XPy	0,017	0,017	0,014	0,018	0,002	0,016
Xsps	0,675	0,745	0,773	0,685	0,878	0,746
Xgrs	0,143	0,090	0,099	0,135	0,092	0,092

Análises de química mineral de mica branca

Amostra	144A	144A	144A	144A	144A	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E	MN-26E
Localização	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo
SiO ₂	52,082	52,171	49,554	49,068	49,840	50,297	47,957	46,346	48,828	50,572	48,563	48,924
TiO ₂	0,148	0,130	0,271	0,305	0,318	0,079	0,050	0,101	0,056	0,046	0,093	0,064
Al ₂ O ₃	26,394	25,890	26,513	26,687	26,655	27,044	24,646	26,072	24,572	25,764	26,297	26,630
FeO	3,284	3,395	5,614	5,370	5,050	3,380	3,677	4,541	4,148	2,755	2,978	2,903
MnO	0,000	0,021	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	3,982	3,856	3,136	3,071	3,086	4,042	4,315	5,198	4,619	3,748	3,774	3,772
CaO	0,003	0,012	0,009	0,000	0,023	0,068	0,149	0,499	0,071	0,026	0,062	0,067
Na ₂ O	0,226	0,286	0,302	0,305	0,354	0,207	0,222	0,254	0,234	0,213	0,205	0,205
K ₂ O	11,053	11,032	10,909	10,850	10,972	9,600	7,023	10,312	9,151	10,837	10,499	10,686
F	0,009	0,004	0,000	0,007	0,017	0,039	0,000	0,054	0,015	0,000	0,019	0,025
Cl						0,004	0,000	0,006	0,000	0,008	0,000	0,011
Cr ₂ O ₃	0,065	0,079	0,056	0,049	0,101	1,427	3,329	2,261	1,496	1,132	1,912	1,549
NiO	0,000	0,026	0,027	0,000	0,002	0,000	0,057	0,073	0,077	0,000	0,072	0,002
Li ₂ O*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H ₂ O*	4,550	4,532	4,446	4,415	4,451	4,495	4,313	4,358	4,346	4,448	4,391	4,410
Si	6,858	6,899	6,684	6,659	6,702	6,681	6,667	6,337	6,726	6,814	6,618	6,630
Al iv	1,142	1,101	1,316	1,341	1,298	1,319	1,333	1,663	1,274	1,186	1,382	1,370
Al vi	2,954	2,935	2,899	2,927	2,926	2,916	2,706	2,540	2,715	2,906	2,842	2,884
Ti	0,015	0,013	0,027	0,031	0,032	0,008	0,005	0,010	0,006	0,005	0,010	0,007
Cr	0,007	0,008	0,006	0,005	0,011	0,150	0,366	0,244	0,163	0,121	0,206	0,166
Fe	0,362	0,375	0,633	0,609	0,568	0,375	0,428	0,519	0,478	0,310	0,339	0,329
Mn	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,782	0,760	0,631	0,621	0,619	0,800	0,894	1,060	0,948	0,753	0,767	0,762
Zn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ga	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,006	0,008	0,009	0,000	0,008	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,002	0,001	0,000	0,003							
Na	0,058	0,073	0,079	0,080	0,092	0,010	0,022	0,073	0,010	0,004	0,009	0,010
K	1,856	1,861	1,877	1,878	1,882	0,053	0,060	0,067	0,062	0,056	0,054	0,054
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,627	1,245	1,799	1,608	1,863	1,825	1,847
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,046	0,041	0,027	0,018	0,038	0,045
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	3,996	3,998	4,000	3,997	3,993	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,004	0,002	0,000	0,003	0,007							
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	3,983	4,000	3,975	3,993	3,998	3,992	3,987

