

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ASSINATURAS METAMÓRFICAS CONTRASTANTES:
GRANULITOS MÁFICOS DE ALTA PRESSÃO E
METATEXITOS PELÍTICOS DA NAPPE LIMA DUARTE,
SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, MG.**

Brenda Chung da Rocha

Orientador: Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2007/08)

SÃO PAULO
2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ASSINATURAS METAMÓRFICAS CONTRASTANTES:
GRANULITOS MÁFICOS DE ALTA PRESSÃO E METATEXITOS
PELÍTICOS DA NAPPE LIMA DUARTE, SUL DO CRÁTON DO
SÃO FRANCISCO, MG.

Brenda Chung da Rocha

Brenda Chung Rocha



Orientador: Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto

Mario da Costa Campos Neto

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
TF- (2007/08)

SÃO PAULO

2007

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024409

ÍNDICE

1. Introdução	1
2. Objetivos	2
3. Localização e acessos	2
4. Relevância do tema	3
5. Materiais e métodos	3
6. Cronograma	4
7. Contexto geológico regional	5
8. Unidades tectônicas estudadas	8
8.1. <i>Nappe</i> Andrelândia	8
8.1.1. Granada-biotita gnaiss	8
8.2. <i>Nappe</i> Lima Duarte	8
8.2.1. Sillimanita-granada-biotita gnaiss	8
8.2.2. Gnaisses cálcio-silicáticos	9
8.2.3. Quartzito com muscovita	9
8.2.4. Rochas ultramáficas	10
8.2.5. Ortognaisses do Complexo Mantiqueira	10
8.2.5.1. Biotita gnaiss	10
8.2.5.2. Hornblenda-biotita gnaiss	11
8.2.5.3. Biotita gnaiss com granada	13
8.2.6. Rochas metabásicas	13
9. Petrografia	15
9.1. Paragneisses	15
9.1.1. Grt-Bt-Sil-Qtz xisto com Ms	15
9.1.2. Grt-Sil-Bt gnaiss com Kfs e Ms ($\pm$ Ky)	15
9.1.3. Grt-Sil-Bt gnaiss com Ms	16
9.1.4. Sil-Grt-Bt gnaiss com Ms	16
9.1.5. sillimanita-muscovita-biotita-quartzo gnaiss	17
9.1.6. Ky-Grt-Ms-Sil-Bt gnaiss porfiroblástico	18
9.1.7. Bt-Sil-gnaiss com dumortierita e Ms	18
9.2. Rochas metabásicas	22
9.2.1. Grt anfibolito a dois piroxênios	22
9.2.2. Grt-Cpx anfibolito	22

9.2.3. Grt-Cpx anfibolito milonítico	23
9.2.4. Cpx-Grt anfibolito simplectítico, com Opx	23
9.2.5. biotita anfibolito	24
9.2.6. anfibolito simplectítico com Grt e piroxênios reliquias	24
9.2.7. Cpx anfibolito com titanita ($\pm$ Opx)	25
10. Aspectos da microtectônica dos paragneisses	26
11. Química mineral	30
11.1. Paragneisses	30
11.1.1. Granada	30
11.1.2. Feldspato	32
11.1.3. Biotita	33
11.1.4. Rutilo	34
11.2. Rochas metabásicas	34
11.2.1. Granada	34
11.2.2. Plagioclásio	35
11.2.3. Anfibólio	37
11.2.4. Ortopiroxênio	39
11.2.5. Clinopiroxênio	40
12. Geotermobarometria	42
12.1. Paragneisses	43
12.1.1. Geotermômetro de Zr no rutilo	43
12.2. Rochas metabásicas	45
12.2.1. Geotermômetro Grt-Cpx	45
12.2.2. Geotermômetro Grt-Opx	47
12.2.3. Geotermômetro Amph-Pl	47
12.2.4. Geobarômetros Grt-Cpx-Pl e Grt-Opx-Pl	49
12.2.5. Geobarômetro Grt-Cpx-Opx-Pl	50
12.2.6. Geobarômetro Grt-Amph-Pl	51
13. Diagramas P-T	53
13.1. Paragneisses	53
13.2. Rochas metabásicas	54
14. Metamorfismo	54
15. Geoquímica	56
15.1. Geoquímica de rocha-total	56

