

CAPÍTULO 4 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE GEOTERMOBAROMETRIA E METODOLOGIA ESPECÍFICA PARA OS DADOS DE QUÍMICA MINERAL

4.1 Revisão sobre Geotermobarometria

A determinação das condições de Pressão-Temperatura-tempo (caminho P-T-t) de formação dos minerais gerados a partir de uma constante de equilíbrio é denominada, segundo Spear (1989; 1993), de geotermobarometria.

Reações minerais sensíveis às variações de temperatura (grande ΔS , ΔH) e pouco controladas por variações de pressão (pequeno ΔV) são bons geotermômetros. Bons geobarômetros são representados por reações sensíveis às variações de pressão (grande ΔV) e pouco sensíveis às variações de temperatura (pequeno ΔS , ΔH) (Spear, 1993)

Na literatura geológica, diversas calibrações de geotermômetros e geobarômetros têm sido publicadas e algumas destas são apresentadas na tabela 11.

Os grupos de geotermômetros listados referem-se a termômetros relativos a reações de troca catiônica, onde a troca Fe-Mg é uma das mais relevantes para o caso de silicatos, e termômetros relativos a reações baseadas em soluções sólidas limitadas e, portanto, baseada na composição entre duas fases coexistentes no campo de desmistura (ex: distribuição de Ca e Mg entre orto e clinopiroxênio; distribuição de Ca e Mg entre carbonatos; e distribuição de K e Na entre mica branca e K-feldspato) (Spear, 1993).

Segundo Spear (1989, 1993), as reações de transferência de cátions de uma determinada assembléia (*net transfer equilibria*) são excelentes geobarômetros, pois caracterizam-se por grandes variações de volume. Como exemplos, tem-se uma grande quantidade de reações deste tipo que envolvem granada e plagioclásio. Sendo ambos os minerais comumente encontrados, geotermômetros que relacionam granada e plagioclásio podem ser aplicados em uma grande variedade de rochas. Outro grupo de reações de transferência de cátions de uma determinada assembléia (*net transfer equilibria*) pode ser baseado em reações entre o componente almandina na granada e fases Fe-Ti em óxidos. Baseado nesses equilíbrios, o geobarômetro mais conhecido é aquele denominado GRAIL (granada-rutilo- Al_2SiO_5 -ilmenita-quartzo) e várias outras calibrações baseadas em princípios similares foram propostas. Outros geobarômetros comumente utilizados baseiam-se

nos equilíbrios piroxênio-plagioclásio, piroxênio-olivina e nos conteúdos de fengita em muscovita e de alumínio em hornblenda.

Para qualquer assembléia mineralógica fornecida pode haver diversos equilíbrios que possam ser utilizados como geotermômetros ou geobarômetros e cada equilíbrio pode ter muitas calibrações. Spear (1993) sugere que a melhor forma para examinar as conseqüências de resultados de pressão e temperatura dos equilíbrios é a utilização diferentes calibrações de geotermômetros e geobarômetros simples.

Tabela 11: Geotermômetros e geobarômetros importantes para o estudo de metapelitos e metabasitos. São listados alguns autores como exemplo.

Geotermômetros/ Geobarômetros	Reações	Autores
Granada - Biotita	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 = \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{H})_2$	Thompson (1976b); Ferry e Spear (1978); Hodges Spear (1982); Perchuk e Larentéva (1983); Ganguly e Saxena (1984); Indares e Martignole (1985); Perchuk (1985); Hoinkes (1986); Williams e Grambling (1990); Bhattacharya <i>et al.</i> , (1992).
Granada - Ortopyroxênio	$\text{Fe}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{MgSi}_2\text{O}_3 = \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{FeSiO}_3$	Harley (1984a); Sen e Bhattacharya (1984); Lee e Ganguly (1988); Bhattacharya <i>et al.</i> , (1991); Dahal (1980).
Granada - Hornblenda	$4\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{NaCa}_2\text{Fe}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2 = 4\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Graham e Powell (1984).
Ortopyroxênio - Clinopyroxênio	$\text{MgSiO}_3 + \text{CaFeSi}_2\text{O}_6 = \text{FeSiO}_3 + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Wood e Banno (1973); Docka <i>et al.</i> , (1986); Ellis e Green (1985)
Ortopyroxênio - Biotita	$3\text{MgSiO}_3 + \text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 = 3\text{FeSiO}_3 + \text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	
Ortopyroxênio - Ilmenita	$\text{MgTiO}_3 + \text{FeSiO}_3 = \text{FeTiO}_3 + \text{MgSiO}_3$	Docka <i>et al.</i> , (1986).
Magnetita - Ilmenita	$\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{FeTiO}_3 + \text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	Buddington e Lindsley (1964); Powell e Powell (1977a); Spencer e Lindsley (1981); Stormer (1983); Andersen e Lindsley (1988);
Plagioclásio - Anfibólio	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = \text{Na}(\text{NaCa})\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	Blundy e Holland (1990); Holland e Blundy (1994).

	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 =$ $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (reação de transferência direta)	
Dois feldspatos Binários e ternários	Distribuição de Na e K (\pm Ca) entre feldspato alcalino e plagioclásio	Stomer (1975); Powell e Powell (1977b); Haselton et al., (1983); Ghiorso (1984); Green e Usdansk (1986); Fuhrman y lindsley (1988).
Granada - Plagioclásio- Quartzo - Silicato de Al (GASP)	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{SiO}_2 =$ CaAl_2O_8	Ghent (1976); Newton e Haselton (1981); Hodges e Spear (1982); ganguly e Saxena (1984); Hodges e Royden (1984); Lang e Rice (1985); koziol e Newton (1988); Koziol e Newton (1989);
Granada - Plagioclásio - Hornblenda - Quartzo	$3\text{NaAlSi}_3 + 6\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 +$ $3\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 =$ $3\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2 +$ $2\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + (\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} +$ 18SiO_2 $6\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 3\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ $= \# \text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2 +$ $2\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + (\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} +$ 5SiO_2	Kohn e Spear (1989)
Granada - Plagioclásio - Ortopiroxênio - Quartzo (GAES e GAFS)	$6\text{MgSiO}_3 + 3\text{CaAl}_2\text{SiO}_8 = 2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ $+ \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{SiO}_2$ (a reação no sub-sistema de Fe)	Perkins e Newton (1981); Newton e Perkins (1982); Bohlen <i>et al.</i> , (1980, 1983a); Perkins e Chipera (1985); Bhattacharya <i>et al.</i> , (1991); Eckert <i>et al.</i> , (1991)
Granada - Plagioclásio - Clinopiroxênio – Quartzo (GADS y GAHS)	$3\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 =$ $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{SiO}_2$ (e a reação no sub-sistema de Fe)	Newton e Perlins (1982); Moetecher <i>et al.</i> , (1988); Eckert <i>et al.</i> , (1991)
Granada - Plagioclásio- Ortopiroxênio - Clinopiroxênio - Quartzo	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2 =$ $2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (e a reação no sub-sistema de Fe)	Paria <i>et al.</i> , (1988)
Plagioclásio - Clinopiroxênio - Quartzo	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = \text{NaAlSi}_2\text{O}_8 + \text{SiO}_2$	Johannes <i>et al.</i> , (1971); Holland (1980); Newton (1983); Gasparik (1984); Liou <i>et al.</i> , (1987)
Plagioclásio - Clinopiroxênio - Quartzo	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = \text{CaAl}_2\text{SiO}_8 + \text{SiO}_2$	Newton (1983); Ellis (1980)
Granada- Rutilo- Ilmenita -Al ₂ SiO ₅ - Quartzo	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 3\text{FeTiO}_3 = 3\text{Fe}_2\text{TiO}_4 +$ $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + 2\text{SiO}_2$	Bohlen and Liotta (1986)
	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{SiO}_3 + 6\text{FeTiO}_3 =$ $6\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 3\text{SiO}_2$	

	$\text{CaAl}_2\text{SiO}_8 + 2\text{CaTiSiO}_5 = \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{TiO}_2 + \text{SiO}_2$	Ghent and Stout (1984)
	$3\text{CaTiSiO}_5 + 4\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} = 3\text{FeTiO}_3 + \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{SiO}_2$	Essene & Bohlen (1985)
	$6\text{CaTiSiO}_5 + 4\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} = 6\text{FeTiO}_4 + 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 9\text{SiO}_2$	

4.2 Metodologia específica para obtenção e tratamento das análises de química mineral e obtenção dos dados geotermobarométricos

Neste capítulo será abordada a metodologia específica, referente a todas as etapas relacionadas à química mineral (seleção de amostras, equipamentos, materiais, métodos, obtenção dos dados, tratamento para cada mineral) e cálculos para obtenção dos valores geotermobarométricos a partir de programas específicos.

4.2.1 Seleção de amostras para proceder à análise química

As amostras coletadas são referentes à disciplina Estágio de Campo II (FGEL/UERJ). No ano de 2003, o mapeamento foi realizado na região entre Raposo e Itaperuna, a partir do qual, para esta pesquisa, foram analisadas 20 seções delgadas (Grupos de alunos de números VI, VII e IX); no ano de 2004, o mapeamento desta disciplina foi alocado na região entre Santo Antônio de Pádua e São João do Paraíso, do qual foram estudadas 45 lâminas (Grupos de alunos de números 27, 28, 29, 30, 31 e 32); em 2005, o trabalho foi realizado na região entre Itaperuna, sul de Bom Jesus de Itabapoana e Italva e foram analisadas cerca de 120 seções delgadas (Grupos de alunos de números I ao XII); Já no ano de 2007, a etapa de campo concentrou-se na região de Bom Jesus de Itabapoana, com alguns grupos estendendo-se às proximidades de Itaperuna; deste, foram analisadas cerca de 165 lâminas delgadas (Grupos de alunos de números I, II, V, VI, VII, VIII, X, XI, XII, XIII e XIV). O critério utilizado para seleção foi, primeiramente, a partir das paragêneses de metapelitos e metabasitos que caracterizam determinado pulso metamórfico nas às diferentes Unidades dos Domínios Tectônicos, elevando em conta a conservação das amostras quanto ao grau de alteração.

4.2.2 Obtenção de lâminas polidas

Ao todo cerca de 20 lâminas polidas foram confeccionadas para os procedimentos necessários referentes à química mineral. Os processos de laminação e polimento foram realizados no Laboratório Geológico de Processamento de Análises (LGPA) – UERJ e no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFRJ.

4.2.3 Análise petrográfico-petrológica das lâminas polidas, com identificação, demarcação e fotografias dos campos e fases minerais a serem analisados

A análise petrográfico-petrológica dos equilíbrios nos metabasitos e metapelitos foi realizada no Laboratório de Petrologia e Petrografia da Faculdade de Geologia(FGEL-UERJ) com o auxílio de microscópio ZEISS – Germany, modelo Axioskop. A demarcação destes equilíbrios foi efetuada utilizando-se lupa da marca Tecnaval. Após estes procedimentos, os campos delimitados foram fotografados para proceder as análises de química mineral.

4.2.4 Obtenção, tratamento e interpretação dos dados de química mineral e cálculos de geotermobarometria

Os dados referentes à química mineral foram obtidos no Laboratório de Microscopia e Microanálises do Consórcio Física-Geologia-Química UFMG/CDTN, em aparelho de microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8900RL, utilizando 15kV de voltagem de aceleração e 20nA de corrente.

Para a identificação de alguns minerais, foi necessária a utilização do detector EDS (Energy Dispersive X-Ray Spectrometer). Estão incluídos nas análises de EDS: grãos de alguns tectossilicatos e inossilicatos com alto grau de alteração ou parcialmente deteriorados pelo processo de laminação e, portanto, de difícil identificação; cristais de espinélio e minerais opacos, para o conhecimento das respectivas composições químicas; e grãos de monazita; e análises WDS em silicatos, ilmenita, espinélio e magnetita. Os resultados das análises de química mineral encontram-se no Anexo 1.

Por meio do equipamento de microsonda eletrônica (WDS), foram obtidas análises quantitativas de 13 óxidos (SiO_2 ; TiO_2 ; Al_2O_3 ; Cr_2O_3 ; FeO^* ; MgO ; NiO ; MnO ; SrO ; BaO ; CaO ; Na_2O ; K_2O) em todas as espécies minerais presentes nos litotipos abordados. Dados de ZnO foram obtidos apenas para o espinélio (gahnita).

Os padrões utilizados para os óxidos foram: quartzo para o SiO_2 ; rutilo para o TiO_2 ; óxido de alumínio para o Al_2O_3 ; óxido de cromo para Cr_2O_3 ; mangano-ortonolita para o FeO ; óxido de magnésio para o MgO ; óxido de níquel para o NiO ; mangano-ortonolita para o MnO ; anortita sintética com estrôncio para o SrO ; silicato sintético de bário para o BaO ; anortita sintética para o CaO ; jadeíta para o Na_2O ; microclina asbestos para o K_2O ; e óxido de zinco para o ZnO . Todos os padrões são da Coleção Ian Steele.

A microsonda eletrônica não fornece dados analíticos para H_2O , F e Cl, o que leva ao baixo fechamento das análises de minerais com hidroxila, por exemplo (anfíbios, micas, clorita etc.). Além disso, este equipamento não distingue dentre os óxidos FeO e Fe_2O_3 e, assim, todo o conteúdo de ferro resultante é expresso como FeO . Portanto, para esta distinção, foram utilizados cálculos específicos, aplicados em planilhas do Excel, quando necessário.

Os cálculos da fórmula estrutural dos dados de química mineral foram realizados através do programa Minpet 2.02 e fórmulas no Excel (ZAF), seguindo os procedimentos descritos no Apêndice 1 do livro “Minerais, constituintes das rochas – uma introdução” (Deer *et al.*, 1966), e listados a seguir:

(i) organizou-se na primeira coluna os símbolos dos óxidos analisados. A seguir foi indicada a composição do mineral, expressa de maneira usual, sob a forma de percentagem em peso, dos óxidos constituintes. Foi utilizada uma coluna para cada amostra e uma linha para cada elemento químico;

(ii) As proporções moleculares foram obtidas pela divisão de cada valor pelo peso molecular do óxido correspondente e foram colocadas abaixo dos valores dos óxidos, respeitando a coluna fornecida para cada amostra.

(iii) A seguir, os resultados obtidos anteriormente foram multiplicados pelo número de átomo respectivo. Encontrou-se um conjunto de números proporcionais ao número de átomos de oxigênios associados a cada um dos elementos correspondentes. Depois, somaram-se todas as proporções atômicas de oxigênios existentes em de todos os óxidos (Total de oxigênios = T).

(iv) Na fase seguinte, foram multiplicados a proporção entre a base de oxigênios estabelecida para cada mineral e o total das proporções atômicas de oxigênios de todos os óxidos (T) para a obtenção dos ânions; exemplo: a fórmula estrutural dos piroxênios foi calculada na base de 6 oxigênios = $(6/T) \times \text{prop. atom. de oxigênio para cada elemento}$).

(vi) Após estes procedimentos, foram indicados os números de cátions associados com os oxigênios descritos no item anterior. Para os íons divalentes, os valores não se alteram, mas, para os monovalentes, o valor obtido deve ser multiplicado por 2.

Para granada, foram analisados SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO^* , Mn, NiO, MgO, SrO, BaO, CaO, Na_2O e K_2O . O programa utilizado para os cálculos das fórmulas estruturais foi o Minpet 2.02. A classificação em diagramas apropriados e a obtenção de valores para FeO e Fe_2O_3 se deu através do mesmo programa. As fórmulas estruturais foram calculadas com base na exigência de 12 cargas negativas da rede estrutural (12 oxigênios).

Para biotita, foram obtidas análises para SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO^* , Mn, NiO, MgO, SrO, BaO, CaO, Na_2O e K_2O . O programa utilizado para os cálculos das fórmulas estruturais e para a classificação das fases minerais em diagramas apropriados foi o Minpet 2.02. Todas as fórmulas estruturais foram calculadas com base em 24 oxigênios.

Para o plagioclásio, foram analisados SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , BaO, SrO, CaO, Na_2O e K_2O . O programa utilizado para a determinação dos cátions e classificação das fases minerais em diagrama apropriado foi o Minpet 2.02. Todas as fórmulas estruturais foram calculadas na base de 32 oxigênios. A utilização de alguns geotermômetros impôs a necessidade do cálculo da fórmula estrutural na base de 8 oxigênios. Dessa forma, estes valores foram calculados, por meio de planilhas Excel, e aplicados quando necessário.

Para os piroxênios, foram obtidas análises para: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , Mn, NiO, MgO, CaO, Na_2O e K_2O . O cálculo das fórmulas estruturais foram efetuados em planilhas Excel. As fórmulas estruturais foram calculadas na base de 6 oxigênios.

Para os anfibólios, foram analisadas: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MnO, MgO, CaO, Na_2O e K_2O . O cálculo das fórmulas estruturais foram efetuadas em planilhas Excel. As análises foram calculadas na base de 23 oxigênios. Para a realização de

cálculos cristaloquímicos, foi determinado o teor de Na nas posições estruturais A e B.

Para os óxidos (ilmenita, rutilo, magnetita e espinélio) os elementos analisados foram: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO*, MnO, MgO, CaO. ZnO foi analisado apenas para o espinélio. O Excel foi o programa utilizado para a realização dos cálculos das fórmulas estruturais. As análises foram calculadas com base em 6 oxigênios (ilmenita); 2 oxigênios (rutilo); e 32 oxigênios (magnetita e espinélio).

A determinação dos valores de Pressão e Temperatura foi efetuada a partir de programas como Gpt, Ptmafic e Hbl-PI. O GPT (Reche & Martinez, 1996) é um programa do Excel para cálculos geotermobarométricos em rochas metapelíticas de acordo com as calibrações de diversos autores para cálculos de 72 termômetros e 59 barômetros. O Ptmafic (Soto & Soto, 1995) é um programa em DOS que realiza cálculos de temperatura e pressão para rochas metabásicas. O programa Hb-PI (Holland & Blund, 1994) também é um programa em DOS, porém só realiza cálculos de temperatura para o par anfibólio-plagioclásio.

As abreviações dos minerais e componentes seguem o padrão sugerido pela IUGS (Siivola & Schmid, 2007).

CAPÍTULO 5 – GEOTERMOBAROMETRIA E QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS DA REGIÃO ENTRE ITALVA BOM E JESUS DE ITABAPOANA

Os estudos referentes ao metamorfismo e às principais fases de deformação serão tratados neste capítulo. A identificação de paragêneses minerais, a discriminação de diferentes equilíbrios metamórficos, apresentação dos resultados de química mineral, a determinação de valores absolutos de pressão e temperatura para cada um dos Domínios Tectônicos do Terreno Oriental e, finalmente a comparação com dados pré-existentes, serão os itens abordados. Cada domínio será analisado individualmente.

5.1 Metamorfismo da região entre Italva e Bom Jesus de Itabapoana

O estudo da evolução metamórfica dos domínios tectônicos do Terreno Oriental (Cambuci, Costeiro e Italva) da Faixa Ribeira foi concebido, primeiramente, através da determinação das paragêneses e relações entre as várias fases minerais, de acordo com a caracterização petrográfico-petrológica. Cerca de 350 lâminas do acervo da FGEL-UERJ e mais 30 coletadas em trabalhos de campo realizados durante a presente pesquisa foram detalhadamente analisadas. A segunda etapa foi relacionada ao estudo microtectônico, com o objetivo de estabelecer as relações entre o crescimento e/ou recristalização mineral e o desenvolvimento de estruturas como xistosidade, foliação milonítica, lineações minerais, sombras de pressão etc. A etapa conseguinte baseou-se na composição química das fases minerais de interesse, visando o aperfeiçoamento da caracterização petrológica das rochas e a determinação das condições de pressão e temperatura do(s) pulso(s) metamórfico(s) identificado(s) (análise geotermobarométrica).