Análises de química mineral de mica branca

Amostra	MN-26E	MN-26E	MN-26A	MN-26A	MN-26A	MN-26A	MN-26A	MN-26A
Localização	Borda	Núcleo	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda
SiO ₂	47,748	50,672	52,557	52,340	52,550	51,860	51,757	52,911
TiO ₂	0,006	0,048	0,020	0,073	0,020	0,044	0,006	0,047
Al ₂ O ₃	23,381	24,438	23,795	23,805	23,923	24,228	24,286	23,993
FeO	3,909	2,723	3,130	3,108	3,206	3,244	3,273	3,164
MnO	0,000	0,000	0,026	0,028	0,001	0,000	0,044	0,027
MgO	4,143	3,709	3,821	3,826	3,673	3,470	3,445	3,789
CaO	0,187	0,031	0,013	0,009	0,000	0,010	0,029	0,003
Na ₂ O	0,127	0,189	0,142	0,162	0,157	0,136	0,153	0,177
K ₂ O	10,743	10,692	10,888	10,747	10,948	11,048	11,017	10,936
F	0,000	0,032	0,044	0,003	0,036	0,067	0,000	0,011
Cl	0,034	0,000						
Cr ₂ O ₃	1,606	2,343	0,089	0,049	0,050	0,041	0,048	0,016
NiO	0,029	0,019	0,056	0,000	0,019	0,018	0,015	0,000
Li ₂ O*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H ₂ O*	4,229	4,410	4,420	4,425	4,424	4,382	4,409	4,463
Si	6,756	6,866	7,096	7,090	7,096	7,046	7,039	7,101
Al iv	1,244	1,134	0,904	0,910	0,904	0,954	0,961	0,899
Al vi	2,655	2,769	2,883	2,890	2,903	2,926	2,932	2,896
Ti	0,001	0,005	0,002	0,007	0,002	0,004	0,001	0,005
Cr	0,180	0,251	0,010	0,005	0,005	0,004	0,005	0,002
Fe	0,463	0,309	0,353	0,352	0,362	0,369	0,372	0,355
Mn	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,005	0,003
Mg	0,874	0,749	0,769	0,773	0,739	0,703	0,698	0,758
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ga	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,003	0,002	0,006	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Li*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca								
Na	0,028	0,005	0,002	0,001	0,000	0,001	0,004	0,000
K	0,035	0,050	0,037	0,043	0,041	0,036	0,040	0,046
Sr	1,939	1,848	1,875	1,857	1,886	1,915	1,911	1,872
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rb	0,013	0,014	0,020	0,018	0,017	0,022	0,016	0,018
Cs	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH*	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000
F								
Cl	3,992	3,986	3,981	3,999	3,985	3,971	4,000	3,995

ANEXO IV

Lista de reações termobarométricas obtidas por TWQ nas amostras MN-26A e 144A.

Reações da figura 10.1.

- 1): $\text{Parg} + 12 \text{Pg} + 17 \text{Glc} + 14 \text{W} = 47 \text{Ab} + 2 \text{An} + 11 \text{Chl}$
- 2): $2 \text{cZo} + 7 \text{Pg} + 10 \text{Glc} + 6 \text{W} = 27 \text{Ab} + 4 \text{An} + 6 \text{Chl}$
- 3): $2 \text{Parg} + 17 \text{Pg} + 24 \text{Glc} + 22 \text{W} = 67 \text{Ab} + 16 \text{Chl} + 2 \text{cZo}$
- 4): $2 \text{An} + 5 \text{Glc} + 4 \text{W} = \text{Tr} + 2 \text{Chl} + 10 \text{Ab}$
- 5): $86 \text{Glc} + 24 \text{cZo} + 42 \text{W} = 7 \text{Parg} + 17 \text{Tr} + 29 \text{Chl} + 165 \text{Ab}$
- 6): $5 \text{Chl} + 18 \text{Glc} + 24 \text{cZo} = 7 \text{Parg} + 17 \text{Tsc} + 29 \text{Ab} + 26 \text{W}$