15.1.1. Classificação tectono-magmática por elementos maiores	58
15.1.1.1. Diagrama TAS	58
15.1.1.2. Diagramas AFM e $[\text{FeO}_T/\text{MgO}-\text{SiO}_2]$	58
15.1.2. Classificação tectono-magmática por elementos traço	58
15.1.2.1. Diagrama $[\text{Ti}-\text{Zr}-\text{Y}]$	58
15.1.2.2. Diagrama $[\text{Ti}-\text{Zr}-\text{Sr}]$	59
15.1.2.3. Diagrama $[\text{Ti}-\text{Zr}]$	59
15.1.2.4. Diagrama $[\text{Nb}-\text{Zr}-\text{Y}]$	59
15.1.2.5. Diagrama $[\text{Y}-\text{Zr}]$	59
15.1.2.6. Diagramas $[\text{Y}-\text{Sr}]$, $[(\text{Sr}/\text{Y})-\text{Sr}]$	60
15.1.2.7. Diagrama $[\text{Y}-\text{Nb}]$	60
15.2. Geoquímica de isótopos radiogênicos	66
15.2.1. Idades-modelo	66
16. Conclusões	68
17. Referências bibliográficas	69

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo	3
Figura 2: Mapa tectônico do Sistema Tocantins Meridional	6
Figura 3: Mapa geológico da região de Lima Duarte	7
Figura 4: Dumortierita incolor	19
Figura 5: Dumortierita rosada, com pleocroísmo fraco (45° , sentido horário)	19
Figura 6: Dumortierita rosa-choque, com pleocroísmo intenso (90° , sentido horário)	19
Figura 7: Fases cristalinas do sistema $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-B}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$	19
Figura 8: Seção química de granada, em perfil transversal	30
Figura 9: Seção química de granada, em perfil longitudinal	30
Figura 10: Seção química da granada 1, amostra OL-III-39A	31
Figura 11: Seção química da granada 2, amostra OL-III-39A	31
Figura 12: Diagrama para classificação de feldspatos	32
Figura 13: Seção química de ortoclásio da matriz	32
Figura 14: Seção química de um cristal de plagioclásio	32
Figura 15: Diagrama para classificação de biotita	33
Figura 16: Seção química de granada em paragênese com hornblenda	35

Figura 17: Seção química de um cristal de granada	35
Figura 18: Seção química de um cristal de granada	35
Figura 19: Seção química de um cristal de plagioclásio	36
Figura 20: Seção química de plagioclásio, em perfil longitudinal	36
Figura 21: Seção química de plagioclásio, em perfil transversal	36
Figura 22: Diagrama para classificação de feldspatos	37
Figura 23: Diagramas de variação dos elementos maiores para os anfibólios	37
Figura 24: Diagrama de classificação para o grupo dos anfibólios cálcicos	39
Figura 25: Diagrama para classificação de ortopiroxênios	40
Figura 26: Seção química de ortopiroxênio associado com Ilm, Hbl e Cpx	40
Figura 27: Seção química de ortopiroxênio	40
Figura 28: Seção química de um cristal de clinopiroxênio, amostra NLD-7D	40
Figura 29: Seção química de um cristal de clinopiroxênio, amostra NLD-20A	41
Figura 30: Diagrama para classificação de clinopiroxênios	41
Figura 31: Gráfico de temperatura X ppm Zr, amostra OL-II-112B	44
Figura 32: Gráfico de temperatura X ppm Zr, amostra OL-II-39A	44
Figura 33: Campo de estabilidade da dumortierita	53
Figura 34: Diagrama P-T para os paragnaisses	53
Figura 35: Diagrama P-T para as rochas metabásicas (PTMAFIC)	54
Figura 36: Diagrama P-T para as rochas metabásicas (THERMOCALC)	54
Figura 37: Diagrama binário F/M-SiO ₂	61
Figura 38: Diagrama TAS (álcalis-sílica) para rochas vulcânicas	61
Figura 39: Diagrama binário [Ti-Zr]	61
Figura 40: Diagrama ternário AFM	62
Figura 41: Diagrama ternário [Ti-Zr-Y]	62
Figura 42: Diagrama ternário [Ti-Zr-Sr]	62
Figura 43: Diagrama ternário [Nb-Zr-Y]	62
Figura 44: Diagrama binário CaO X Fe ₂ O ₃	63
Figura 45: Diagrama binário CaO X MgO	63
Figura 46 : Diagrama binário Fe ₂ O ₃ X MgO	63
Figura 47: Diagrama binário Na ₂ O X MgO	63
Figura 48: Diagrama binário TiO ₂ X MgO	63
Figura 49: Diagrama binário TiO ₂ X Fe ₂ O ₃	63
Figura 50: Diagrama binário (Sr/Y) X Sr	64