Na área alvo foi identificado apenas um pulso metamórfico. O registro metamórfico M_1 ocorre indistintamente em todos os domínios tectônicos estudados e as relações microtectônicas indicam que foi contemporâneo ao desenvolvimento das estruturas (por exemplo, foliações S_1 , S_2 e S_1+S_2) geradas durante a fase principal de deformação (D_1+D_2). Cada domínio demonstra uma peculiaridade de evolução das condições de pressão e temperatura. Pela identificação das paragêneses, é possível presumir que o metamorfismo das rochas dos Domínios Cambuci e

Costeiro ocorreu sob condições termais mais intensas do que aquelas das rochas do Domínio Itálva.

A seguir, serão apresentadas as características de M_1 para cada um dos domínios tectônicos do Terreno Oriental.

5.2 Metamorfismo M_1 no Domínio Cambuci

A evolução metamórfica das rochas do Domínio Tectônico Cambuci é caracterizada pela presença de minerais de pico metamórfico na foliação principal. Nesta estrutura, são encontradas paragêneses diagnósticas para a facies granulito.

Na região estudada, a Unidade Cambuci é representada por rochas metapelíticas e metapsamíticas associadas a mármore, rochas calcissilicáticas, rochas metaultramáficas e metabasitos. A Tabela 12 mostra as paragêneses minerais, sin-fase principal de deformação (D_1+D_2), encontradas para cada um destes grupos litológicos e também para o leucossoma das rochas gnáissicas (Leucocharnockito São João do Paraíso), interpretados como cristalização de fusões parciais dos paragnaisses. Devido ao alto grau de metamorfismo, ocorreram a obliteração das paragêneses anteriores àquelas do pico metamórfico (paragêneses progressivas de M_1) e a formação de porções fundidas, constituídas principalmente por quartzo e feldspatos. A história do resfriamento de M_1 pode ser obtida por meio do estudo do equilíbrio entre bordas de minerais sensíveis a P e/ou T.

Tabela 12: Paragêneses das rochas da Unidade Cambuci no Domínio Tectônico homônimo.

Unidades Litológicas	Paragêneses minerais
Paragneisse (metapelito e metapsamito)	quartzo + biotita + granada + mineral opaco + apatita + zircão ± plagioclásio ± sillimanita ± rutilo ± K- feldspato ± titanita ± ortopiroxênio ± espinélio
Metabasito	hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + ortopiroxênio + granada + quartzo + mineral opaco + apatita ± rutilo
Rocha metaultramáfica	clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio + mineral opaco

Mármore	carbonato + clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo ± olivina, ± serpentina ± granada + titanita + mineral opaco
Rocha calcissilicática	clinopiroxênio + plagioclásio + quartzo + escapolita + zircão ± actinolita ± hornblenda
Gondito	quartzo + granada + mineral opaco
Leucocharnockito	quartzo + plagioclásio + microclina + mineral opaco ± ortopiroxênio ± granada
Ortognaisses/Ortogranulitos	Quartzo + plagioclásio + biotita + hornblenda + mineral opaco ± diopísídio ± ortopiroxênio ± K- feldspato ± granada + zircão + apatita

Os paragnaisses pelíticos têm paragêneses que registram condições da facies granulito, a partir do contato mútuo entre biotita, sillimanita e granada sintectônica (Figura 31), concomitante ao aparecimento de cristais de K-feldspato. Equilíbrios de granada com espinélio e/ou rutilo e/ou ilmenita também ocorrem nos paragnaisses do Domínio Cambuci. A presença de ortopiroxênio em contato com granada, biotita, sillimanita e plagioclásio evidencia que este domínio tenha sido submetido às condições da fácies granulito. A ocorrência deste inossilicato é restrita a algumas amostras e geralmente o mesmo é bordejado por biotita. O ortopiroxênio ocorre com maior frequência nas porções leucossomáticas dos gnaisses paraderivados sugerindo que as fusões também ocorreram em condições de facies granulito. Os grãos de biotita também ocorrem bordejando alguns grãos de granada.

O metabasito, assim como as rochas paraderivadas, registra da mesma forma paragêneses da facies granulito. Estas paragêneses são determinadas a partir do equilíbrio entre clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e plagioclásio (Figura 32). Minerais opacos e rutilo também constituem paragêneses com as fases minerais supracitadas.

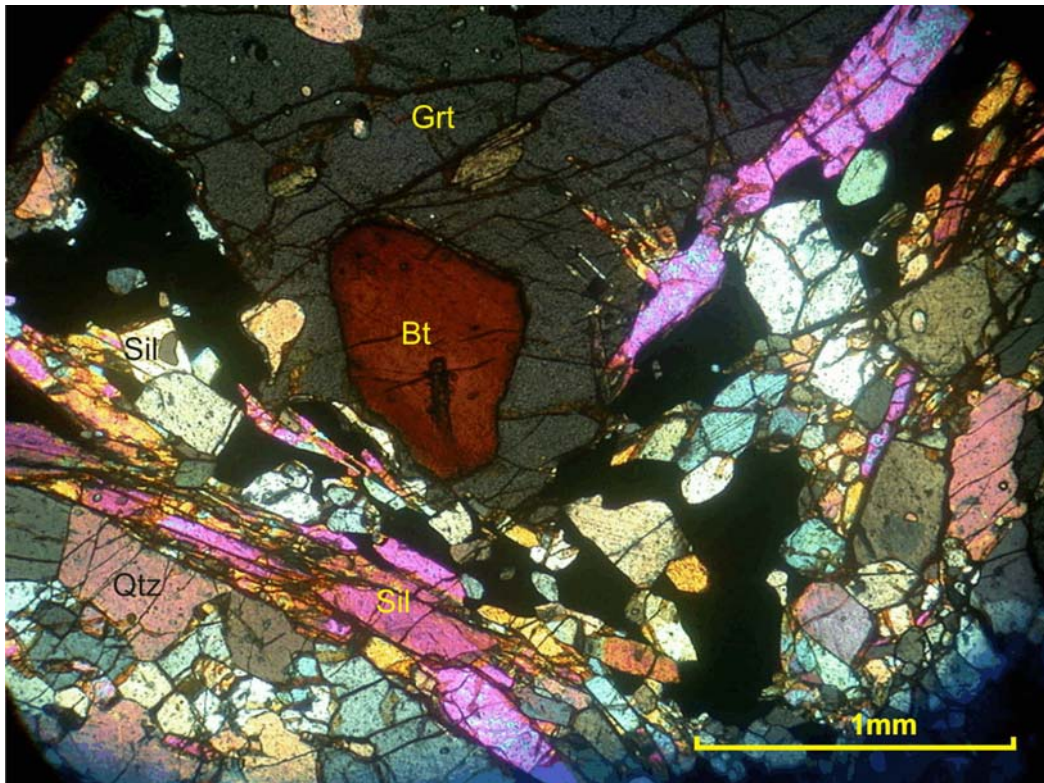


Figura 31: Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambuci. Observa-se a presença de de sillimanita, biotita e granada. Amostra IV-X-19.

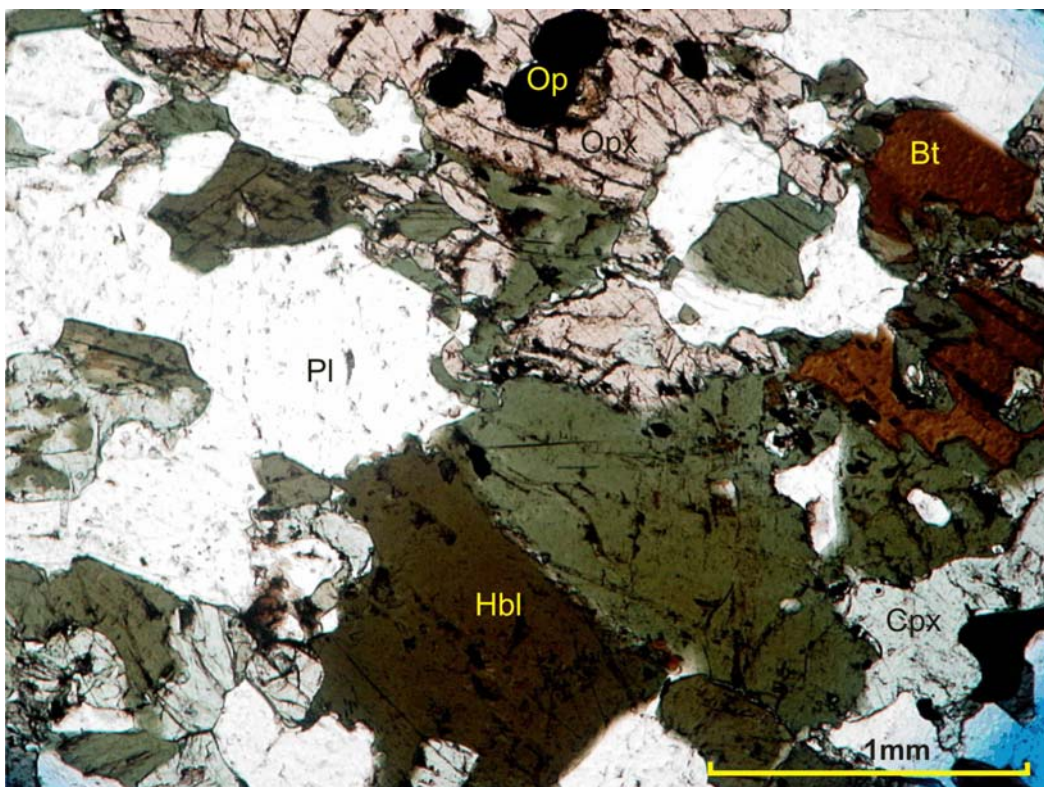


Figura 32: Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambuci. Paragênese dada por hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio. Amostra IV-XI-15B.

Coroas de granada e hornblenda, associadas a quartzo xenoblástico, ocorrem nos contatos entre piroxênios e plagioclásio (Figura 33) e minerais opacos e plagioclásio. Nota-se a presença de piroxênios mais antigos que o evento metamórfico M_1 . Nas amostras onde estes são de formatos mais largos, subedrais a anedrais foram claramente gerados durante o processo metamórfico M_1 . Em outras amostras os grãos de piroxênios ora assumem formatos euédricos, ora mais anedrais havendo dúvida se esta geração é metamórfica ou magmática e, possivelmente, não registrando o evento metamórfico M_1 da região abordada. Contudo, as bordas destes piroxênios podem registrar o evento metamórfico M_1 , juntamente com as bordas dos grãos de plagioclásio e as coronas de granada e hornblenda. Há a formação de texturas coroníticas (coroas de hornblenda e granada ao redor dos piroxênios) gerados durante o metamorfismo M_1 .

As rochas metaultramáficas, rochas calcissilicáticas, mármore e gonditos não apresentam paragêneses diagnósticas para facies metamórfica, pois a composição desconhecida do fluido exerce um controle crítico para esta definição.

As rochas ortoderivadas do Complexo Serra da Bolívia, de composições graníticas, granodioríticas e tonalíticas, indicam condições metamórficas de fácies granulito, com geração de minerais do ápice metamórfico concomitante à formação da foliação principal. A paragênese mais comum dos ortogranulitos é caracterizada pelo equilíbrio entre clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e plagioclásio. As paragêneses com biotita também são comuns e aquelas com granada são mais restritas.

5.2.1 Equilíbrios de M_1 no Domínio Cambuci

i) Metapelitos

Metapelitos em condições de fácies granulito possuem um conjunto mineralógico característico. Entretanto, algumas rochas pelíticas encontradas não registram paragênese com K-feldspato e/ou plagioclásio. Entretanto, as observações de campo e as estruturas identificadas, como o bandamento composicional e a foliação de mesma orientação do padrão regional, e a presença de sillimanita induziram o presente autor a classificar o litotipo como uma rocha paraderivada, muito embora feldspatos não façam parte da paragênese do mesmo.

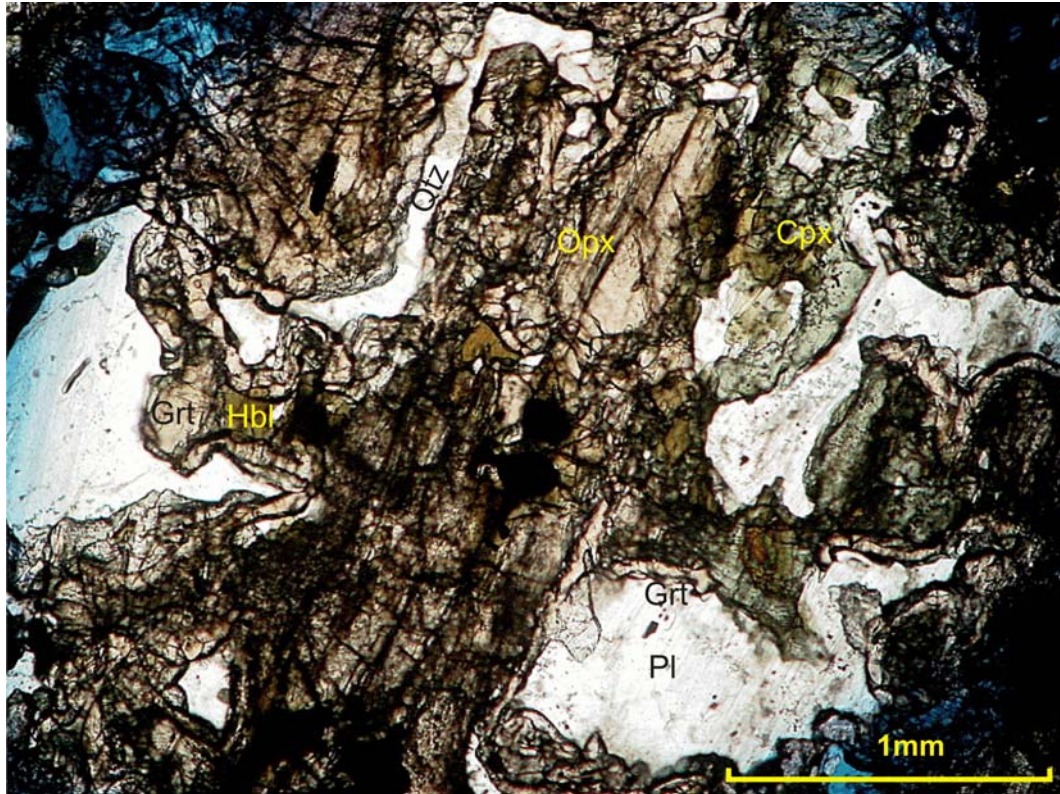


Figura 33: Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambuci. Coroas de granada e hornblenda ao redor de clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio. Presença de quartzo de forma vermiforme. Amostra JI-II-07-36B.

A partir da caracterização petrológica, a paragênese que retrata o evento do auge metamórfico foi deduzida através da presença de prismas de sillimanita, orientados segundo a foliação principal (S_1+S_2) da rocha, em contato com granada, biotita, rutilo, mineral opaco (Ilmenita) e espinélio verde (Figura 34) e ortopiroxênio (Figura 35). Há a ocorrência de duas gerações de biotita. A primeira geração corresponde ao equilíbrio (1) (Figura 36) (ápice metamórfico), ocorrendo com pouca frequência, sempre nas bordas de granada. Constitui cristais bem formados que seguem um leve padrão de orientação preferencial (S_1+S_2). A segunda geração caracteriza-se por uma fase de resfriamento mais evidente, pois os cristais de biotita circundam minerais do auge do metamorfismo, como granada e minerais opacos (Figura 37), ou ocorrem como uma substituição pseudomórfica nos bordos do nesossilicato. Os equilíbrios M_1 registrados pelos paragnaisses da Unidade Cambuci no domínio homônimo são listados a seguir:

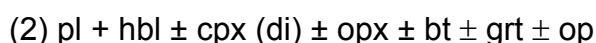
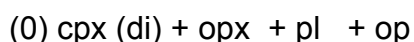


O equilíbrio (1) reporta ao ápice térmico do evento metamórfico M_1 nos gnaisses pelíticos. O equilíbrio (2) é definido próximo aos contatos dos minerais podendo indicar a fase de resfriamento e descompressão. O equilíbrio (3) é caracterizado pela formação de novos minerais em possíveis condições de volta do metamorfismo, como a biotita coronítica em bordas de granada.

ii) Metabasitos

A caracterização de M_1 é dada pela paragênese indicativa de pico metamórfico com ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio e minerais opacos (ilmenita ou magnetita). O contato entre os piroxênios é difícil de ser observado, dada a frequência da ocorrência de sobrecrecimento de hornblenda do equilíbrio 2. Este anfibólio é claramente mais novo que os demais minerais, caracterizando uma possível fase de resfriamento e entrada de H_2O ou um segundo evento metamórfico de características retrógradas registrado no litotipo. Por vezes, o anfibólio ocorre em coronas bordejando principalmente os minerais opacos e exibe

uma coloração verde escuro com tons avermelhados, podendo caracterizar um enriquecimento em Fe^{3+} . A ocorrência de biotita é restrita. Não há uma clara relação entre este filossilicato e os piroxênios. No entanto, a hornblenda ocorre também nas bordas de biotita, o que sugere que este mineral poderia fazer parte do equilíbrio 2. Os equilíbrios descritos são listados a seguir:

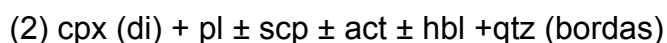
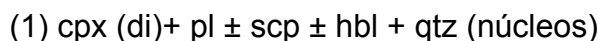


O equilíbrio (0) (Figura 38) pode registrar a temperatura de formação do possível conjunto anterior a M_1 . O equilíbrio (1) (Figura 38 e 39) registra o ápice térmico do metamorfismo M_1 . A paragénese formada evidencia que este metamorfismo ocorreu sob condições da facies granulito. O equilíbrio (2) (Figura 39) é caracterizado pelas bordas dos minerais claramente metamórficos podendo retratar a fase de resfriamento.