$$7): 24 \text{ Glc} + 5 \text{ Pg} + 22 \text{ cZo} = 6 \text{ Parg} + 16 \text{ Tsc} + 47 \text{ Ab} + 18 \text{ W}$$

$$8): 56 \text{ Glc} + 48 \text{ cZo} = 14 \text{ Parg} + 29 \text{ Tsc} + 5 \text{ Tr} + 98 \text{ Ab} + 32 \text{ W}$$

$$9): 22 \text{ Glc} + 12 \text{ Pg} + \text{Parg} + 18 \text{ W} = \text{Tr} + 13 \text{ Chl} + 57 \text{ Ab}$$

$$10): 20 \text{ Glc} + 7 \text{ Pg} + 2 \text{ cZo} + 14 \text{ W} = 2 \text{ Tr} + 10 \text{ Chl} + 47 \text{ Ab}$$

$$11): 14 \text{ cZo} + 13 \text{ Pg} + 30 \text{ Glc} = 70 \text{ Ab} + 9 \text{ Chl} + 11 \text{ Tsc} + 3 \text{ Parg}$$

$$12): 18 \text{ Glc} + 12 \text{ Pg} + \text{Parg} + 14 \text{ W} = \text{Tsc} + 11 \text{ Chl} + 49 \text{ Ab}$$

$$13): 2 \text{ cZo} + 7 \text{ Pg} + 12 \text{ Glc} + 6 \text{ W} = 31 \text{ Ab} + 6 \text{ Chl} + 2 \text{ Tsc}$$

$$14): 48 \text{ cZo} + 88 \text{ Glc} = 162 \text{ Ab} + 16 \text{ Chl} + 13 \text{ Tr} + 21 \text{ Tsc} + 14 \text{ Pa}$$

$$15): \text{Tsc} + 4 \text{ Glc} + 4 \text{ W} = 8 \text{ Ab} + 2 \text{ Chl} + \text{Tr}$$

$$16): 7 \text{ Pg} + 3 \text{ Tr} + 2 \text{ cZo} = 5 \text{ Tsc} + 7 \text{ Ab} + 6 \text{ W}$$

$$17): 2 \text{ Parg} + 7 \text{ Tr} + 24 \text{ Pg} + 8 \text{ Glc} = 42 \text{ Ab} + 8 \text{ Chl} + 9 \text{ Tsc}$$

$$18): 4 \text{ cZo} + 3 \text{ Tr} + 14 \text{ Pg} + 12 \text{ Glc} = 38 \text{ Ab} + 6 \text{ Chl} + 7 \text{ Tsc}$$

$$19): 14 \text{ Chl} + 56 \text{ Pg} + 31 \text{ Tr} + 16 \text{ cZo} = 47 \text{ Tsc} + 28 \text{ Glc} + 76 \text{ W}$$

$$20): 2 \text{ Parg} + 9 \text{ Tr} + 24 \text{ Pg} = 26 \text{ Ab} + 4 \text{ Chl} + 11 \text{ Tsc} + 8 \text{ W}$$

AMOSTRA 144A – Figura 10.2 - Análise em borda de minerais

1): $\text{Parg} + 12 \text{Pg} + 17 \text{Glc} + 14 \text{W} = 47 \text{Ab} + 2 \text{An} + 11 \text{Chl}$

2): $2 \text{cZo} + 7 \text{Pg} + 10 \text{Glc} + 6 \text{W} = 27 \text{Ab} + 4 \text{An} + 6 \text{Chl}$

3): $2 \text{Parg} + 17 \text{Pg} + 24 \text{Glc} + 22 \text{W} = 67 \text{Ab} + 16 \text{Chl} + 2 \text{cZo}$

4): $2 \text{An} + 5 \text{Glc} + 4 \text{W} = \text{Tr} + 2 \text{Chl} + 10 \text{Ab}$

5): $86 \text{Glc} + 24 \text{cZo} + 42 \text{W} = 7 \text{Parg} + 17 \text{Tr} + 29 \text{Chl} + 165 \text{Ab}$