Figura 51: Diagrama binário (Sr/Y) X Y	64
Figura 52: Diagrama binário Y X Zr	64
Figura 53: Diagrama binário Y X Nb	64
Figura 54: Diagrama binário Y X Sr	64
Figura 55: Idades-modelo calculadas para um reservatório de manto empobrecido	67

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1	12
Foto 2	12
Foto 3	12
Foto 4	12
Foto 5	12
Foto 6	12
Foto 7	14
Foto 8	14
Foto 9	14
Foto 10	14
Foto 11	14

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1	20
Fotomicrografia 2	20
Fotomicrografia 3	20
Fotomicrografia 4	20
Fotomicrografia 5	20
Fotomicrografia 6	20
Fotomicrografia 7	21
Fotomicrografia 8	21
Fotomicrografia 9	21
Fotomicrografia 10	21

Fotomicrografia 11	21
Fotomicrografia 12	21
Fotomicrografia 13	27
Fotomicrografia 14	27
Fotomicrografia 15	27
Fotomicrografia 16	27
Fotomicrografia 17	27
Fotomicrografia 18	27
Fotomicrografia 19	28
Fotomicrografia 20	28
Fotomicrografia 21	28
Fotomicrografia 22	28
Fotomicrografia 23	28
Fotomicrografia 24	28
Fotomicrografia 25	29
Fotomicrografia 26	29
Fotomicrografia 27	29
Fotomicrografia 28	29
Fotomicrografia 29	29
Fotomicrografia 30	29

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Dados P-T dos paragnaisses (THERMOCALC)	42
Tabela 2: Dados P-T das rochas metabásicas (THERMOCALC)	43
Tabela 3: Dados de temperatura de geotermômetro de Zr no rutilo	44
Tabela 4: Dados de temperatura de geotermômetro de Zr no rutilo	44
Tabela 5: Dados de temperatura dos termômetros Grt-Cpx, Grt-Opx, Amph-Pl	48
Tabela 6: Dados de temperatura dos termômetros Grt-Cpx e Amph-Pl	49
Tabela 7: Dados de pressão dos barômetros Grt-Cpx-Pl, Grt-Opx-Pl, Grt-Cpx-Opx-Pl e Grt-Amph-Pl	52
Tabela 8: Dados de pressão dos barômetros Grt-Cpx-Pl e Grt-Amph-Pl	52
Tabela 9: Análises químicas das rochas metabásicas, de fluorescência de raios-X	57
Tabela 10: Dados isotópicos de Sm/Nd	67