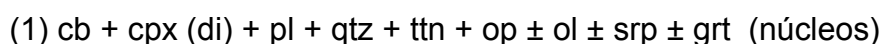
iii) Rochas Calcissilicáticas e Mármore

Os minerais formadores das rochas calcissilicáticas e mármore são caracterizados por um conjunto granoblástico poligonal onde certamente ocorreu o processo de blastese. Os núcleos dos grãos representam o equilíbrio (1), ápice metamórfico, e as bordas, o equilíbrio (2), o resfriamento. Nas rochas calcissilicáticas há a formação de novos minerais como actinolita e hornblenda. Os equilíbrios de ambos os litotipos são listados a seguir.

iv) Rochas calcissilicáticas



v) Mármore



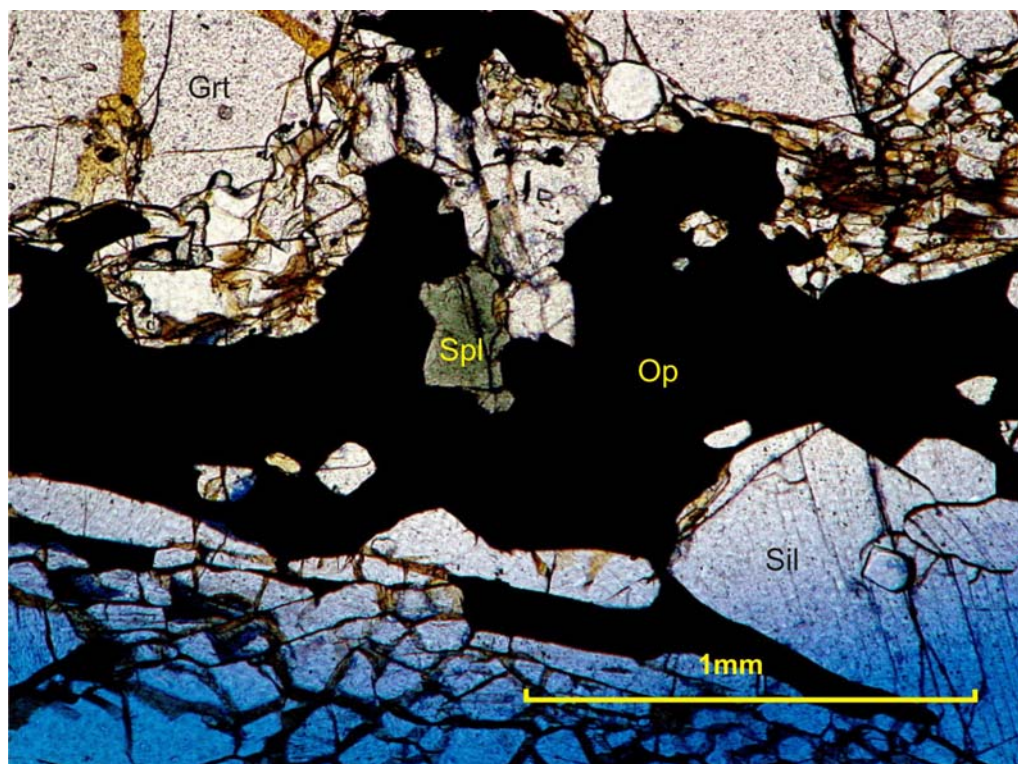


Figura 34: Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambuci onde observa-se o equilíbrio grt-rt-als-ilm-qtz. Há a presença de espinélio verde em contato com granada e mineral opaco. Amostra IV-X-19.

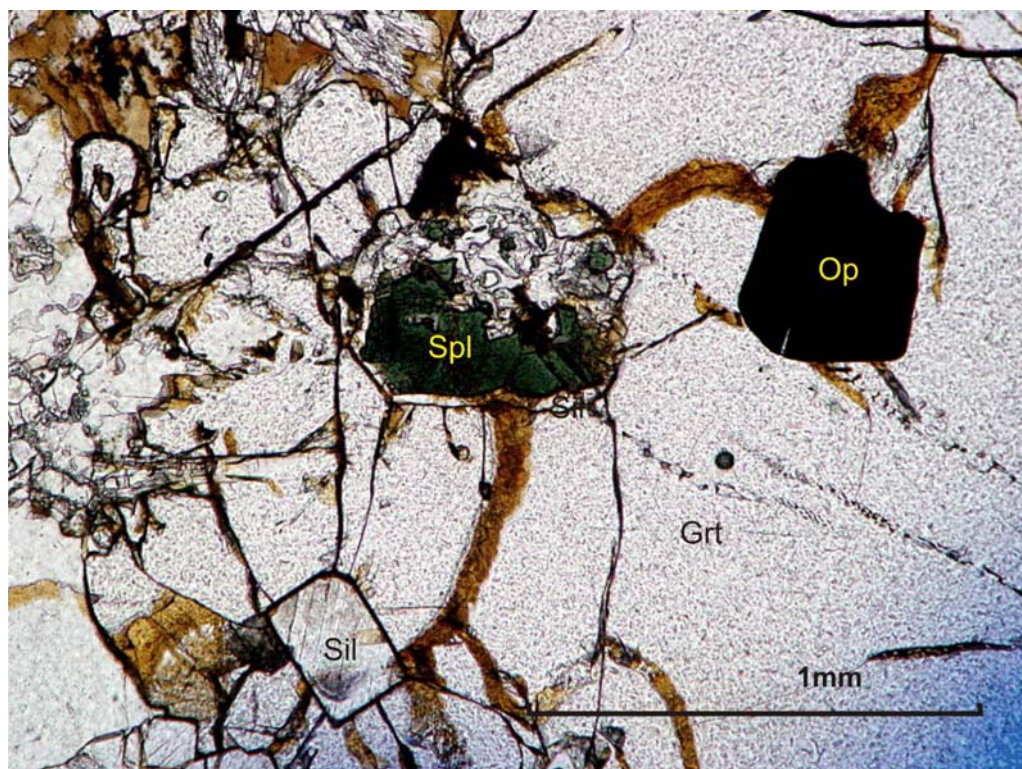


Figura 35: Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambuci onde observa-se o espinélio corado por silimanita. Amostra IV-X-19.

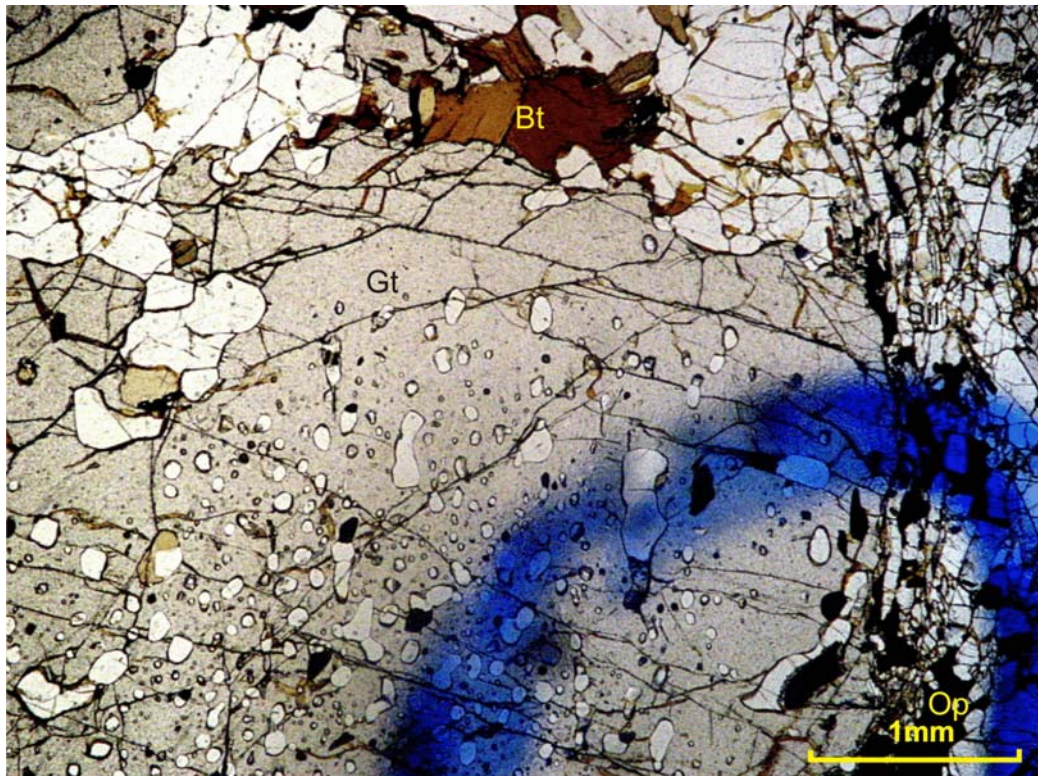


Figura 36: Fotomicrografia do paragneisse do Domínio Cambuci mostrando os equilíbrios 1 (núcleos) e 2 (bordas) do termômetro grt-bt. Amostra IV-X-19.

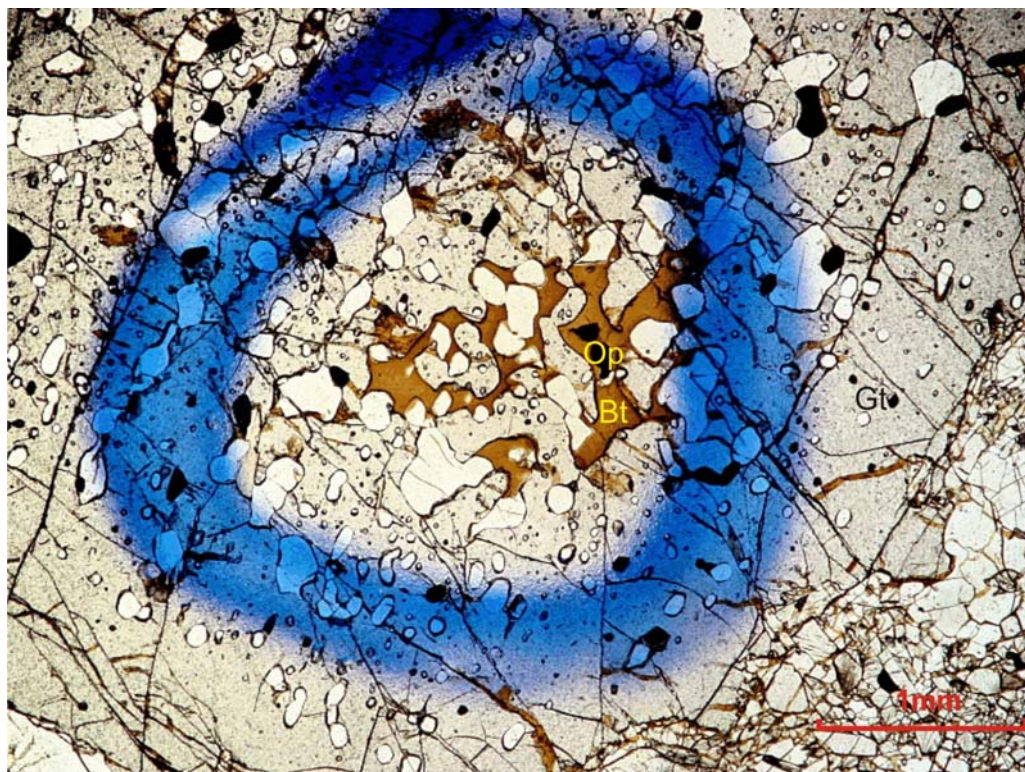


Figura 37: Fotomicrografia do metapelito do Domínio Cambuci mostrando o equilíbrio 3 (crescimento de biotita ao redor da granada) do termômetro grt-bt. Amostra IV-X-19.

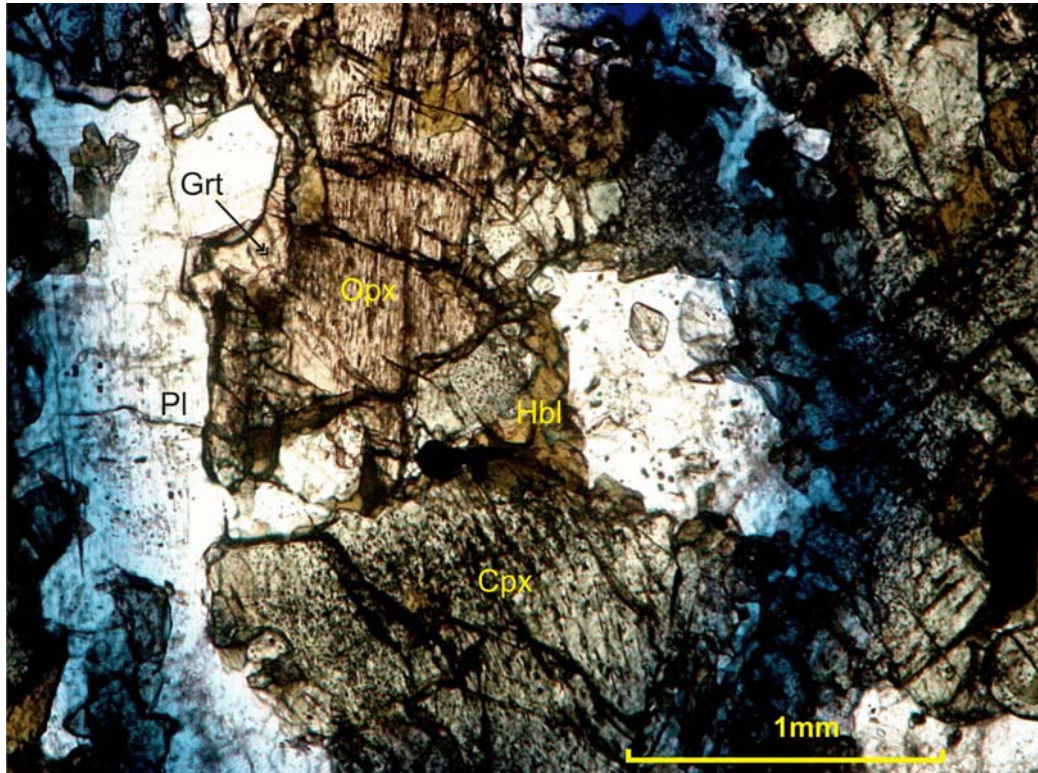


Figura 38: Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambuci (amostra JI-II-07-36B) onde observa-se os equilíbrios 0 (núcleos de piroxênios e plagioclásio) e 1 (coroas de grt e hbl ao redor de cpx, opx e pl).

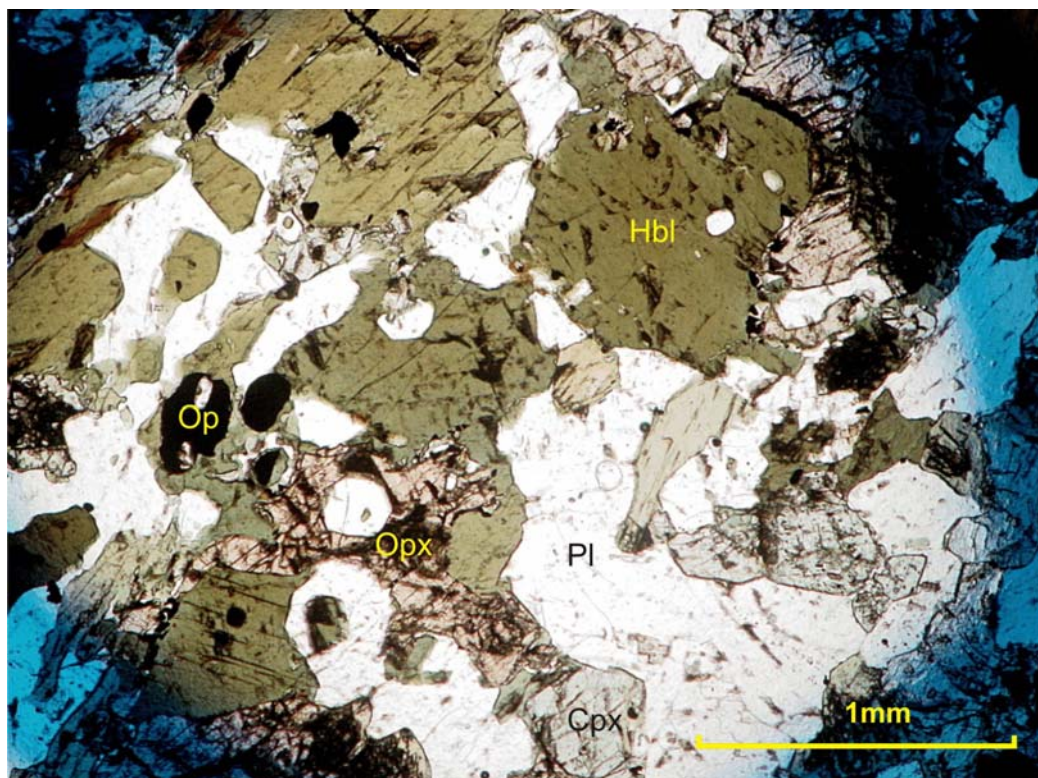


Figura 39: Fotomicrografia do metabasito do Domínio Cambuci (amostra JI-XI-15B) mostrando os equilíbrios 1 (núcleos de opx, cpx, hbl, op e pl e 2 (bordas de opx, cpx, hbl pl e op).

vi) Rochas Metaultramáficas

As rochas metaultramáficas são basicamente monominerálicas sendo constituídas por hornblenda (hornblendito) ou clinopiroxênio (piroxenito). O plagioclásio está presente nos dois litotipos como mineral acessório. Os núcleos dos grãos determinam o equilíbrio (1) e as bordas, o equilíbrio (2).

Hornblendito

(1) hbl + plg + op (bordas)

(2) hbl + plg + op (núcleos)

Piroxenito

(1) cpx (di) + pl + op (bordas)

(2) cpx (di) + pl + op (núcleos)

vii) Ortognaisses/Ortogradulitos

Os ortognaisses são constituídos de paragêneses formadas por minerais como plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e minerais opacos. Nos ortogradulitos, clinopiroxênio e ortopiroxênio constituem duas classes mineralógicas importantes, constituindo uma paragênese juntamente com aqueles minerais listados para os ortognaisses. Os núcleos dos grãos minerais representam o equilíbrio (1) e as bordas são interpretadas como correspondentes ao equilíbrio (2).

(1) pl + qtz + bt + hbl + op ± cpx (di) ± opx ± Kfs ± grt

(2) pl + qtz + bt + hbl + op ± cpx (di) ± opx ± Kfs ± grt

5.2.2 Química mineral de M1 no Domínio Cambuci

Para a rocha metassedimentar (amostra IV-X-19), foram realizadas análises de química mineral nas bordas e núcleos, quando possível, em grãos de granada, biotita, sillimanita, ilmenita, rutilo e espinélio. A granada (Figura 40) é constituída, fundamentalmente, por almandina (Fe_{2+}) Alm₍₇₁₋₆₈₎. O componente piropo (Mg) Prp₍₂₇₋₂₄₎ possui valores consideráveis. Em menores proporções, estão os componentes grossulária (Ca) Grs₍₄₋₃₎ e espessartita (Mn) Sps_(1,5). Andradita (Fe_{3+} e Ti) e uvarovita

(Cr) possuem valores pouco significativos. A composição da mica (Figura 41) é projetada no campo da biotita, próximo ao campo da flogopita, de acordo com o diagrama de razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \times \text{Al}^{\text{IV}}$. Há uma variação composicional, na qual os núcleos tendem a ter composição da série eastonita-siderofilita, enquanto que as bordas e as coroas deste filossilicato tendem a projetar no campo da série flogopita-annita, indicando que possuem menores concentrações de Al^{IV} . A razão Fe/Mg é 0,69 – 0,48. Rutilo e ilmenita apresentam-se como fases puras e o espinélio foi classificado como gahnita devido aos altos valores de zinco e alumínio.

Duas amostras de metabasitos (amostras JI-XI-15B e JI-II-07-36B) do Domínio Cambuci foram selecionadas para proceder à análise de química mineral. As amostras foram coletadas ao norte da área estudada, entre as cidades de Bom Jesus de Itabapoana e São José do Calçado. Esta seleção foi baseada em estudos petrográficos e na identificação dos equilíbrios descritos anteriormente. Foram analisados, quando possível, núcleos e bordas de ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, magnetita e ilmenita.

Na amostra JI-II-07-36B (metabasito), o ortopiroxênio é classificado como hiperstênio (Figura 42), não sendo notadas diferenças composicionais significativas entre núcleos e bordas dos grãos. O clinopiroxênio é do tipo salita (Figura 43) e, assim como os ortopiroxênios, não mostram uma clara variação da composição entre núcleos e bordas. O plagioclásio é do tipo bytonita (An_{81-74}), sendo as bordas enriquecidas no componente anortita (Figura 45). Desta forma, sugere-se o crescimento e não consumo desta fase mineral. Nas coroas de granada, a almandina (Fe_{2+}) $\text{Alm}_{(59-57)}$ é o componente predominante (Figura 46). Grossulária (Ca) $\text{Grs}_{(21-20)}$ e piropo (Mg) $\text{Prp}_{(21-17)}$ ocorrem em valores notáveis, enquanto que o componente espessartita (Mn) $\text{Sps}_{(3-2)}$ ocorre em baixas concentrações. Andradita (Fe_{3+} e Ti) e uvarovita (Cr) geraram valores desprezíveis.