6): $5 \text{Chl} + 18 \text{Glc} + 24 \text{cZo} = 7 \text{Parg} + 17 \text{Tsc} + 29 \text{Ab} + 26 \text{W}$

$$7): 24 \text{ Glc} + 5 \text{ Pg} + 22 \text{ cZo} = 6 \text{ Parg} + 16 \text{ Tsc} + 47 \text{ Ab} + 18 \text{ W}$$

$$8): 56 \text{ Glc} + 48 \text{ cZo} = 14 \text{ Parg} + 29 \text{ Tsc} + 5 \text{ Tr} + 98 \text{ Ab} + 32 \text{ W}$$

$$9): 22 \text{ Glc} + 12 \text{ Pg} + \text{Parg} + 18 \text{ W} = \text{Tr} + 13 \text{ Chl} + 57 \text{ Ab}$$

$$10): 20 \text{ Glc} + 7 \text{ Pg} + 2 \text{ cZo} + 14 \text{ W} = 2 \text{ Tr} + 10 \text{ Chl} + 47 \text{ Ab}$$

$$11): 14 \text{ cZo} + 13 \text{ Pg} + 30 \text{ Glc} = 70 \text{ Ab} + 9 \text{ Chl} + 11 \text{ Tsc} + 3 \text{ Parg}$$

$$12): 18 \text{ Glc} + 12 \text{ Pg} + \text{Parg} + 14 \text{ W} = \text{Tsc} + 11 \text{ Chl} + 49 \text{ Ab}$$

$$13): 2 \text{ cZo} + 7 \text{ Pg} + 12 \text{ Glc} + 6 \text{ W} = 31 \text{ Ab} + 6 \text{ Chl} + 2 \text{ Tsc}$$

$$14): 48 \text{ cZo} + 88 \text{ Glc} = 162 \text{ Ab} + 16 \text{ Chl} + 13 \text{ Tr} + 21 \text{ Tsc} + 14 \text{ Pa}$$

$$15): \text{Tsc} + 4 \text{ Glc} + 4 \text{ W} = 8 \text{ Ab} + 2 \text{ Chl} + \text{Tr}$$

$$16): 7 \text{ Pg} + 3 \text{ Tr} + 2 \text{ cZo} = 5 \text{ Tsc} + 7 \text{ Ab} + 6 \text{ W}$$

$$17): 2 \text{ Parg} + 7 \text{ Tr} + 24 \text{ Pg} + 8 \text{ Glc} = 42 \text{ Ab} + 8 \text{ Chl} + 9 \text{ Tsc}$$

$$18): 4 \text{ cZo} + 3 \text{ Tr} + 14 \text{ Pg} + 12 \text{ Glc} = 38 \text{ Ab} + 6 \text{ Chl} + 7 \text{ Tsc}$$

$$19): 14 \text{ Chl} + 56 \text{ Pg} + 31 \text{ Tr} + 16 \text{ cZo} = 47 \text{ Tsc} + 28 \text{ Glc} + 76 \text{ W}$$

$$20): 2 \text{ Parg} + 9 \text{ Tr} + 24 \text{ Pg} = 26 \text{ Ab} + 4 \text{ Chl} + 11 \text{ Tsc} + 8 \text{ W}$$

AMOSTRA –MN-26A – Figura 10.3 - Análise no núcleo de minerais

- 1): $\text{Parg} + 12 \text{ Pg} + 17 \text{ Glc} + 14 \text{ W} = 47 \text{ Ab} + 2 \text{ An} + 11 \text{ Chl}$
- 2): $2 \text{ cZo} + 7 \text{ Pg} + 10 \text{ Glc} + 6 \text{ W} = 27 \text{ Ab} + 4 \text{ An} + 6 \text{ Chl}$
- 3): $2 \text{ Parg} + 17 \text{ Pg} + 24 \text{ Glc} + 22 \text{ W} = 67 \text{ Ab} + 16 \text{ Chl} + 2 \text{ cZo}$
- 4): $2 \text{ An} + 5 \text{ Glc} + 4 \text{ W} = \text{Tr} + 2 \text{ Chl} + 10 \text{ Ab}$
- 5): $86 \text{ Glc} + 24 \text{ cZo} + 42 \text{ W} = 7 \text{ Parg} + 17 \text{ Tr} + 29 \text{ Chl} + 165 \text{ Ab}$