RESUMO

A *Nappe* Lima Duarte localiza-se na porção oriental da extensão meridional do Orógeno Brasília, borda sul do cráton do São Francisco. É constituída por uma seqüência metassedimentar: quartzitos, granoblásticos e muito grossos, com bandamento feldspático, que ocorrem associados a sillimanita-granada-biotita gnaiss e a (granada)-biotita gnaiss, metatexiticos (com intercalações esparsas de gnaisses calciossilicáticos e de anfibolitos); e por ortognaisses migmatíticos, tipo-TTG, a Bt e Hbl-Bt, com diferentes gerações de leucossoma e *boudins* métricos de rochas metamáficas anfibolíticas ou granulíticas. A estrutura da pilha alóctone se deu sob condições de fácies anfibolito superior, associada a estruturas assimétricas tipo S-C e porfiroclastos manteados que indicam transporte da *nappe* para N, concomitante a faixas de cisalhamento, topo para sul, que promovem o adelgaçamento do alóctone. Essa estrutura dúctil sin-metamórfica evolui a um sistema de cavalgamento rúptil pós-metamórfico e sub-horizontal e mantendo o transporte para norte. A associação mineral de Grt-Bt-Sil-Ms-Pl-Kfs-Qtz-Ilm-Rt (localmente com inclusão de Ky) dos paragneisses, está relacionada a um metamorfismo progressivo em fácies anfibolito superior, com reações de quebra de muscovita e geração de feldspato potássico. Os *boudins* de rochas metabásicas nos ortognaisses são anfibolitos com Cpx-Grt-Bt-Pl e eventualmente, Opx. Provavelmente resultam da reação $Hbl + Grt + Qtz \leftrightarrow Opx + Cpx + Pl + L$, gerando granulitos de pressão intermediária a alta. Texturas do tipo-*moat* de granada manteando plagioclásio e texturas coroníticas simplectíticas de Hbl + Qtz + Pl substituindo os piroxênios estão associadas a retrogressão, em um resfriamento quase isobárico. É possível distinguir dois tipos de rochas metabásicas: as toleíticas com afinidades MORB, empobrecidas em elementos incompatíveis e que apresentam baixa residência crustal para 2.1 Ga; e as rochas metabásicas toleíticas classificadas como basaltos intraplaca, provavelmente Neoproterozóicas e com relíquias de texturas hipidiomórficas preservadas. Apresentam uma trajetória metamórfica anti-horária, com soterramento e aquecimento a 890°C, seguido de resfriamento quase isobárico de 780-680°C, pressões entre 7 e 8 Kbar. Os paragneisses, ao contrário, exibem uma trajetória descompressiva ao campo da sillimanita, próxima ao limite Ky/Sil, registrando os estágios iniciais de extrusão da *nappe*. As condições de metamorfismo nos paragneisses são compatíveis com as condições registradas pelas rochas metabásicas, com temperaturas máximas de 795°C (termômetro de zircônio em rutilo) e 820°C (obtido no THERMOCALC) e pressões entre 7 e 10 Kbar. Ambas seguiram juntas em um resfriamento quase isobárico, os paragneisses em um nível crustal mais raso.