Na amostra JI-XI-15B (metabasito), o ortopiroxênio classifica-se como hiperstênio (Figura 42) e não há diferenças significativas de composições entre os núcleos e as bordas analisadas. O clinopiroxênio ocorre no campo da salita (Figura 43) e também não mostra variações composicionais. O plagioclásio é classificado como labradorita (An_{52-49}), sendo que alguns núcleos situam-se no campo da andesina (Figura 44). O anfibólio é classificado como ferro-pargasita-hornblenda ou tschermakita de acordo com dois diagramas de razões $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times \text{Tsi}$ (Figuras 46 e 47).

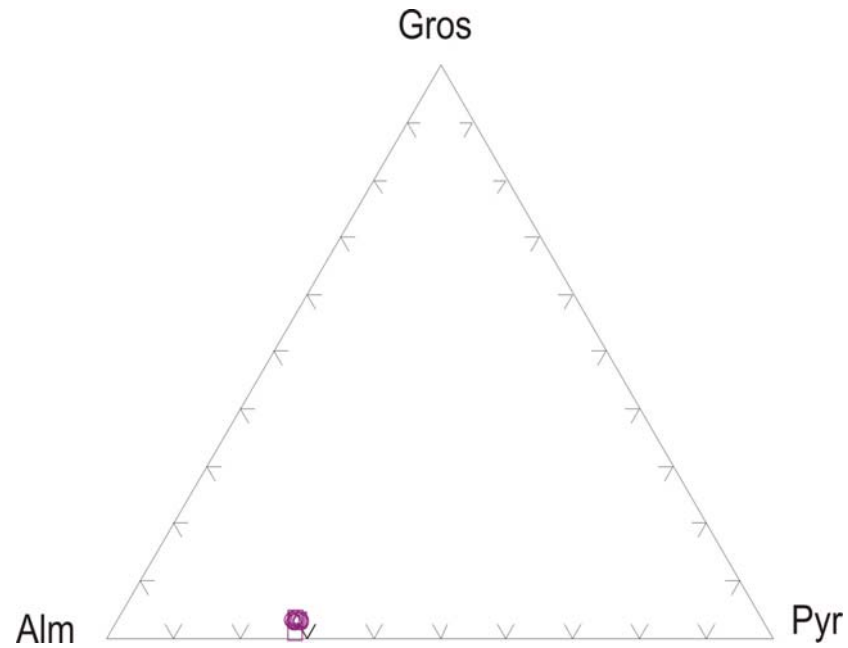


Figura 40: Diagrama de classificação da granada dos paragneisses do Domínio Cambuci.

□ núcleo - amostra IV-X-19 ○ borda - amostra IV-X-19 × coroas - amostra IV-X-19

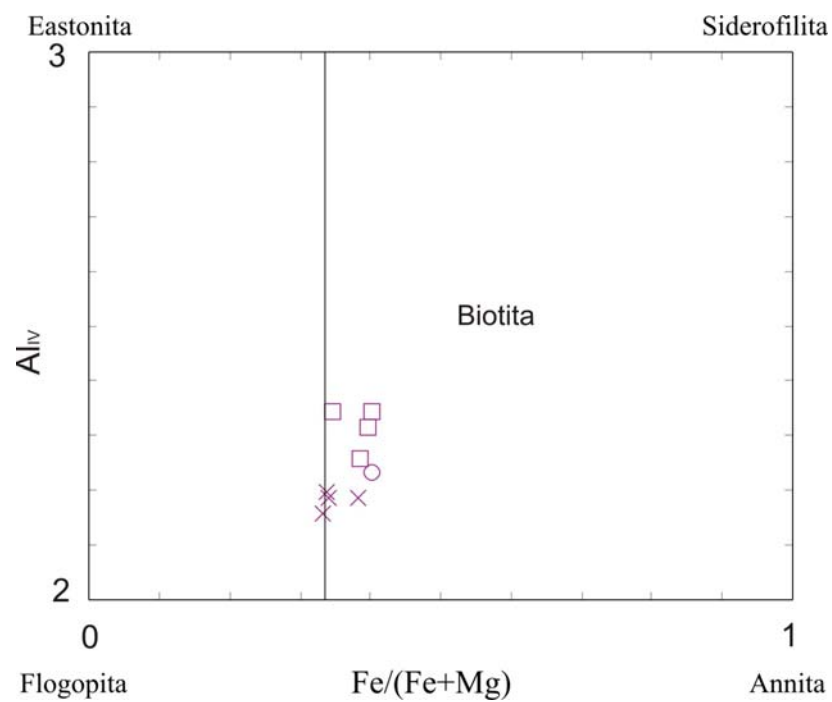


Figura 41: Diagrama de classificação do filossilicato dos paragneisses do Domínio Cambuci.

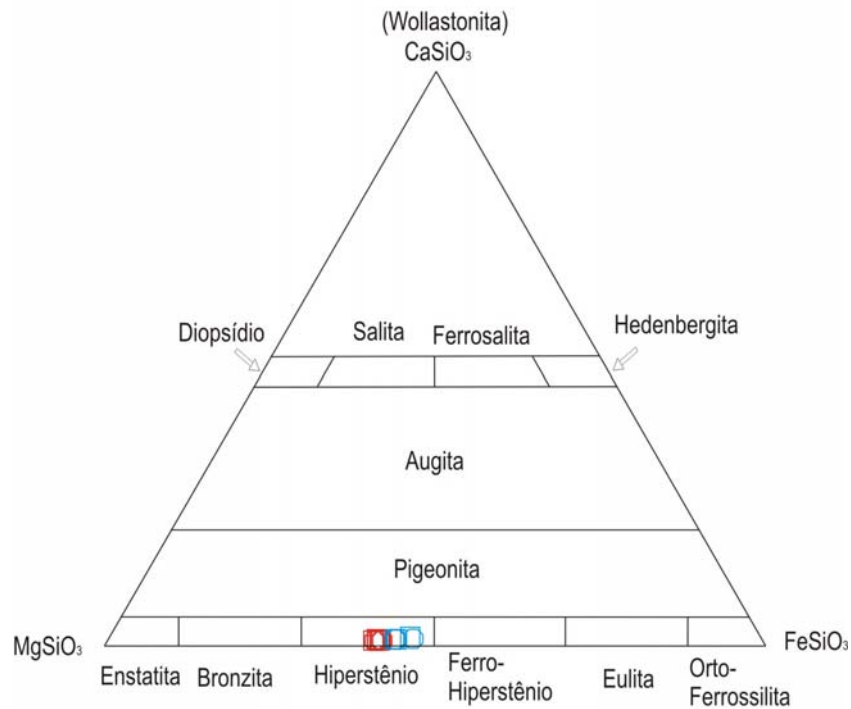


Figura 42: Diagrama de classificação do ortopiroxênio dos metabasitos do Domínio Cambuci.

- núcleo - amostra JI-II-07-36B ○ borda - amostra JI-II-07-36B
□ núcleo - amostra JI-XI-15B ○ borda - amostra JI-XI-15B

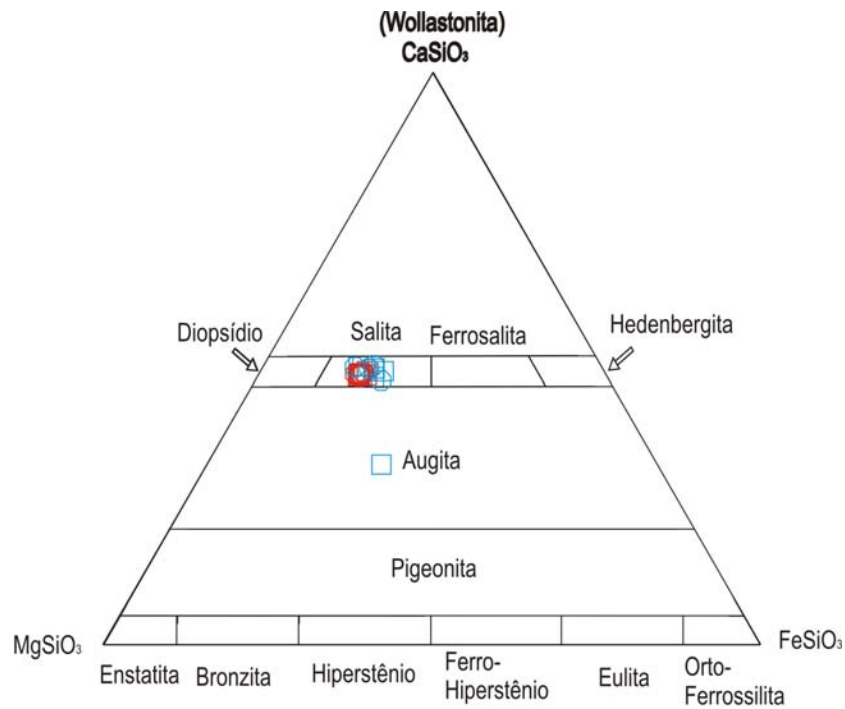


Figura 43: Diagrama de classificação do clinopiroxênio dos metabasitos do Domínio Cambuci.

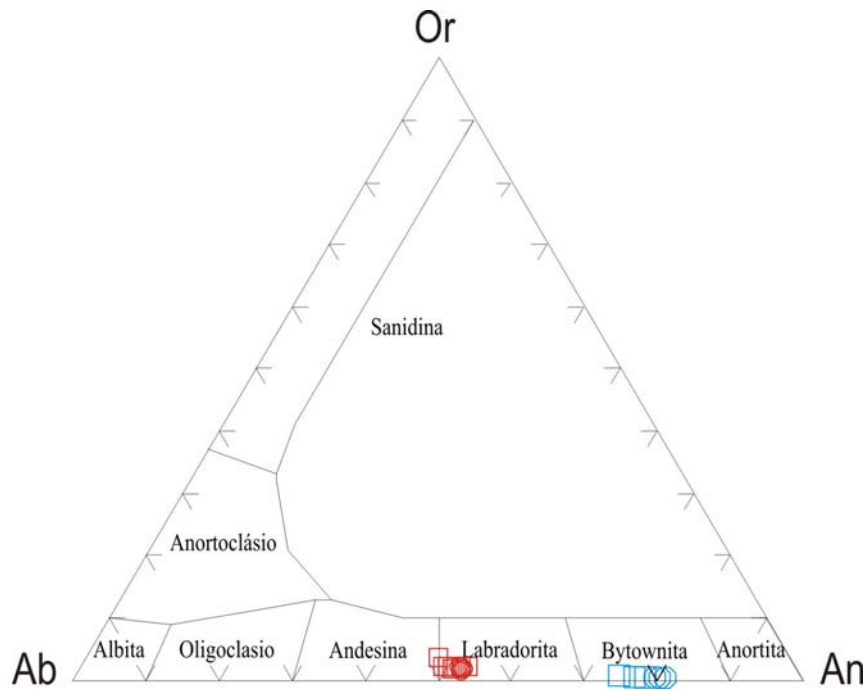


Figura 44: Diagrama de classificação do plagioclásio dos metabasitos do Domínio Cambuci.

- | | | |
|---------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| □ núcleo - amostra JI-II-07-36B | ○ borda - amostra JI-II-07-36B | ▽ coroa - amostra JI-II-07-36B |
| □ núcleo - amostra JI-XI-15B | ○ borda - amostra JI-XI-15B | |

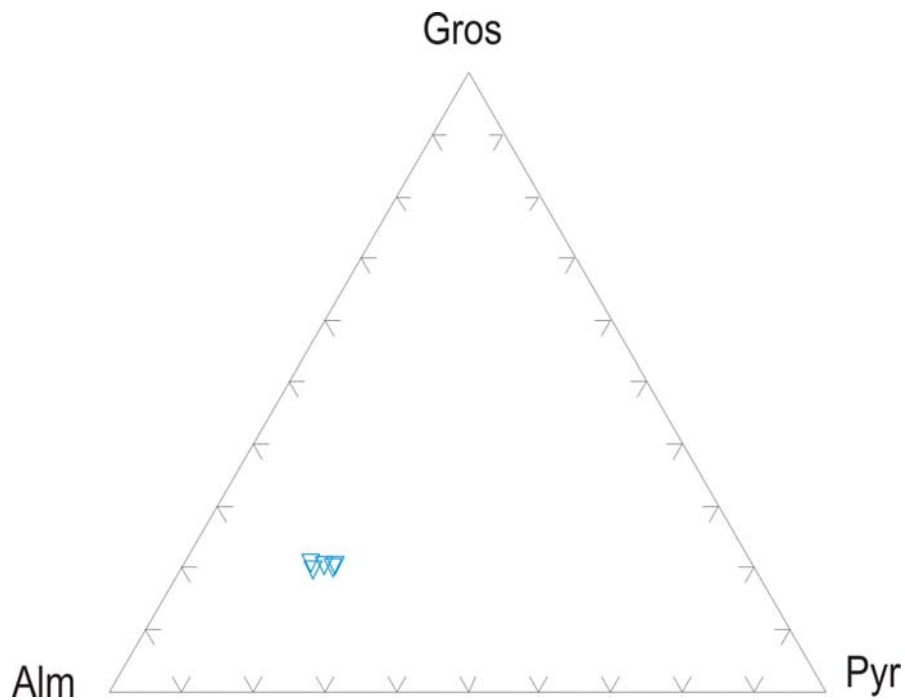


Figura 45: Diagrama de classificação da granada dos metabasitos do Domínio Cambuci.

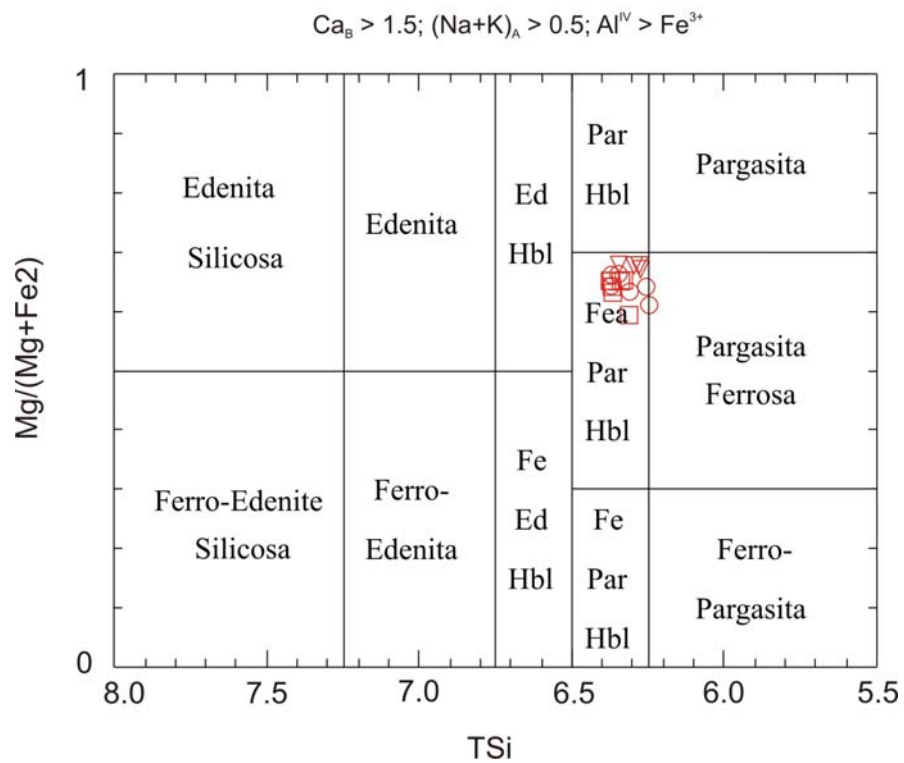


Figura 46: Diagrama de classificação do anfibólio das rochas metabásicas do Domínio Cambuci.

□ núcleo - amostra JI-XI-15B ○ borda - amostra JI-XI-15B ▽ coroa - amostra JI-XI-15B

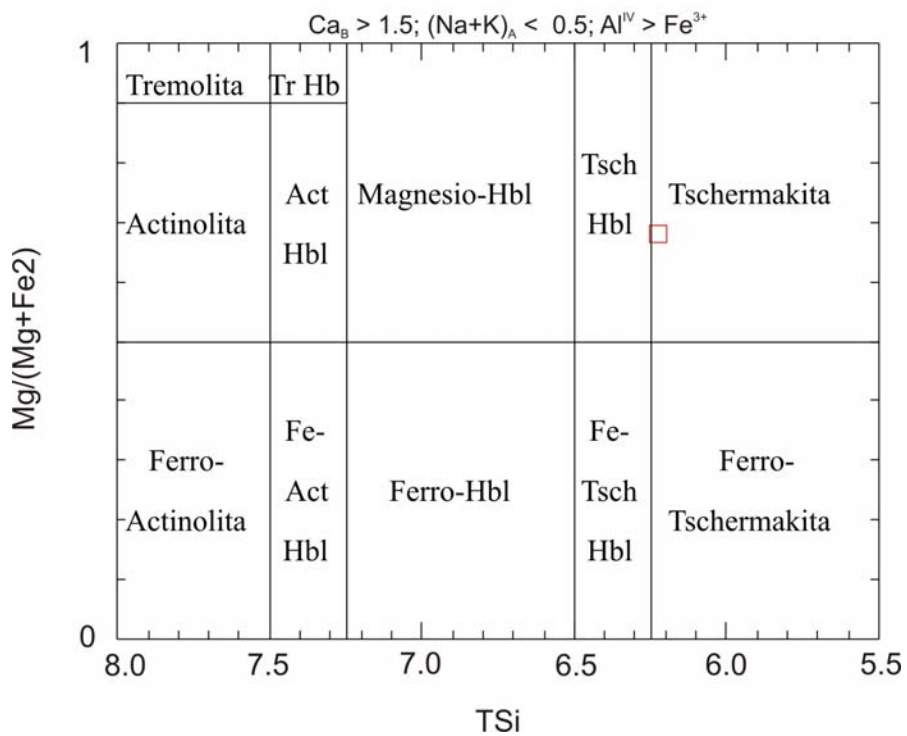


Figura 47: Diagrama de classificação do anfibólio das rochas metabásicas do Domínio Cambuci.

A mica presente na amostra ocorre no limite do campo da flogopita e da biotita, de acordo com o diagrama de razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \times \text{Al}^{\text{IV}}$ (Figura 48). A razão Fe/Mg varia de 0,49 – 0,55.

Comparando as análises efetuadas nos dois metabasitos, o ortopiroxênio e o clinopiroxênio da amostra JI-II-07-36B são mais enriquecidos no componente ferrosilita (Fe_{2+}) em comparação àqueles da amostra JI-XI-15B. A maior diferença composicional entre os dois litotipos ocorre no plagioclásio que, na amostra JI-XI-15B, possui maiores concentrações de anortita. A figura 49 mostra que a composição de todos os grãos de ortopiroxênio analisados é projetada no campo dos ortopiroxênios metamórficos. Na figura 50, observa-se que as análises do ortopiroxênio do equilíbrio (1) ocorrem no campo dos opx transicionais, porém mais próximo ao limite com o campo dos opx metamórficos do que as projeções das análises obtidas para o equilíbrio (0). Os diagramas foram propostos por Rietmeijer (1983) para ortopiroxênios coexistindo com clinopiroxênios, como é o caso dos metabasitos do Domínio Tectônico Cambuci.