- 6): $5 \text{ Chl} + 18 \text{ Glc} + 24 \text{ cZo} = 7 \text{ Parg} + 17 \text{ Tsc} + 29 \text{ Ab} + 26 \text{ W}$
- 7): $24 \text{ Glc} + 5 \text{ Pg} + 22 \text{ cZo} = 6 \text{ Parg} + 16 \text{ Tsc} + 47 \text{ Ab} + 18 \text{ W}$
- 8): $56 \text{ Glc} + 48 \text{ cZo} = 14 \text{ Parg} + 29 \text{ Tsc} + 5 \text{ Tr} + 98 \text{ Ab} + 32 \text{ W}$
- 9): $22 \text{ Glc} + 12 \text{ Pg} + \text{Parg} + 18 \text{ W} = \text{Tr} + 13 \text{ Chl} + 57 \text{ Ab}$
- 10): $20 \text{ Glc} + 7 \text{ Pg} + 2 \text{ cZo} + 14 \text{ W} = 2 \text{ Tr} + 10 \text{ Chl} + 47 \text{ Ab}$
- 11): $14 \text{ cZo} + 13 \text{ Pg} + 30 \text{ Glc} = 70 \text{ Ab} + 9 \text{ Chl} + 11 \text{ Tsc} + 3 \text{ Parg}$
- 12): $18 \text{ Glc} + 12 \text{ Pg} + \text{Parg} + 14 \text{ W} = \text{Tsc} + 11 \text{ Chl} + 49 \text{ Ab}$
- 13): $2 \text{ cZo} + 7 \text{ Pg} + 12 \text{ Glc} + 6 \text{ W} = 31 \text{ Ab} + 6 \text{ Chl} + 2 \text{ Tsc}$
- 14): $48 \text{ cZo} + 88 \text{ Glc} = 162 \text{ Ab} + 16 \text{ Chl} + 13 \text{ Tr} + 21 \text{ Tsc} + 14 \text{ Pa}$
- 15): $\text{Tsc} + 4 \text{ Glc} + 4 \text{ W} = 8 \text{ Ab} + 2 \text{ Chl} + \text{Tr}$
- 16): $8 \text{ Tsc} + 13 \text{ Glc} + 10 \text{ An} + 16 \text{ W} = 24 \text{ Pg} + 11 \text{ Tr} + 2 \text{ Parg}$
- 17): $7 \text{ Pg} + 3 \text{ Tr} + 2 \text{ cZo} = 5 \text{ Tsc} + 7 \text{ Ab} + 6 \text{ W}$
- 18): $2 \text{ Parg} + 7 \text{ Tr} + 24 \text{ Pg} + 8 \text{ Glc} = 42 \text{ Ab} + 8 \text{ Chl} + 9 \text{ Tsc}$
- 19): $4 \text{ cZo} + 3 \text{ Tr} + 14 \text{ Pg} + 12 \text{ Glc} = 38 \text{ Ab} + 6 \text{ Chl} + 7 \text{ Tsc}$
- 20): $28 \text{ Chl} + 14 \text{ Pg} + 15 \text{ Tr} + 52 \text{ cZo} = 14 \text{ Parg} + 53 \text{ Tsc} + 100 \text{ W}$
- 21): $14 \text{ Chl} + 56 \text{ Pg} + 31 \text{ Tr} + 16 \text{ cZo} = 47 \text{ Tsc} + 28 \text{ Glc} + 76 \text{ W}$