ABSTRACT

The Lima Duarte *Nappe*, southern of São Francisco craton represents the meridional extension of the Brasília Orogen. It is composed by a metasedimentary sequence: coarse-grained granoblastic quartzites with sillimanite-garnet-biotite gneisses and (garnet)-biotite gneisses, (few calc-silicate gneisses and amphibolites interlayers); and by a migmatitic-orthogneiss series, biotite and hornblende-biotite bearing rocks, with granodiorite-tonalite-trondhjemitic compositions, both sharing anatetic lenses. The orthogneisses have metric boudins of metamafic rocks, in amphibolite and/or granulite metamorphic facies. The allochthonous pile has formed in upper amphibolite facies conditions, associated with anatexis. Intense stretching, parallel to the metamorphic mineral lineation (sillimanite and potassic feldspar) is associated with asymmetric structures like S-C mylonite and winged mantled porphyroclasts. This structure is related to northward thrust and it is contemporaneous but work in opposite sense of shear promoting the thinning of the pile. The sin-metamorphic ductile structure passing in its exhumation path towards post-metamorphic thrust system, keeping northward transport. The mineral assemblage of the paragneisses (garnet -locally with kyanite inclusions-, biotite, sillimanite, muscovite, plagioclase, potassic feldspar, quartz, ilmenite and rutile), is related to a progressive metamorphism, reaching upper amphibolite facies, with break-down reactions of muscovite, producing potassic feldspar. The metabasic rocks in the orthogneisses are regressive amphibolites containing clinopyroxene-garnet-plagioclase, and eventually, orthopyroxene. Probably, they result from the reaction hornblende + garnet + quartz $\leftrightarrow$ orthopyroxene + clinopyroxene + plagioclase + liquid, producing intermediate pressure granulites. Moat-like textures in garnet surrounding plagioclase and locally orthopyroxene, and symplectitic coronitic textures of hornblende + quartz + plagioclase replacing pyroxenes are associated to retrogression, in a near isobaric cooling. It is possible to distinguish two kinds of metabasic rocks: the tholeiitic ones, with MORB affinities, depleted in incompatible elements and showing low crustal residence at 2.1 Ga; and the tholeiitic metabasic rocks classified as within-plate basalts based on [Ti-Zr-Y] diagram (Pearce & Cann, 1973) and [Nb-Zr-Y] diagram (Meschede, 1986), which are probably Neoproterozoic and with idiomorphic remaining textures. They show an anti-clockwise pathway, with burying and reheating at 890°C, followed by a near isobaric cooling at 780-680°C, for pressures between 7 and 8 Kbar. The paragneisses, in the opposite hand, show a decompressive pathway to the sillimanite field stability, near Ky/Sil boundary, recording the earlier stages of *nappe* extrusion. The metamorphic peak conditions reached 795°C (zirconium in rutile thermometer) and 820°C (THERMOCALC), with pressures between 7 and 10 Kbar. Both of them cooled out together, in a near isobaric cooling pathway.

AGRADECIMENTOS

À minha mãe Mel, que é e sempre foi pra mim um exemplo de sucesso e por me ensinar desde cedo a batalhar pelos meus objetivos. Por todo o carinho e o apoio dado em todas as minhas escolhas e por estar sempre ali nos momentos mais difíceis (tem coisas que só uma mãe faz por alguém...);

À minha irmã Fábiana (e sua pequena tropinha: Bruninha e Nicole), meu pai Luciano, Sô, Aguirre, Caio, Léo, Shé, Rosângela, todos os meus tios, tias, primos (a família é grande!), e principalmente meu tio Gilberto, que tanto me apoiou, por todo o incentivo e a participação que teve durante minha jornada geológica;

Às minhas grandes amigas Larissa, Giselle, Angélica e Roberta;

Ao meu orientador e professor Mario da Costa Campos Neto, por todo o conhecimento geológico que adquiri ao longo dos últimos três anos, pela atenção dada ao meu trabalho, por toda a ajuda e, principalmente, pela paciência que teve comigo!

Ao professor Gergely Andres Szabó, pela ENORME ajuda com a petrologia metamórfica, principalmente com as rochas metabásicas, essencial neste trabalho;

Ao professor Renato Moraes, por toda a ajuda prestada, tanto em petrologia metamórfica, como na utilização do software THERMOCALC;

Ao professor Valdecir de Assis Janasi, pelo auxílio com a geoquímica;

Ao professor Johann Hans Daniel Schorscher, por me auxiliar na mineralogia de borossilicatos;

Ao professor Miguel Ângelo Stipp Basei, pelo auxílio com a geoquímica isotópica;

Ao professor Rainer Schultz, por tudo o que me ensinou sobre petrologia e termodinâmica;

Ao professor e mestre Moacyr Coutinho, por ter identificado a dumortierita, este mineral incrível!