5.2.3 Geotermobarometria de M1 no Domínio Cambuci

Nos metapelitos do Domínio Cambuci, as condições de T e P do metamorfismo M_1 para o equilíbrio 1, 2 e 3 foram calculadas a partir de: termômetro grt-bt (diversos autores – ver Tabela 13) e barômetro grt-rt-sil-ilm (GRAIL- Bohlen *et al.*, 1983a), como indicado abaixo:

Cálculo de T: núcleo de granada e núcleo de biotita (equilíbrio 1)

Borda de granada e borda de biotita (equilíbrio 2)

Cálculo de P: núcleo de granada e ilmenita (equilíbrio 1).

Borda de granada e ilmenita (equilíbrio 2).

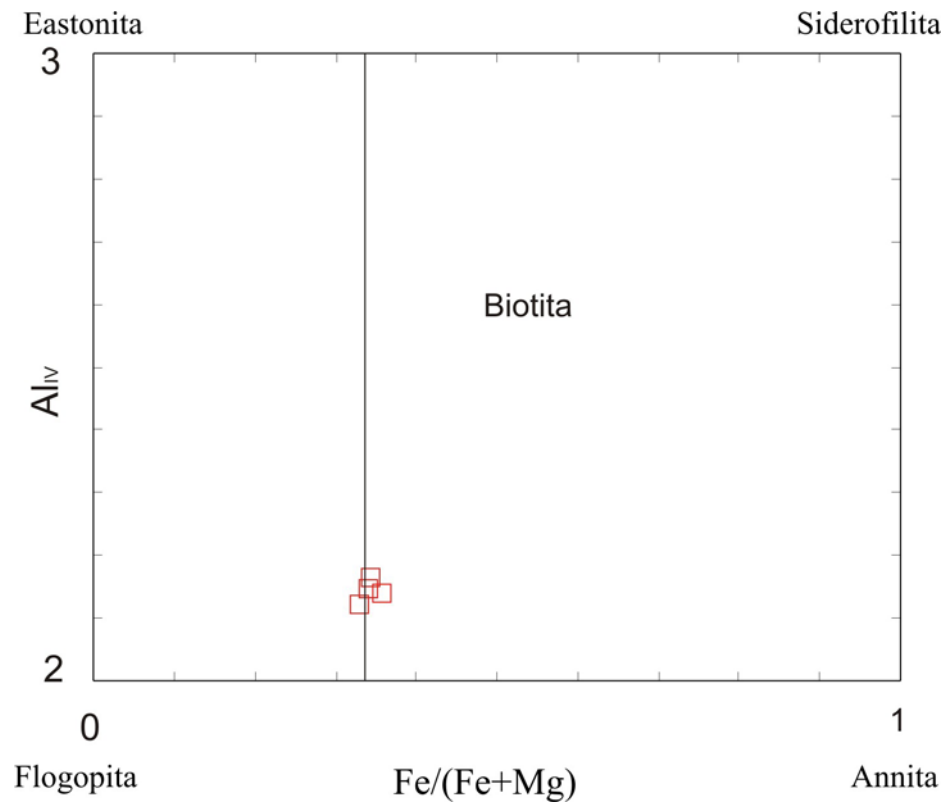


Figura 48: Diagrama de classificação do filossilicato dos metabasitos do Domínio Cambuci. O símbolo indica análises nos núcleos deste mineral.

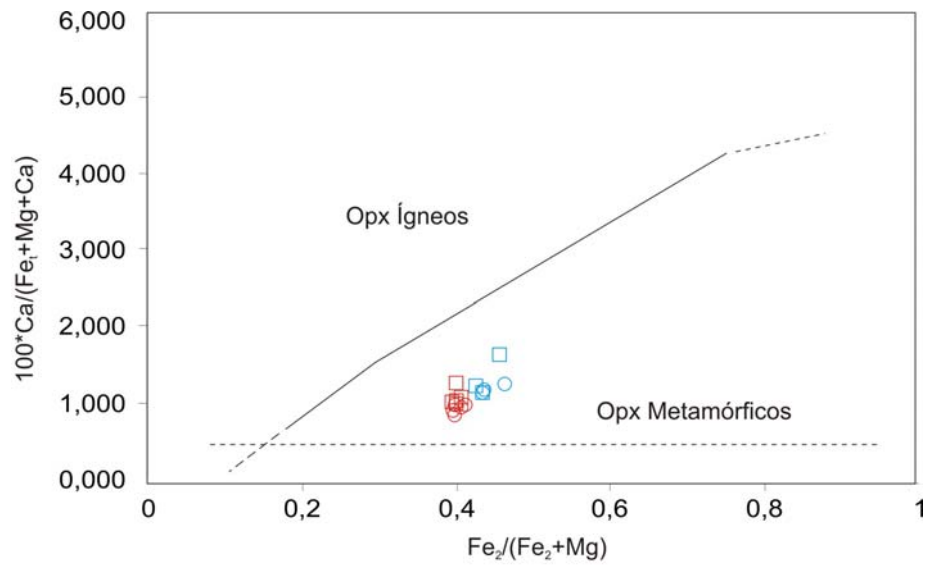


Figura 49: Diagrama discriminante entre ortopiroxênios ígneos e metamórficos (segundo Rietmeijer, 1983).

- núcleo - amostra JI-II-07-36B ○ borda - amostra JI-II-07-36B
□ núcleo - amostra JI-XI-15B ○ borda - amostra JI-XI-15B

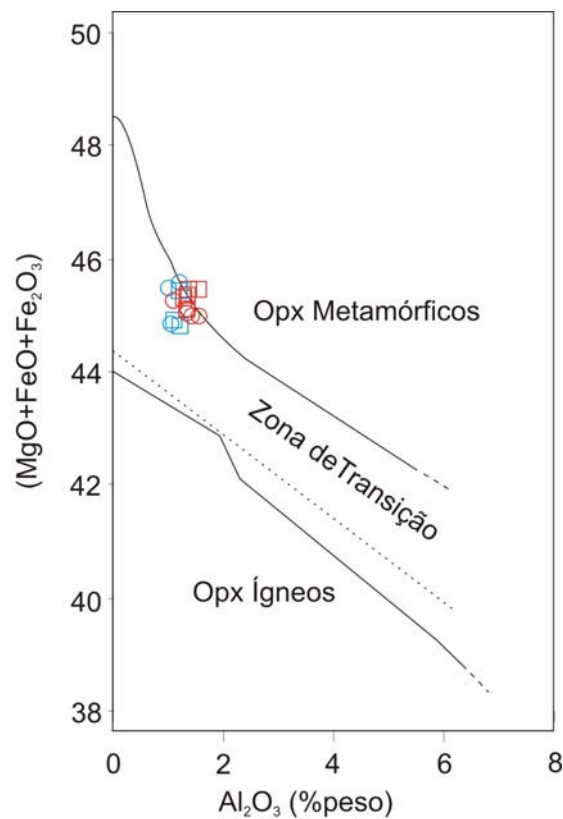


Figura 50: Diagrama discriminante entre ortopiroxênios ígneos e metamórficos (segundo Rietmeijer, 1983).

A Tabela 13 mostra os resultados obtidos para o par granada-biotita, nos equilíbrios 1, 2 e 3, onde se constata que as composições do núcleo (equilíbrio 1) forneceram uma T média (T_m) de $\approx 718^\circ\text{C}$ enquanto que as da borda (equilíbrio 2) forneceram T_m de $\approx 650^\circ\text{C}$ e para as coroas de biotita com as bordas de granada (equilíbrio 3), os valores foram de, aproximadamente, 615°C .

Os valores de pressão (Tabela 14) obtidos foram de $6,62 \pm 0,64$ Kbar $5,8 \pm 0,68$ Kbar para núcleos (equilíbrio 1) e bordas (equilíbrio 2), respectivamente. Algumas informações com relação à variável pressão podem ser obtidas por meio da composição dos anfibólios (Laird & Albee, 1981). Estes autores determinaram campos de metamorfismo de alta pressão (Terrenos Sambagawa e Franciscano), média pressão (Terrenos Dalradian e Haast River) e baixa pressão (Terreno Abukuma). A composição química dos anfibólios do Domínio Tectônico Cambuci se adequam tanto ao campo do terreno de baixa pressão (Terreno Abukuma) quanto aos terrenos de média pressão (terrenos Haast River e Dalradian) como observado na figura 51.

Para o equilíbrio 3, foi utilizado o par granada-biotita para a determinação da temperatura (diversos autores – ver Tabela 13). Os cálculos foram baseados nas composições das bordas de granada e coroas de biotita ao redor da granada. A inexistência de equilíbrios sensíveis às variações de pressão não permitiram o cálculo para esta variável do metamorfismo M_1 no equilíbrio 3.

Os valores utilizados para a determinação das Temperaturas dos equilíbrios 1, 2 e 3 foram com base nos valores pré-estabelecidos de P.

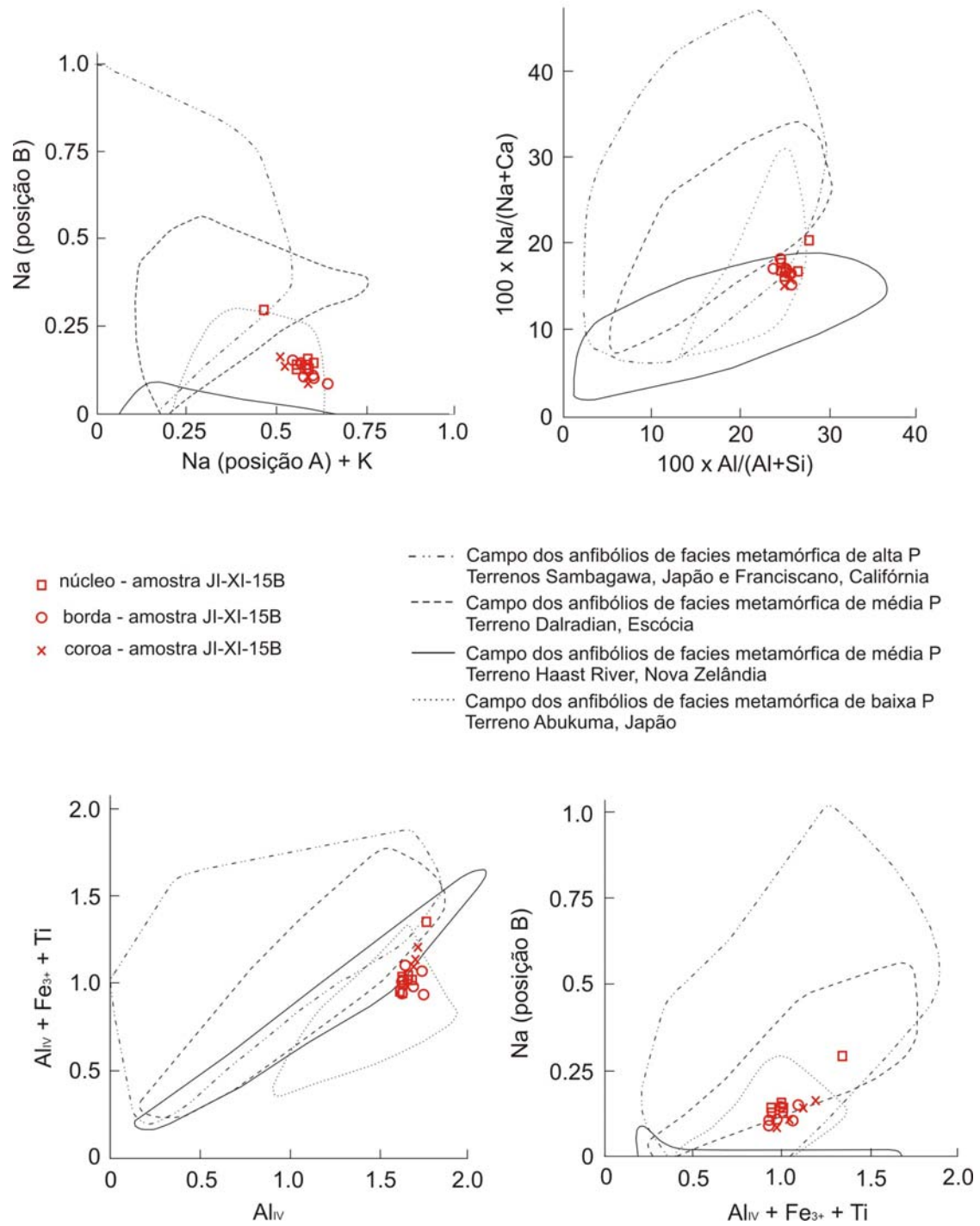


Figura 51: Diagramas mostrando as projeções das composições do anfíbólio dos metabasitos do Domínio Cambuci. Campos de Diferentes composições de P definidos por Laird & Albee (1981).

Tabela 13. Valores de T obtidos para os equilíbrios 1, 2 e 3 da amostra IV-X-19, segundo os geotermômetros indicados. (P constante a 7 Kbar para o equilíbrio 1 e a 6 Kbar para os equilíbrios 2 e 3).

Geotermômetro	T (°C) – núcleo de grt e núcleo de bt (equilíbrio 1)	T (°C) – borda de grt e borda de bt (equilíbrio 2)	T (°C) – borda de grt e coroa de bt (equilíbrio 3)
Thompson (1976)	724,4	657,43 ± 22	620,7 ± 10
Ferry & Spear (1978)	738	653,47 ± 18	608,13 ± 10
Perchuck, <i>et. al</i> (1985)	691,45	638,53 ± 35	612,45 ± 10
Média	718	649,81	613,76

Tabela 14. Valores de P obtidos para os equilíbrios 1 e 2 da amostra IV-X-19, segundo o geobarômetro indicado. (T constante de 750°C Kbar para o equilíbrio 1 e 650°C para o equilíbrio 2).

Geobarômetro	P (Kbar) núcleo de gt e núcleo de ilm (equilíbrio 1)	P (Kbar) borda de gt e borda de ilm (equilíbrio 2)
Bohlen <i>et. al.</i> , (1983a-GRAIL-Sil) - GRAIL	6,62 ± 0,64	5,8 ± 0,68

Para o caso dos metabasitos, o equilíbrio 0, observado em uma amostra, corresponde a um evento anterior ao metamorfismo principal M_0 . As condições de T de formação do equilíbrio 0 do metabasito foram estimadas a partir das análises dos núcleos dos termômetros cpx e opx (Wood & Banno, 1973) na amostra JI-07-II-36B (Tabela 15). Os valores de T_m obtidos foram, aproximadamente, de 787,50°C. Não há registros de equilíbrios sensíveis às variações de P, portanto, os valores de pressão do equilíbrio 0 não puderam ser obtidos. Sabe-se, entretanto, que o equilíbrio 0 formou-se sob condições de pressão inferiores àquelas obtidas para o equilíbrio 1, uma vez que deste faz parte a granada, como será visto logo a seguir.

Para o equilíbrio 1, a obtenção dos valores de T foi realizada por meio dos termômetros cpx-opx (Wood & Banno, 1973), grt-cpx (Ellis & Green, 1985), grt-opx (Dahal, 1980), hbl-pl (Blundy & Holland, 1994) (Tabela 16). Para a obtenção dos

valores de pressão, os equilíbrios utilizados foram cpx-pl-qtz (Ellis, 1980) e cpx-pl-grt (Eckert *et al.*, 1991) (Tabela 17). Os valores de pressão puderam ser obtidos apenas a partir dos dados da amostra JI-II-07-36B. Foram considerados os seguintes equilíbrios:

Cálculo de T: borda de cpx e opx (amostra 36b)/núcleo de cpx e opx (amostra 15B)

coroa de grt – borda de cpx

coroa de grt – borda de opx

núcleo de hbl – núcleo de pl

Cálculo de P: borda de cpx – borda de pl

borda de cpx – borda de pl – coroa de grt

Para o equilíbrio 2 (Tabela 15), restrito à amostra JI-XI-15B, utilizou-se o termômetro opx-cpx (Wood e Banno, 1973) e hbl-pl (Blund & Holland, 1994) com os dados das bordas destes minerais. Os seguintes equilíbrios foram utilizados:

Cálculo de T: borda de opx e borda de cpx

borda de hbl e borda de pl

Tabela 15. Valores de T obtidos para os equilíbrios 0 e 2 dos metabasitos do Domínio Tectônico Cambuci, segundo o geotermômetro indicado.

Geotermômetros T (°C)	JI-II-07-36B (equilíbrio 0) T(°C) – núcleo de cpx e de opx	JI-XI-15B (equilíbrio 2) T(°C) bordas de cpx e opx; bordas de hbl e plg
Wood e Banno (1973)	787,50	685,60
Blund e Holland (1994)	-	740
Média	787,50	712,8

Tabela 16. Valores de T obtidos para o equilíbrio 1 dos metabasitos do Domínio Tectônico Cambuci, segundo os geotermômetros indicados.

Geotermômetros T (°C)	JI-II-07-36B	JI-XI-15B
borda de cpx e opx (36 B); núcleo de opx e cpx (15B)– Wood e Banno (1973)	-	743,65
borda de cpx e coroa de grt – Ellis e Green (1985)	689,31	-
borda de opx e coroa de grt – Dahal (1980)	752,27 ± 30	-
núcleo de hbl e núcleo de pl – Blund e Holland (1994)		760,74
Média	720,79	752,2

Tabela 17. Valores de P (Kbar) para o equilíbrio 2 da amostra JI-II-07-36B, segundo os geobarômetros indicados. (T constante = 730°C)

Geobarômetros	P (Kbar) borda de cpx e plg – (pl-cpx-qtz)
Eckert <i>et al.</i> (1991) – cpx-pl-grt	6,05 ± 1,9
Ellis (1980) – cpx-pl-qtz	7,76 ± 0,42
Média	6,91

5.2.4 Comparações com dados pré-existent

No Domínio Tectônico Cambuci não há referências na literatura geológica de dados de geotermobarometria até o presente momento. Esta dissertação possivelmente torna-se pioneira neste quesito.

Os dados geotermobarométricos do Domínio Juiz de Fora apresentam valores muito similares aos encontrados para o Domínio Cambuci. Essa comparação é estabelecida no presente trabalho devido ao contato tectônico entre estes dois Domínios. Duarte (1998) definiu que as condições do pico metamórfica registradas

para o estágio M_1 no Complexo Juiz de Fora foram de $T > 713-747\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 6-7\text{ Kbar}$. No Domínio Cambuci, os paragnaisses registram temperaturas de condições do pico metamórfico M_1 de $T_m \approx 718\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P \approx 6,6\text{ Kbar}$ e os metabasitos $T_m \approx 720 - 750\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P \approx 6,9\text{ Kbar}$.

5.3 Metamorfismo no Domínio Costeiro

Paragêneses atribuídas ao metamorfismo M_1 são registradas em todos os litotipos do Domínio Tectônico Costeiro. O pico do metamorfismo foi concomitante ao auge da fase principal de deformação (D_1+D_2). Com o incremento das condições metamórficas (temperatura e pressão), foram concebidas novas fases minerais, recristalização e reorganização de cristais que caracterizam a formação das foliações S_1 , S_2 e S_1+S_2 . As paragêneses reportam a metamorfismo sob condições de fácies granulito, e não há registros da progressão ou da retrogressão deste metamorfismo.

O Ortognaisse da Unidade Angelim apresenta texturas características de um processo subsólido observada em fenocristais de plagioclásio antipertítico. Eventualmente há a ocorrência de hornblenda na foliação principal.

Devido ao alto grau de alteração, não foi possível coletar amostras que representassem as genuínas características do paragnaisse (Gnaiss São Fidélis). As paragêneses existentes determinam que esta unidade tenha atingido condições de fácies granulito. A ocorrência de sillimanina é restrita, porém, quando presente, está em contato com a granada sin-cinemática e forma um conjunto foliado junto com a biotita. Este processo indica que o auge do metamorfismo foi concomitante ao progresso da fase principal de deformação (S_1). Quartzo e plagioclásio constituem paragêneses com os minerais descritos previamente. A ocorrência de K-feldspato é também limitada a algumas amostras. As paragêneses dos litotipos são apresentadas na Tabela 18.

Tabela 18: Paragêneses das rochas do Domínio Tectônico Costeiro.

Litotipo	Paragêneses minerais
Gnaiss São Fidélis	quartzo + plagioclásio ± K-feldspato + biotita + granada ± sillimanita + mineral opaco + apatita ± rutilo + zircão
Ortognaisses da Unidade Angelim	quartzo + granada + biotita + plagioclásio + mineral opaco ± hornblenda

5.3.1 Equilíbrios de M1 no Domínio Costeiro

i) Ortognaisses da Unidade Angelim

O equilíbrio (0) (Figura 52) é determinado pelo processo subsólido durante o resfriamento do magma onde foram analisados os núcleos de fenocristais de plagioclásios antipertíticos e suas ex-soluções. O evento metamórfico M_1 é relacionado aos equilíbrios (1) (Figura 53) (núcleos dos minerais) indicando o pico do metamorfismo e (2) (Figura 53) (bordas dos minerais) podendo caracterizar o resfriamento.

(0) pl + Kfs (processo subsólido; resfriamento do magma)
(termômetro: dois feldspatos)

(1) grt + pl + bt + op (núcleos) (pico de M_1)

(2) grt + pl + bt + op (bordas) (resfriamento de M_1)

ii) Gnaiss Paraderivado da Unidade São Fidélis

Os equilíbrios 1 e 2 do gnaiss paraderivado são mostrados na Figura 54.

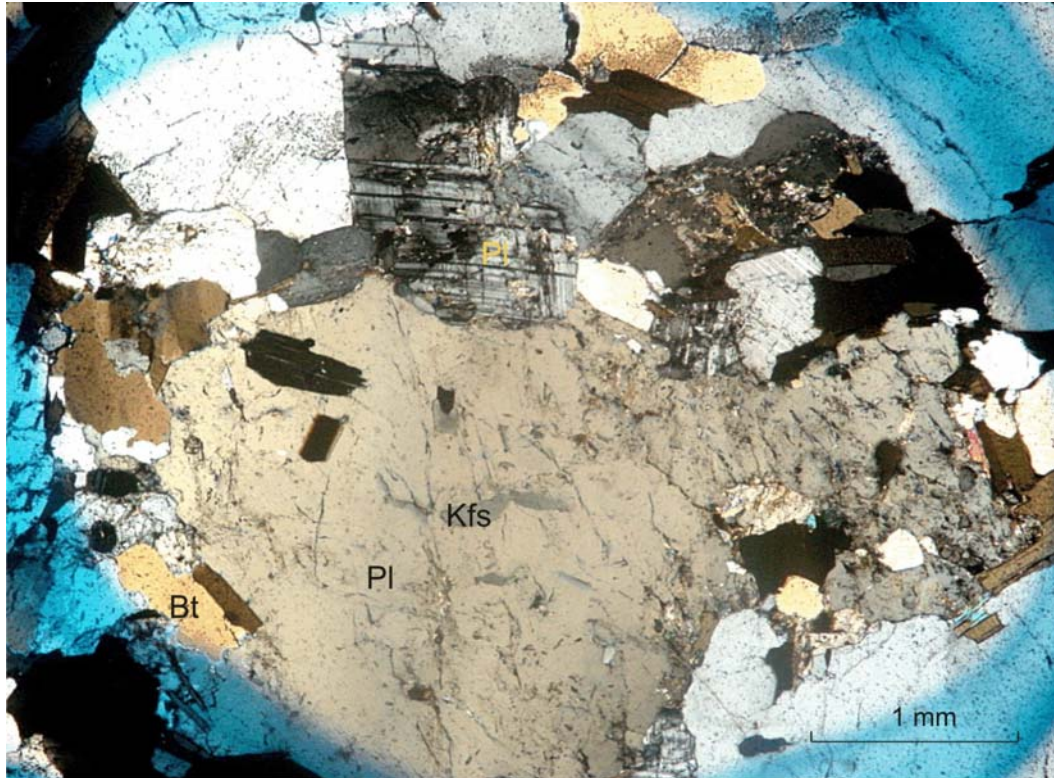


Figura 52: Fotomicrografia do ortogneisse da Unidade Angelim. Plagioclásio antipertítico. Amostra IV-RM-7B.

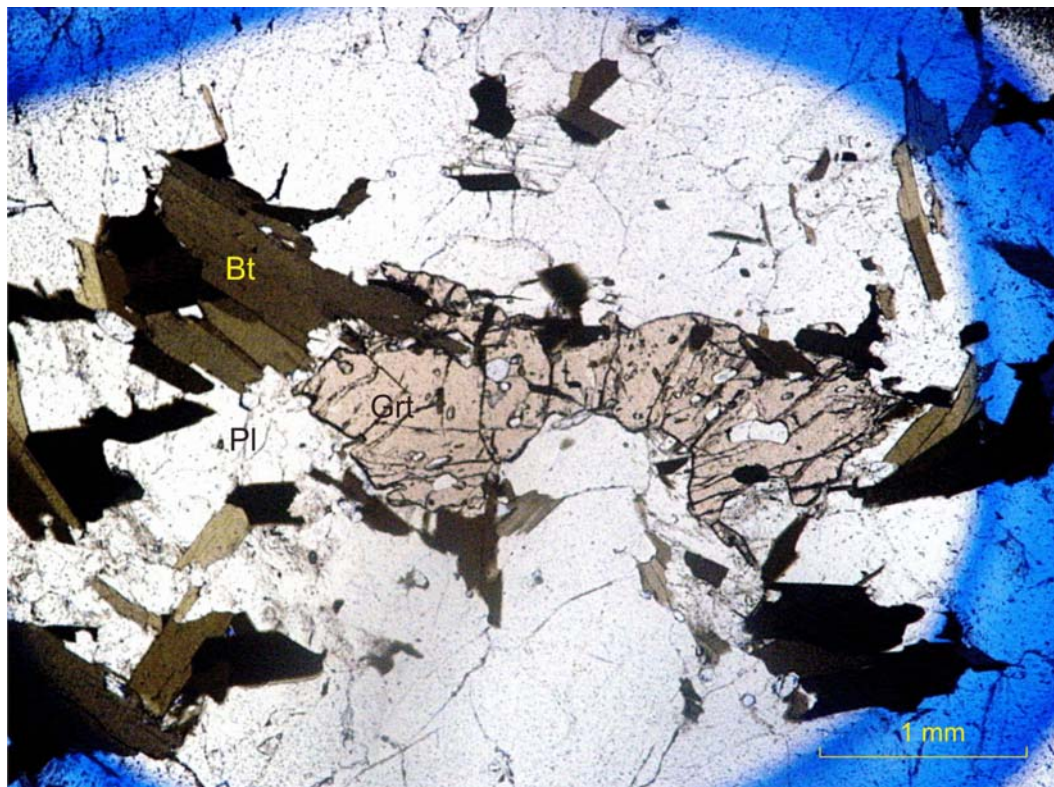


Figura 53: Fotomicrografia do ortogneisse da Unidade Angelim. Equilíbrios (1) e (2) entre granada, biotita, plagioclásio e quartzo. Amostra IV-RM-7B.

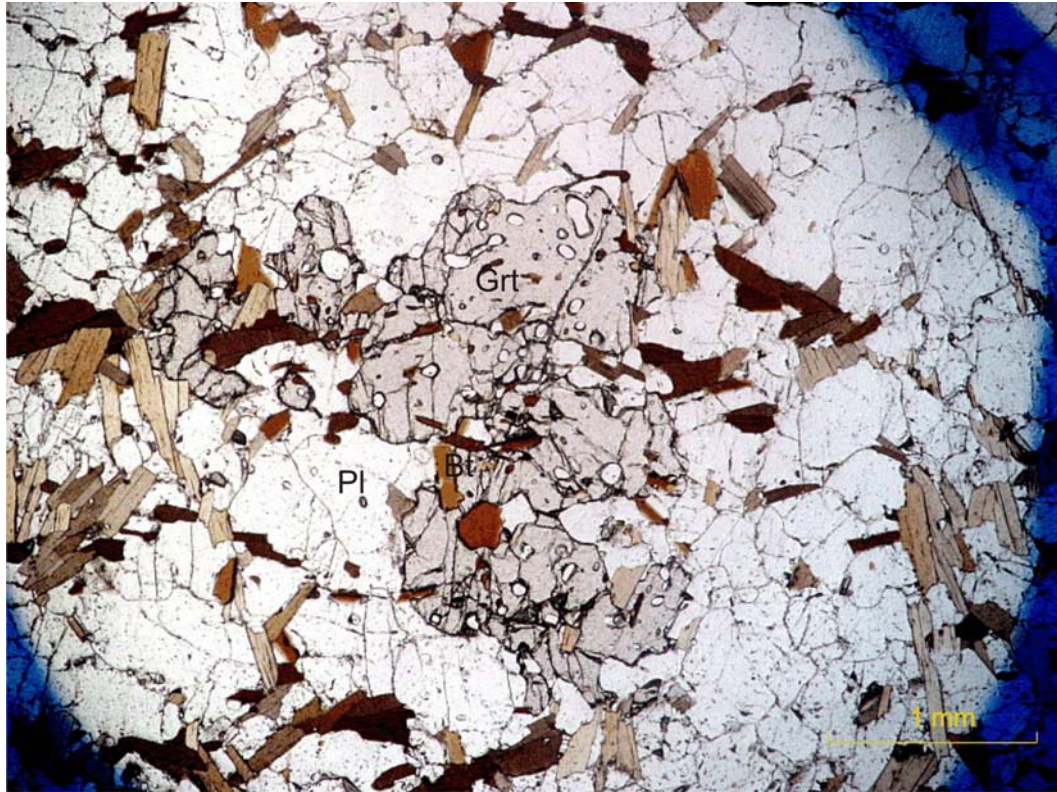
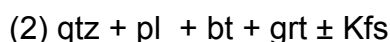
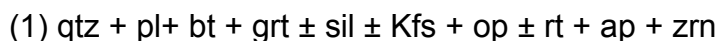


Figura 54: Fotomicrografia do paragneisse da Unidade São Fidélio. Equilíbrios (1) e (2) entre granada, biotita, plagioclásio e quartzo. Amostra IV-RM-5A.

O equilíbrio (1) é caracterizado pelo pico do metamorfismo M_1 , onde é registrado pelos núcleos dos minerais. Já o equilíbrio (2) pode registrar a fase de resfriamento de M_1 , definida pelas bordas dos minerais. Os equilíbrios são descritos a seguir:



5.3.2 Química Mineral de M_1 no Domínio Costeiro

As análises de química mineral foram realizadas em um tonalito da Unidade Angelim (amostra IV-RM-5A) e no paragnaisse da Unidade São Fidélis (amostra IV-RM-7B), ambas coletadas nas proximidades da cidade de Cardoso Moreira (RJ). Os minerais analisados foram: plagioclásio, granada, biotita e ilmenita. As análises foram efetuadas em núcleos e bordas dos grãos minerais. Na granada, quando possível, foram efetuadas análises em pontos intermediários entre núcleos e bordas e também em grãos de biotita inclusos naquela.

As análises de química mineral do ortognaisse da Unidade Angelim revelam que a granada tem composição predominantemente de almandina (Fe^{2+}) $\text{Alm}_{(57-59)}$ e grossulária (Ca) $\text{Grs}_{(11-24)}$. Os componentes espessartita (Mn) $\text{Sps}_{(6-11)}$, piropo (Mg) $\text{Prp}_{(7-10)}$ e andradita (Fe^{3+} e Ti) $\text{Adr}_{(1-15)}$ aparecem em teores pouco expressivos e uvarovita (Cr) é praticamente inexistente. Foram verificadas variações sistemáticas com aumento nos teores de grossulária nas bordas, e os núcleos com maiores teores em almandina. Estas variações podem ser observadas na Figura 55. O plagioclásio é do tipo andesina (An_{38-46}), com bordas ligeiramente mais cálcicas que os núcleos (Figura 56). O fato das bordas do plagioclásio ter maior quantidade de componente anortita sugere crescimento e não consumo desta fase mineral. O diagrama de razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \times \text{Al}^{\text{IV}}$ foi utilizado para a classificação da biotita (Figura 57), cuja razão Mg/Fe varia de 1,5 a 1,7.

Para o paragnaisse da Unidade São Fidélis a química mineral mostrou que a granada é constituída majoritariamente pelo componente almandina (Fe_{2+}) $\text{Alm}_{(72-66)}$. Os componentes Piropo (Mg) $\text{Prp}_{(19-16)}$ e grossulária (Ca) $\text{Grs}_{(14-10)}$ ocorrem em teores menos significativos, enquanto que andradita (Fe_{3+} e Ti) e uvarovita (Cr) possuem valores desprezíveis. Há um ligeiro enriquecimento do componente almandina nas bordas (Figura 55).

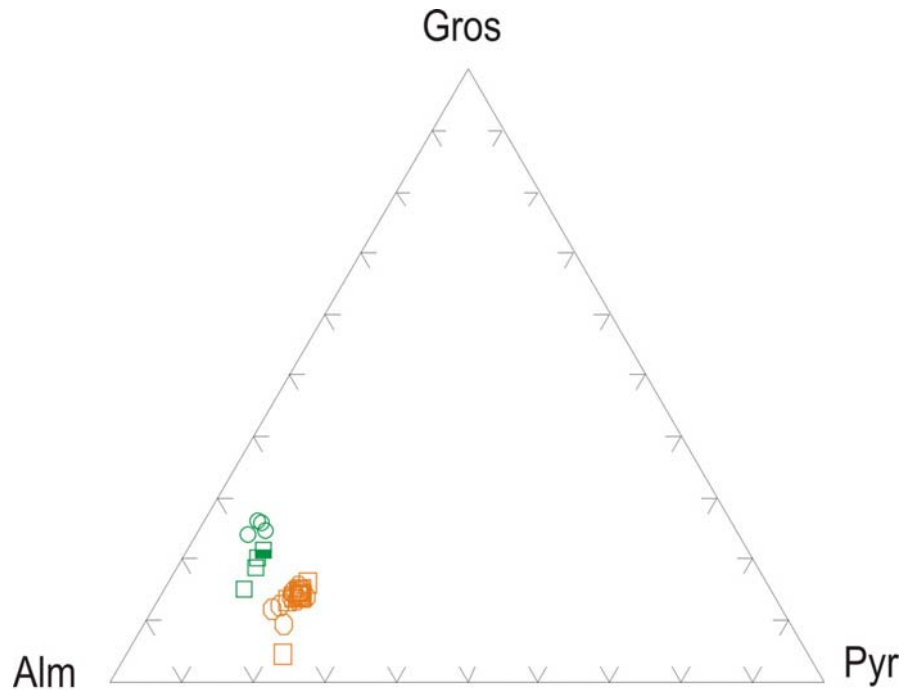


Figura 55: Classificação das granadas dos ortogranulito da Unidade Angelim e do paragnaisse da Unidade São Fidélis.

Unidade Angelim (amostra IV-RM-7B)		Unidade São Fidélis (amostra IV-RM-5A)	
□ núcleo	○ borda	□ núcleo	○ borda
■ intermediário	▽ grão incluído		

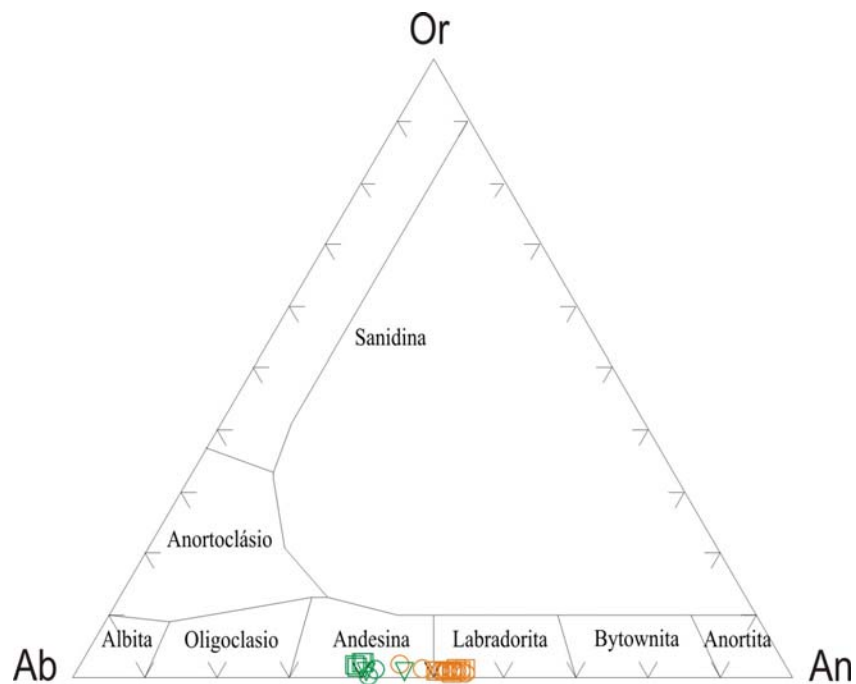


Figura 56: Classificação dos plagioclásios do ortognaisse da Unidade Angelim e do paragnaisse da Unidade São Fidélis.

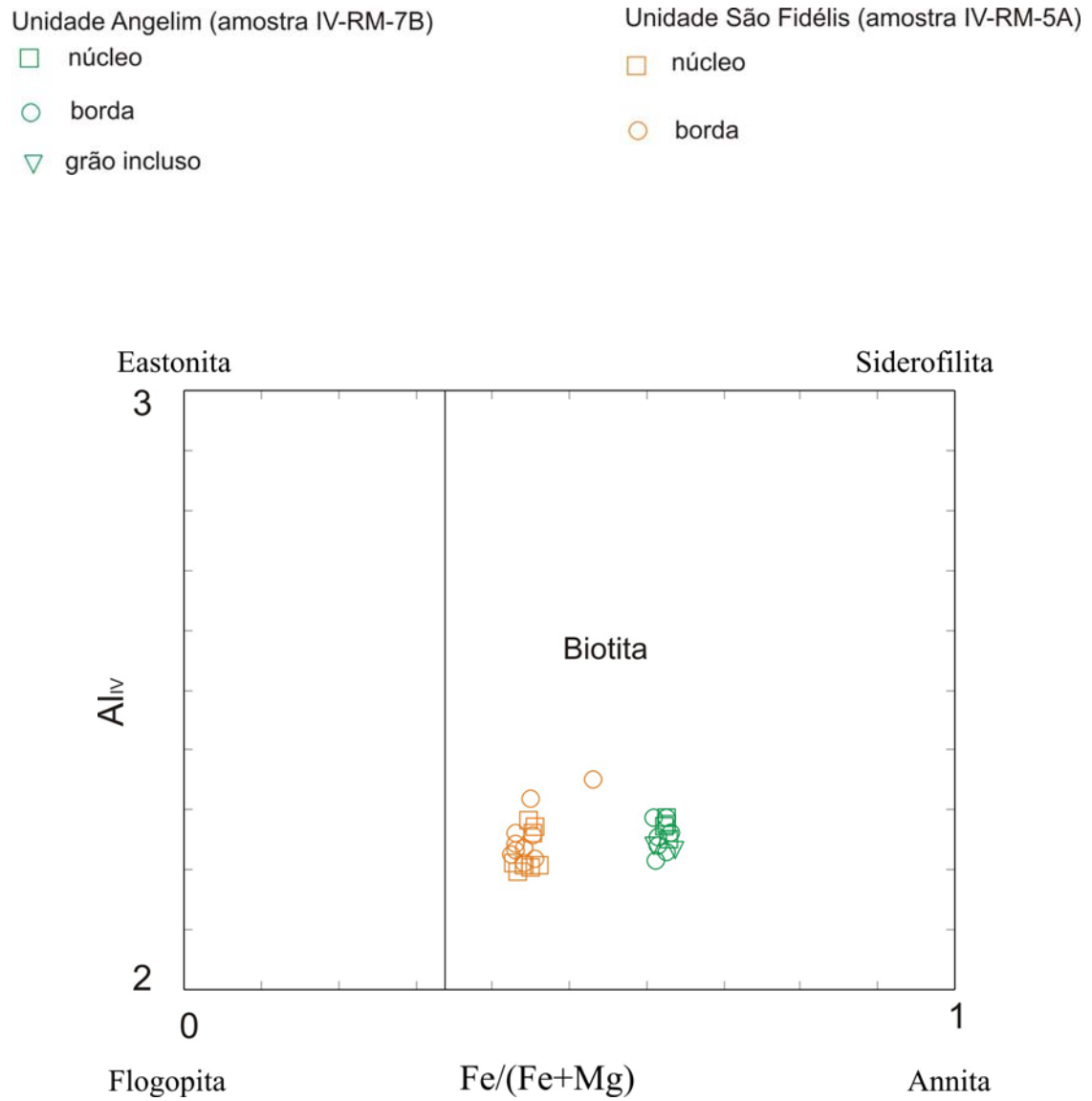


Figura 57: Classificação dos filossilicatos do ortognaisse da Unidade Angelim e do paragnaisse da Unidade São Fidélis.