Ao professor Paulo César Boggiani, que tive a oportunidade de conhecer nas vésperas do vestibular (ei Barby, você também!), que me motivou a estudar geologia e que sempre me deu assistência quando precisei;

À todos os professores do Instituto, por tudo o que aprendi em geologia, por toda a atenção que me foi dada e pelas discussões que tanto me acrescentaram;

À todos os funcionários do Instituto, pela simpatia de sempre, Marcos (microsonda), Paulinho (fluorescência de raios-X), Angélica (óptica), Thomas e Marcio (motora) e especialmente, Henrique (gráfica) e Ivoneide (Seção de Alunos), por serem tão prestativos e gentis!

Ao glorioso time de futsal feminino da geologia, do qual faço parte e tenho muito orgulho. Tchitcho, Treme, Pisa, Cachorra, Jeba, Michelan, Atoladinha, Alceu, Fuji, Kikú, Tsú, Sem Sal, valeu meninas!!!

Aos meus eternos companheiros Tchitcho (de novo!), Borb's e Bizarro (ê grupo 9!);

Aos amigos Pulga, Iscória, Argolinha, Lesma, Melado, Mikuin, pela convivência tão harmoniosa nos fins de tarde...

Ao Geossamba, por alegrarem nossas quintas-feiras;

À turma de 2003 e toda a galera da Geo;

À todos os participantes do Mapeamento Geológico 2006 e 2007, pela contribuição na realização deste trabalho;

E por fim, um agradecimento especial para o Cauê, meu namorado e melhor amigo, por todo o amor, carinho, companheirismo e paciência. A pessoa mais importante que conheci durante esses anos de geologia. Por tudo o que passamos juntos e por tudo o que ainda vamos passar...

1. INTRODUÇÃO

A nucleação e crescimento de porfiroblastos nas rochas metamórficas oferecem ferramentas consistentes para o estudo da microtectônica e da evolução das condições do metamorfismo. As inclusões e a fábrica de forma das inclusões, que tendem a mimetizar as estruturas presentes durante a nucleação e crescimento dos megacristais, são ricas fontes de informação sobre a história da rocha no tempo. Pode-se assim reconhecer porfiroblastos (ou estágios de crescimento de porfiroblastos) pré, cedo, sin e pós-cinemáticos, em relação à deformação principal registrada pela rocha. Os megacristais de granada, estaurolita, cianita, sillimanita, cordierita, biotita, cloritóide, são comuns em rochas metamórficas de origem pelítica. Granada, anfibólio, piroxênio, titanita, plagioclásio em rochas metabásicas. Ocorrem, conforme a fase mineral, a partir da fácies xisto verde, podendo a granada estar presente por toda a história progressiva (e retrogressiva) do metamorfismo, até as condições metamórficas de fácies eclogito e granulito.

Zonas texturais de crescimento, do núcleo em direção as bordas dos megacristais, incluindo a forma e as fases minerais inclusas, além das variações da composição química (principalmente dos minerais que representam soluções sólidas entre diferentes membros finais), são registros fundamentais para o estudo do metamorfismo. Diversos são os trabalhos que tratam, cientificamente, dos porfiroblastos e alguns poucos foram selecionados para orientar esse estudo: Bell *et al.* (1986, 1992, 1998); Cooke *et al.* (2000); Spear & Daniel (2001); Spiess *et al.* (2000); Passchier *et al.* (1992); Passchier & Trouw (1996).

As inclusões passivas de fases minerais (pré-existent na matriz) em porfiroblastos distinguem-se das “inclusões” com formas lamelares, em gotas ou amebóides, que, no geral, se devem a exsoluções ou a diferentes estágios de dissolução sob diferentes temperaturas. Essas microtexturas são, também, fontes de informação para o estudo do metamorfismo. Ocorrem como diferentes fases de uma mesma solução sólida (tipo pertita/antipertita em feldspatos ternários), ou exsoluções de diferentes fases minerais (no geral com nítido controle cristalográfico) devido reações, seja com líquido silicático sob altas temperaturas, seja quando do resfriamento ou da descompressão na exumação de rochas eclogíticas (Waters, 2001; Sawyer, 2001).