O plagioclásio do paragnaisse da Unidade São Fidélis é do tipo labradorita (An_{45-54}), com bordas mais sódicas (Figura 56). A composição da mica é projetada no campo da biotita, de acordo com o diagrama de razões $Fe/(Fe+Mg) \times Al^{IV}$. Foram observadas variações nos teores de Al^{IV} , com leve enriquecimento deste nas bordas dos grãos de biotita, como observado na figura 57.

5.3.3 Geotermobarometria de M1 no Domínio Costeiro

No ortognaisse da Unidade Angelim, as condições de P e T do metamorfismo M1 para o equilíbrio 1 e 2 foram calculadas a partir de termômetros gt-bt (diversos autores – ver tabela 20), os quais forneceram temperaturas de pico metamórfico de, aproximadamente, 785°C e, de volta do metamorfismo, em torno de 674 °C. Também foi utilizado o termômetro pl-Kfs (subsólidos) para o equilíbrio 0 ($T \approx 603$ °C). O geobarômetro grt-pl-bt-qtz (Hoisch, 1990) forneceu pressões elevadas ($\approx 12 - 14$ Kbar), não correspondendo com a realidade das paragêneses, provavelmente por causa do alto valor do componente grossulária na granada. Com base na análise de ortognaisse, Santos *et al.* (2005, 2006) encontraram, para o pico de M₁ (equivalente ao equilíbrio 1 do presente trabalho), valores entre 8,4 – 9,0 Kbar, e para a fase de descompressão (equivalente ao equilíbrio 2 do presente trabalho), valores de 6,8 – 7,5 Kbar. (Tabela 21). A correlação de campo com as rochas paraderivadas da Unidade São Fidélis também permitiu a associação dos valores báricos.

Na rocha paraderivada da Unidade São Fidélis, os valores obtidos para a temperatura do metamorfismo M₁ para os equilíbrios 1 e 2 foram calculados a partir de termômetros grt-bt (diversos autores – ver tabela 22) onde o valor do pico do metamorfismo M₁ forneceu temperaturas de ≈ 750 °C e a volta do metamorfismo M₁ ≈ 640 °C. Para a obtenção dos valores de pressão, foi utilizado o geobarômetro grt+pl+als+qtz (Hodges & Spear, 1982) (Tabela 23), gerando os seguintes resultados: equilíbrio 1 forneceu valores de aproximadamente 8,2 (Kbar); e o equilíbrio 2 de aproximadamente 6,44 Kbar.

Tabela 19: Valor de T para o geotermômetro pl-Kfs do ortognaisse da Unidade Angelim (amostra IV-RM-7B), segundo o autor indicado.

Geotermômetro	Dois feldspatos – pl-Kfs
Green & Uzdansky (1986)	603,08 ± 18

Tabela 20: Valores de T para os equilíbrios 1 e 2 do ortognaisse da Unidade Angelim (amostra IV-RM-7B), segundo os geotermômetros indicados.

Geotermômetros	Equilíbrio 1 – núcleo de granada e biotita (T °C)	Equilíbrio 2 – borda de granada e biotita (T °C)
Thompson (1976)	753,63 ± 10	640,07 ± 20
Ferry & Spear (1978)	772 ± 10	624,93 ± 25
Perchuk <i>et al.</i> (1985)	826,4 ± 10	741,97 ± 15
Média	785,01 ± 10	674

Tabela 21: Valores de P segundo Santos *et al.* (2000; 2001) para ortognaises da Unidade Angelim.

Geobarômetro	Equilíbrio 1 – núcleo de granada e hornblenda	Equilíbrio 2 - borda de granada e hornblenda
Kohn & Spear (1990)	8,4 – 9,0	6,8 – 7,5

Tabela 22: Valores de T para os equilíbrios 1 e 2 do paragnaisse da Unidade São Fidélis (amostra IV-RM-5A), segundo os geotermômetros indicados.

Autores	Equilíbrio 1 – núcleo de granada e biotita (T °C)	Equilíbrio 2 – borda de granada e biotita (T °C)
Thompson (1976)	743,41 ± 30	636,48 ± 25
Ferry & Spear (1978)	762,5 ± 40	624,55 ± 30
Perchuk <i>et al.</i> (1985)	750,83 ± 40	664,95 ± 25
Média	752,24	642

Tabela 23: Valores de P para os equilíbrios 1 e 2 do paragnaisse da Unidade São Fidélis, segundo o geobarômetro indicado.

Autor	Equilíbrio 1 – núcleos de granada e plagioclásio (Kbar)	Equilíbrio 2 – bordas de granada e plagioclásio (Kbar)
Hodges & Spear (1982) – grt-pl-als-qtz	8,2 ± 0,25	6,44 ± 1,28

5.3.4 Comparação com dados pré-existent

Devido à escassez de afloramentos e amostras na área alvo, para este Domínio Tectônico, foram utilizadas análises químicas de uma região bem próxima (área de São Fidélis) de Santos *et al.* 2005, 2006. Nestes trabalhos pré-existent os estudos geotermobarométricos revelaram que o Setor São Fidélis - Santo Antônio de Pádua (porção setentrional da Faixa Ribeira) atingiu condições metamórficas de pico metamórfico granulítico, de acordo com as análises dos núcleos dos grãos ($T = 800 - 900^{\circ}\text{C}$ e $P = 8$ e 9 Kbar) e as bordas registram temperaturas de $580 - 670^{\circ}\text{C}$ (resfriamento) e pressões de $6,8 - 7,5$ Kbar, indicando que o resfriamento ocorreu ao longo de um caminho de descompressão. A Unidade São Fidélis registra temperatura de aproximadamente $820 - 1000^{\circ}\text{C}$ para o pico metamórfico e para a fase de resfriamento entre $530 - 670^{\circ}\text{C}$. Os autores não encontraram paragêneses sensíveis às variações de pressão para a Unidade São Fidélis. A Unidade Angelim atingiu condições de auge térmico (análise dos núcleos dos grãos) entre $\approx 770 - 810^{\circ}\text{C}$ e fase de arrefecimento (análise nas bordas dos grãos) entre $\approx 585 - 635^{\circ}\text{C}$. Os valores de pressão obtidos foram de $\approx 9,0 - 8,4$ Kbar para as análises nos núcleos dos minerais e para as bordas, valores de $\approx 7,5 - 6,8$ Kbar, caracterizando uma fase de descompressão. O geotermômetro utilizado para ambas as unidades foi o par gt-bt (Ferry & Spear, 1978; Hodges & Spear, 1982) e o geobarômetro utilizado para a Unidade Angelim foi o par grt-hbl (Kohn & Spear, 1990).

5.4 Metamorfismo M_1 no Domínio Italva

O Domínio Tectônico Italva difere dos demais Domínios do Terreno Oriental, pois o conjunto mineral em equilíbrio remete ao ápice do metamorfismo à fácies

anfibolito superior com transição para facies granulito. Estima-se que as texturas geradas durante o metamorfismo progressivo tenham sido obliteradas ao atingirem o pico do metamorfismo.

A abordagem da evolução metamórfica no Domínio Tectônico Italva se baseou principalmente no estudo de anfibolitos. As paragêneses e os equilíbrios são limitados, devido a ocorrência de poucas fases minerais, o que é característico dos litotipos deste domínio. O litotipo mais sensível a variações de T e P é o anfibolito, constituído predominantemente por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio e titanita (Figura 58), além de quartzo e rutilo como fases acessórias. Uma outra paragênese ainda pode ser definida para os anfibolitos, que é caracterizada pela ocorrência de hornblenda, plagioclásio e minerais opacos (Figura 59). Nos litotipos onde ocorre mineral opaco, não há a presença de clinopiroxênio e vice-versa, portanto, estas duas classes de minerais não estão em equilíbrio. A orientação de cristais de hornblenda e a forma poligonal e recristalizada dos grãos de plagioclásio, formando contatos trípticos em 120° graus, determinam que o evento de deformação principal ocorreu ao mesmo tempo que o auge do metamorfismo.

Os paragneisses do Domínio Italva exibem o contato mútuo entre minerais como quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita. A ocorrência de cristais de granada é mais restrita, o que dificulta a amostragem e a ocorrência em lâminas petrográficas. Os minerais opacos ocorrem em baixo percentual de volume. A foliação principal desenvolveu-se concomitantemente ao ápice metamórfico. Observa-se também uma segunda geração de biotita, determinando uma nova orientação que também está relacionada ao evento principal do metamorfismo.

As rochas metaultramáficas, gonditos, mármore e rochas calcissilicáticas não apresentam paragêneses diagnósticas das condições metamórficas. Nas rochas metaultramáficas os minerais mais importantes são ortopiroxênio e clinopiroxênio e, em menor frequência, espinélio e plagioclásio. Presume-se, a partir da correlação de campo, que as rochas metaultramáficas foram submetidas às mesmas condições de pressão e temperatura do que os metapelitos e anfibolitos, entretanto, o conjunto mineralógico anidro não é diagnóstico para a determinação de fácies metamórficas, uma vez que o metamorfismo de rochas metaultramáficas requer o acesso de H₂O ou CO₂.

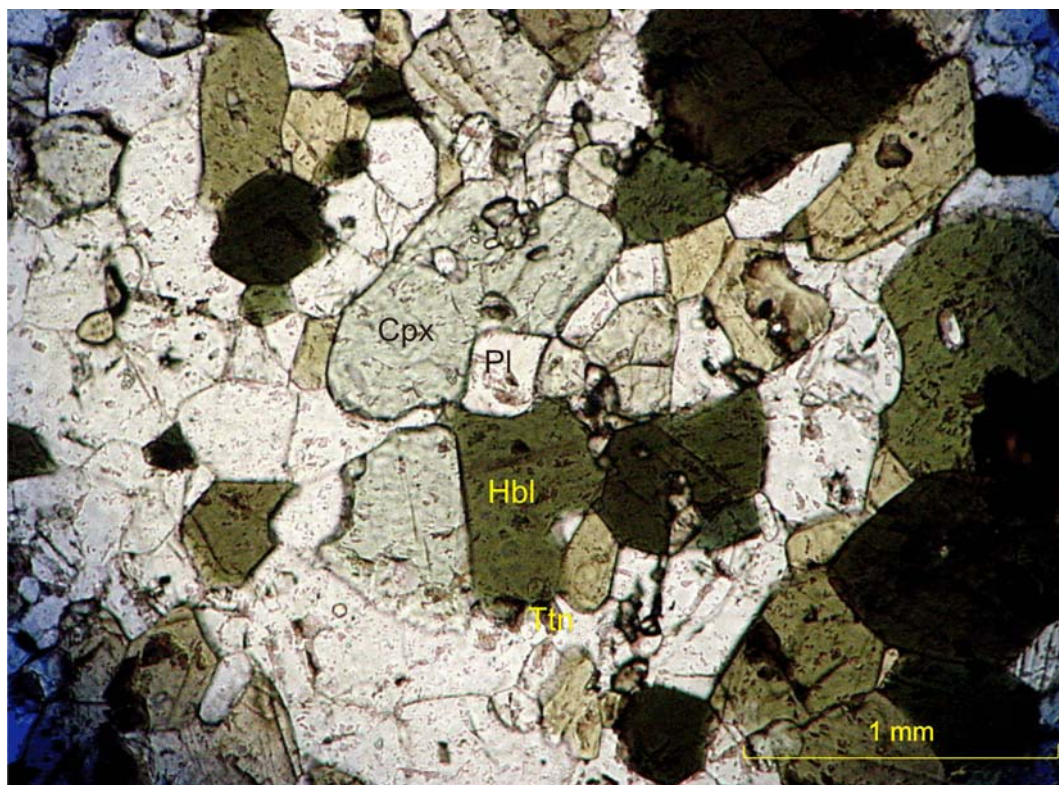


Figura 58: Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Italva. Textura granoblástica com a paragénesse hbl+pl+cpx+ttn. Amostra IV-IX-75.



Figura 59: Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Italva. Textura nematoblástica com a paragénesse hbl+pl+op. Amostra IV-VIII-10.

Os mármore são majoritariamente monominerálicos. Registram apenas processos de blastese, onde há formação de textura granoblástica e grãos poligonalizados, caracterizando a recristalização mineral. Nas variedades mais impuras, observa-se diopsídio, quartzo e titanita.

As paragêneses dos litotipos do Domínio Italva são apresentadas na Tabela 24.

Tabela 24: Paragêneses das rochas do Complexo Italva no domínio homônimo.

Litotipo	Minerais (em ordem decrescente de % vol.)
Gnaiss paraderivado	Quartzo + plagioclásio \pm K-feldspato + biotita + granada + mineral opaco + apatita
Anfibolito	Hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + quartzo \pm mineral opaco + apatita + titanita
Rocha metaultramáfica	Clinopiroxênio + ortopiroxênio + espinélio + plagioclásio
Mármore	Carbonato \pm clinopiroxênio + quartzo + titanita
Rocha calcissilicática	Clinopiroxênio + Olivina + plagioclásio \pm K-feldspato + hornblenda + biotita + mineral opaco

5.4.1 Equilíbrios de M1 no Domínio Italva

i) Anfibolitos

O Equilíbrio (1) (Figura 60) é definido pelos núcleos das fases minerais como hornblenda, plagioclásio e clinopiroxênio que podem evidenciar o registro do ápice metamórfico para este domínio. As bordas dos mesmos foram analisadas, pois podem caracterizar uma fase de resfriamento (equilíbrio 2) (Figura 60). Não há registros significativos que possam ser mensurados da fase de progressão nem de retrogressão do metamorfismo, sendo a única exceção o raro crescimento de biotita secundária nas bordas de hornblenda (Figura 61), indicando retrometamorfismo.

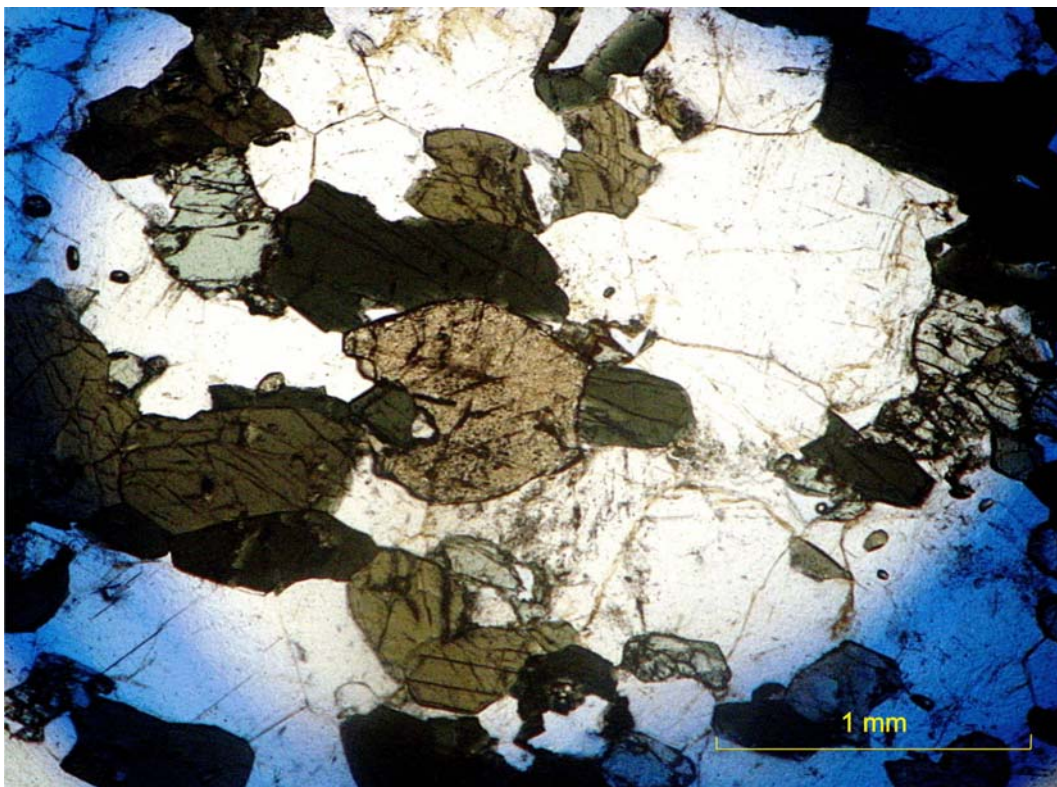


Figura 60: Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Italva mostrando os equilíbrios 1 e 2 nos grãos de hbl, pl, cpx e ttn. Amostra IV-RM-10A.

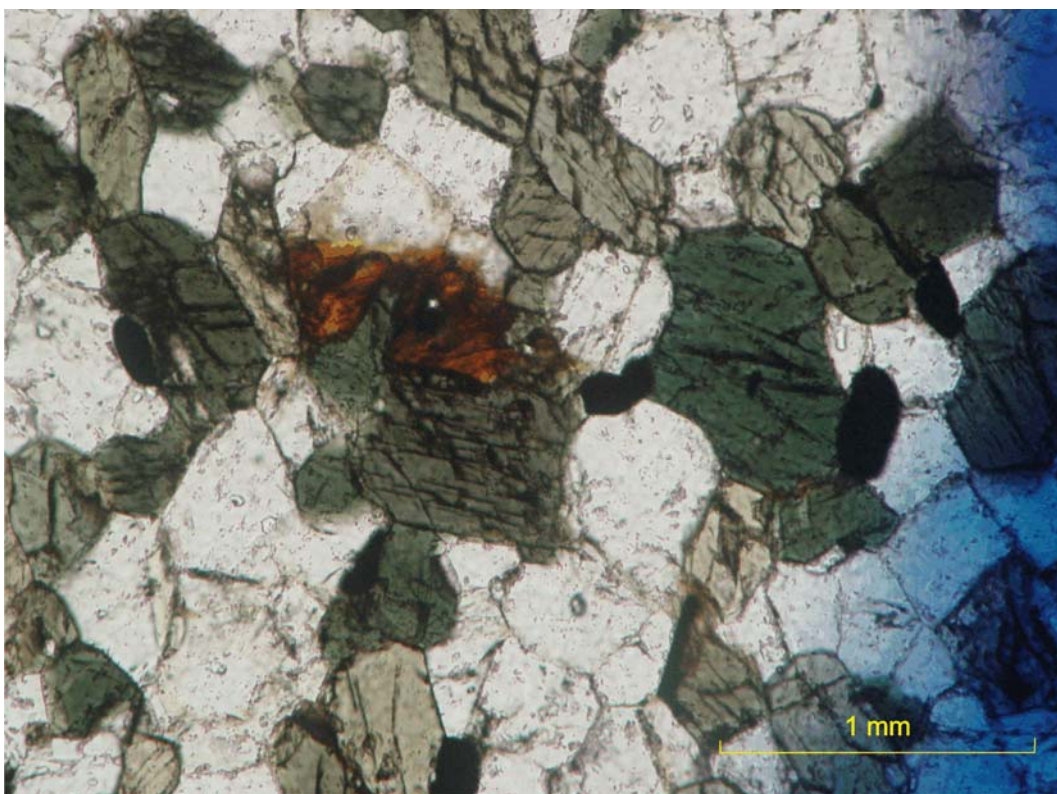


Figura 61: Fotomicrografia do anfibolito do Domínio Italva mostrando o crescimento tardio de biotita ao redor dos grãos de hornblenda. Amostra IV-VII-10.

Os equilíbrios dos anfibolitos estão representados a seguir:

- (1) $\text{hbl} \pm \text{cpx} \pm \text{op} + \text{pl} + \text{tn} + \text{qtz}$ (núcleos)
- (2) $\text{hbl} \pm \text{cpx} \pm \text{op} + \text{pl} + \text{tn} + \text{qtz} \pm \text{bt}$ (bordas)

ii) Paragneisses

O equilíbrio 1 nos paragneisses é representado pelos núcleos dos minerais descritos a seguir, enquanto as bordas definem o equilíbrio 2.

- (1) $\text{qtz} + \text{pl} + \text{bt} + \text{grt} \pm \text{Kfs} + \text{op} + \text{ap}$ (núcleos)
- (2) $\text{qtz} + \text{pl} + \text{bt} + \text{grt} \pm \text{Kfs} + \text{op} + \text{ap}$ (bordas)

iii) Rochas metaultramáficas

As rochas metaultramáficas são caracterizadas pela predominância de piroxênios. O equilíbrio identificado para esta litologia é descrito a seguir:

- (1) $\text{cpx} + \text{opx} + \text{pl} + \text{spl}$

iv) Mármore

Nos mármore, o equilíbrio 1 é representado pelo núcleos dos grãos minerais e o equilíbrio 2 pelas bordas.

- (1) $\text{cb} \pm \text{cpx} (\text{di}) + \text{qtz} + \text{tn}$ (bordas)
- (2) $\text{cb} \pm \text{cpx} (\text{di}) + \text{qtz} + \text{tn}$ (núcleos)

v) Rochas calcissilicáticas

O equilíbrio 1 é representado pelos núcleos e o equilíbrio 2 pelas bordas.

- (1) $\text{cpx} + \text{ol} + \text{plg} + \text{scp} + \text{Kfs}$
- (2) $\text{cpx} (\text{inst}) + \text{ol} + \text{hbl} + \text{bt}$

5.4.2 Química Mineral de M1 no Domínio Italva

As análises de química mineral foram efetuadas em apenas uma amostra de anfibolito (IV-RM-10A), coletada na região próximo à cidade de Italva (RJ). Os minerais analisados foram: plagioclásio, anfibólio, clinopiroxênio e titanita.

De acordo com dois diagramas de classificação $Mg/(Mg+Fe) \times Tsi$, os anfibólios da amostra estudada pertencem ao campo da ferro-pargasita-hornblenda (Figura 62), com núcleos tendendo ao campo da pargasita ferrosa e as bordas com variações em direção ao campo da edenita-hornblenda. O plagioclásio é classificado como Andesina (An_{40-35}) (Figura 63). Mesmo que a composição de plagioclásio em anfibolitos não constitua um indicador seguro de grau de metamorfismo, sabe-se que, fixando-se a composição química do protólito, quanto maior o teor de anortita, mais elevada é a temperatura de equilíbrio da paragênese. Há uma variação muito pequena dos elementos Na e Ca entre os resultados obtidos para núcleos de diferentes grãos (resultados mais dispersos, tendendo a oligoclásio. O contrário ocorre para as bordas, cujas análises concentram-se no campo da andesina.

O clinopiroxênio é classificado como salita, de acordo com a figura 64, ocorrendo em grãos xenoblásticos. Apenas uma análise ocorre no campo da augita. As análises químicas para a titanita demonstram que, em todos os casos, esta apresenta-se como uma fase pura.

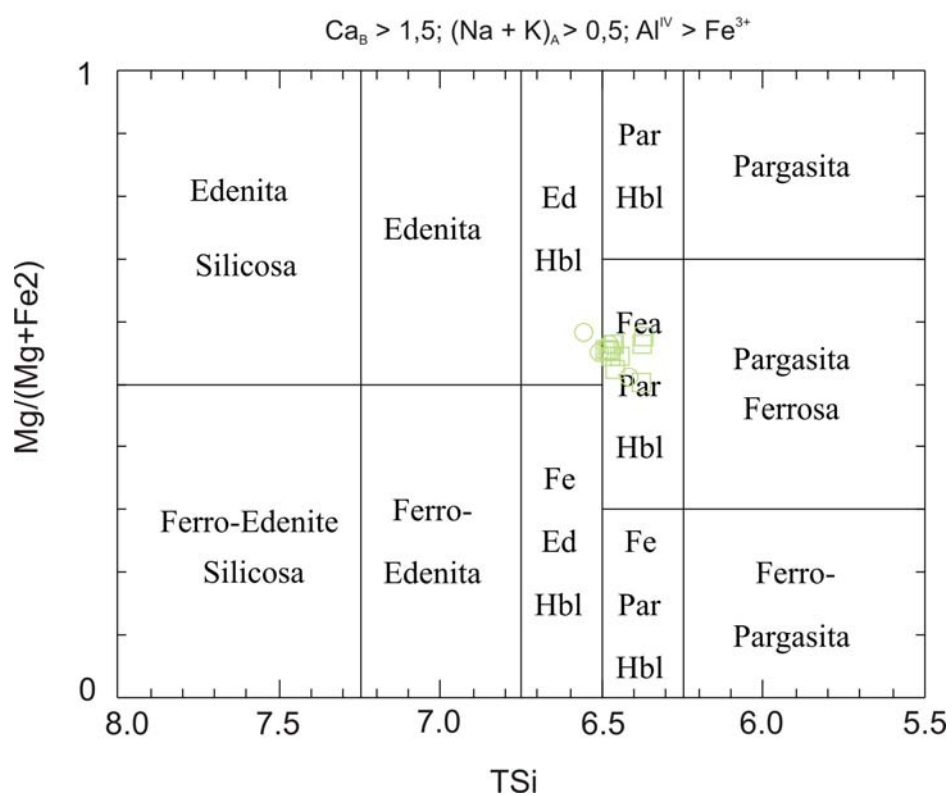


Figura 62: Diagrama de classificação do anfibólio do anfibolito do Domínio Itava.

- núcleo da amostra IV-RM-10A
- borda da amostra IV-RM-10A

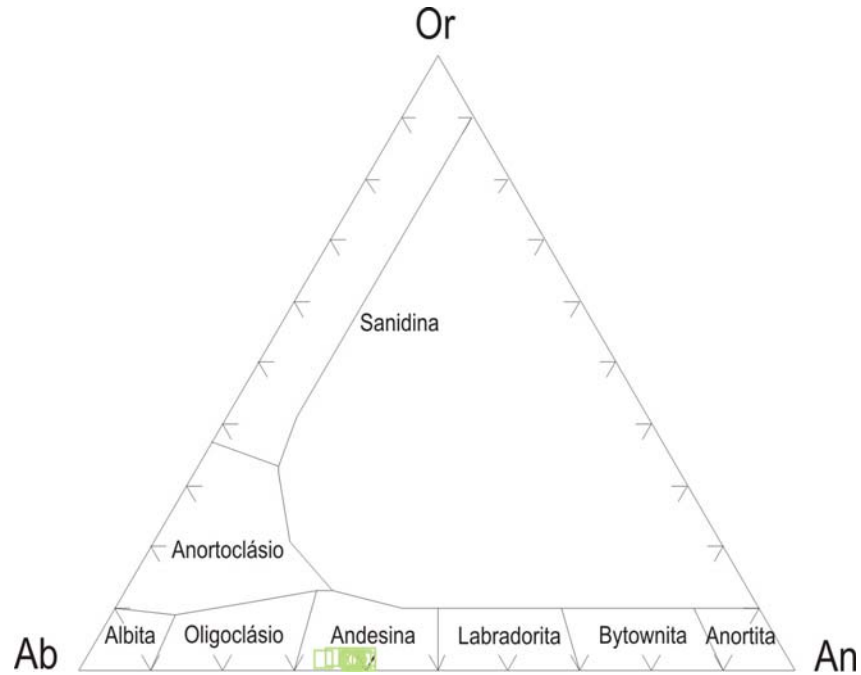


Figura 63: Diagrama de classificação do plagioclásio do anfibolito do Domínio Italva.

- núcleo da amostra IV-RM-10A
- borda da amostra IV-RM-10A

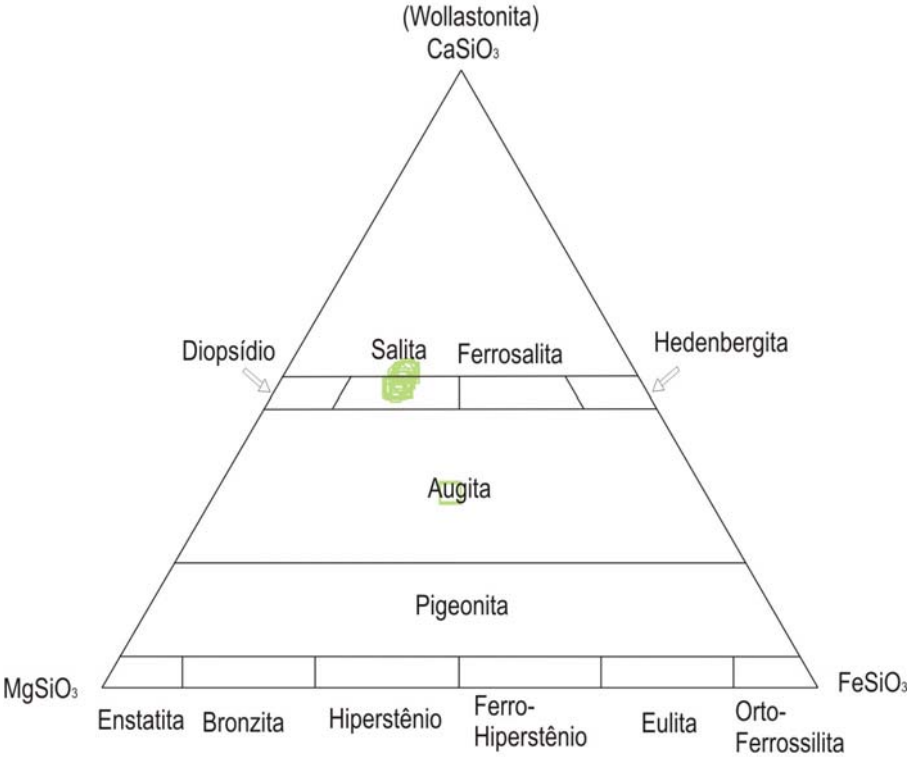


Figura 64: Diagrama de classificação do clinopiroxênio do anfibolito do Domínio Italva.

5.4.3 Geotermobarometria de M1 no Domínio Italva

O equilíbrio correspondente à evolução M_1 na área é caracterizado por hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + quartzo. De acordo com esta paragênese, apenas o geotermômetro hbl-pl pode ser utilizado. Para cada uma das calibrações utilizadas, os valores de T_m para os equilíbrios dos núcleos de hornblenda e plagioclásio foram em torno de $720 \pm 20^\circ\text{C}$ (Blund & Holland, 1994). Para as bordas destas mesmas classes mineralógicas os valores de temperatura média obtidos foram de aproximadamente 697°C . Na tabela 25 são indicados os dados referentes à temperatura (estimados a pressões de 5Kbar).

Para a determinação da pressão há na literatura o par cpx-pl, porém as tentativas não foram condizentes com a realidade. Os valores de pressões obtidos foram muito elevados (aproximadamente 15 Kbar) o que não está de acordo com as paragêneses encontradas para as rochas deste domínio. Deduziu-se, com base no fato dos paragneisses associados terem granada, que as rochas do Domínio Italva foram submetidas a pressões acima de 4Kbar. Os dados de campo também informam que o Domínio Tectônico Italva esteve a níveis crustais mais rasos que os demais domínios do Terreno Oriental, também abordados na presente dissertação e, portanto, os valores de pressões devem ser inferiores. A partir de diagramas que envolvem cristaloquímica de anfibólios (Laird & Albee, 1981), a composição química deste mineral do anfibolito do Domínio Italva se adéqua mais claramente ao campo de baixa pressão (Terreno Abukuma) (Figura 65). Nos diagramas, onde o componente Na (posição B) é utilizado, as projeções ocorrem quase que totalmente no campo dos terrenos de baixa pressão. O Na (posição B) é um reflexo da quantidade do componente glaucofana no anfibólio; quanto maior a pressão de formação, maior o teor do componente glaucofana no anfibólio.

Tabela 25: Valores de T obtidos para os equilíbrios 1 e 2 do anfibolito do Domínio Tectônico Italva. (P constante = 5 Kbar).

Geotermômetro ($T^\circ\text{C}$)	Equilíbrio 1 – núcleos de hornblenda e plagioclásio	Equilíbrio 2 – bordas de hornblenda e plagioclásio
Blund & Holland, 1994	720 ± 20	697

5.4.4 Comparação com dados pré-existent

Não há dados geotermobarométricos na literatura para o Domínio Tectônico Italva, sendo este trabalho o pioneiro em relação a esta abordagem. No entanto, diversos autores como Machado Filho *et al.* (1983) e Tupinambá (1993a), Costa *et al.* (1978a, 1978b), Matos *et al.* (1980) e Grossi-Sadi & Dutra (1988) descreveram as características litológicas e petrográfico-petroológicas de rochas dessa unidade. Estes estudos já revelavam que o Domínio Tectônico Italva possui paragêneses diagnósticas para a fácies anfibolito superior.

De acordo com informações extraídas de Winkler (1976); estabeleceu-se o conhecimento das restrições químicas atribuídas aos anfibolitos de mais alto grau metamórfico. Na bibliografia citada anteriormente foi mencionada a investigação de Wenk & Keller (1969) que analisaram cerca de setecentos anfibolitos, todos derivados de rochas máficas e distribuídos em uma área de 5000Km² nos Alpes Centrais. Estes autores concluíram que há uma correlação entre a composição mineral dos anfibólitos e o grau metamórfico. Em algumas rochas, os constituintes principais dos anfibolitos (plagioclásio e hornblenda) perfazem até 95% do volume das mesmas e a ocorrência de diopsídio indica a formação de anfibolitos de alta temperatura. Em analogia com o litotipo analisado no presente trabalho, temperaturas registradas no equilíbrio (1) indicam o pico metamórfico do Domínio Tectônico Italva e confirmam o fato citado anteriormente. Já o equilíbrio (2) retrata um sensível resfriamento do gradiente térmico. A determinação dos valores absolutos de pressão é dificultada devido ao conhecimento das restrições químicas e de formação de fases mineralógicas nos anfibolitos clássicos, no entanto, seus limites podem ser conhecidos por meio da cristaloquímica dos anfibólitos que caracterizam que o terreno foi submetido a condições de baixas pressões.

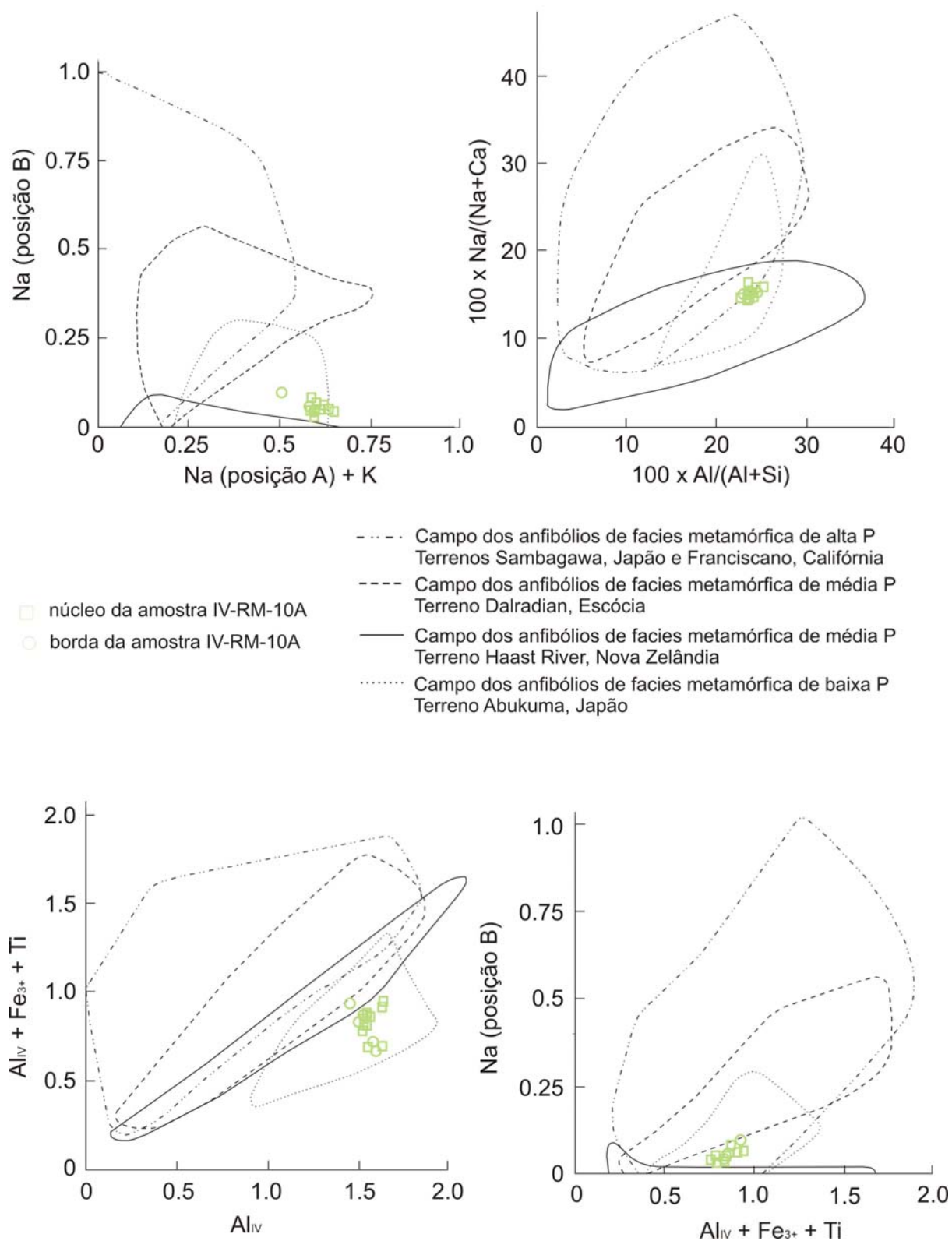


Figura 65: Diagramas mostrando projeções das composições do anfibólio do Domínio Itava. Campos de diferentes posições de P definidos por Laird & Albee (1981).