A mudança das condições metamórficas, tanto progressiva, quanto retrogressiva, pode também estar registrada na substituição parcial de uma fase mineral por outra, em reações que ocorrem nos limites dos grãos minerais e que podem ser responsáveis pelos anéis de reação (*reaction rims*). Estes anéis se monominerálicos, são do tipo coronas ou *moats*, se poliminerálicos, são as coronas *simplectíticas*. Um minucioso e bem ilustrado estudo destas microestruturas e de sua utilização na reconstrução da evolução tectono-metamórfica pode ser encontrado em Passchier & Trouw (1996).

Os ambientes tectônicos podem ser reconhecidos pela reconstrução tectono-metamórfica, sobretudo para as rochas metamórficas de altas temperaturas e pressão (objeto-foco deste projeto de trabalho de formatura) e encontram-se, de forma abrangente e com vasta referência bibliográfica, enfocados em O'Brien & Rötzler (2003) e em Pattison (2003). As estimativas das condições de pressão e de temperatura do metamorfismo e do campo geral da trajetória metamórfica, para as rochas de alto grau, onde texturas e microestruturas de reação estão preservadas, podem ser obtidas a partir de *grids* metamórficos específicos, ou de pseudo-seções para um dado sistema químico. Foram utilizados os programas MINPET 2.02 (Richard, 1995), PTMAFIC 2.0 (Soto & Soto, 1995) e THERMOCALC nas versões 2.4 e 3.26 (Powell & Holland, 1988), com banco de dados termodinâmicos atualizado em 22/11/03, compatibilizados com os *grids* de Spear *et al.* (1999), Wei *et al.* (2004), Pattison (2003). Como exemplo têm-se os estudos que vem sendo desenvolvidos por Roger Powell e equipe (Holland & Powell, 2001; Kelsey *et al.*, 2003; Wei & Powell, 2004; Stípská & Powell, 2005).

Dos resultados geotermobarométricos e das relações petrológicas e composicionais pode-se obter trajetórias P-T individuais, possibilitando interpretações quanto à caracterização metamórfica e do contexto tectônico regional.

2. OBJETIVOS

Estudo das rochas metabásicas e dos metatexitos pelíticos visando:

- Descrever detalhadamente as texturas de reação entre as fases minerais e as microestruturas presentes;
- Estabelecer as principais reações e compatibiliza-las nos *grids* metamórficos;
- Obter, no THERMOCALC, as condições de temperatura e pressão e, se possível, indicar a trajetória P-T;
- Comentar o ambiente tectônico a partir da assinatura metamórfica.

3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo situa-se no sudeste do Estado de Minas Gerais, abrangendo os municípios de Lima Duarte, Olaria, Orvalho e Santa Bárbara do Monte Verde. É delimitada pelas coordenadas 7570000 / 7594000 e 594000 / 648000 na zona 23S (Córrego Alegre), abrangendo parte das folhas topográficas de Lima Duarte (SF-23-X-C-VI-3), Bom Jardim de Minas (SF-23-X-C-V-4) e Santa Bárbara do Monte Verde (SF-23-X-C-VI-4), escala 1:50 000 – IBGE (1975).

A principal via de acesso é a Rodovia Presidente Dutra (BR-116) de São Paulo até o trevo de Cruzeiro, seguindo pela rodovia SP-52 até Passa Quatro. A partir daí, o acesso é feito pela rodovia MG-158, até o município de Pouso Alto, seguindo depois pela BR-354, até o

município de Caxambu. A partir deste ponto toma-se a BR-267, sentido Juiz de Fora, passando por Bom Jardim de Minas, Olaria, até o trevo de Lima Duarte. Outra via de acesso importante é a rodovia JK (BR-040), de Belo Horizonte a Juiz de Fora, seguindo-se para oeste, por aproximadamente 45 Km através da BR-267.

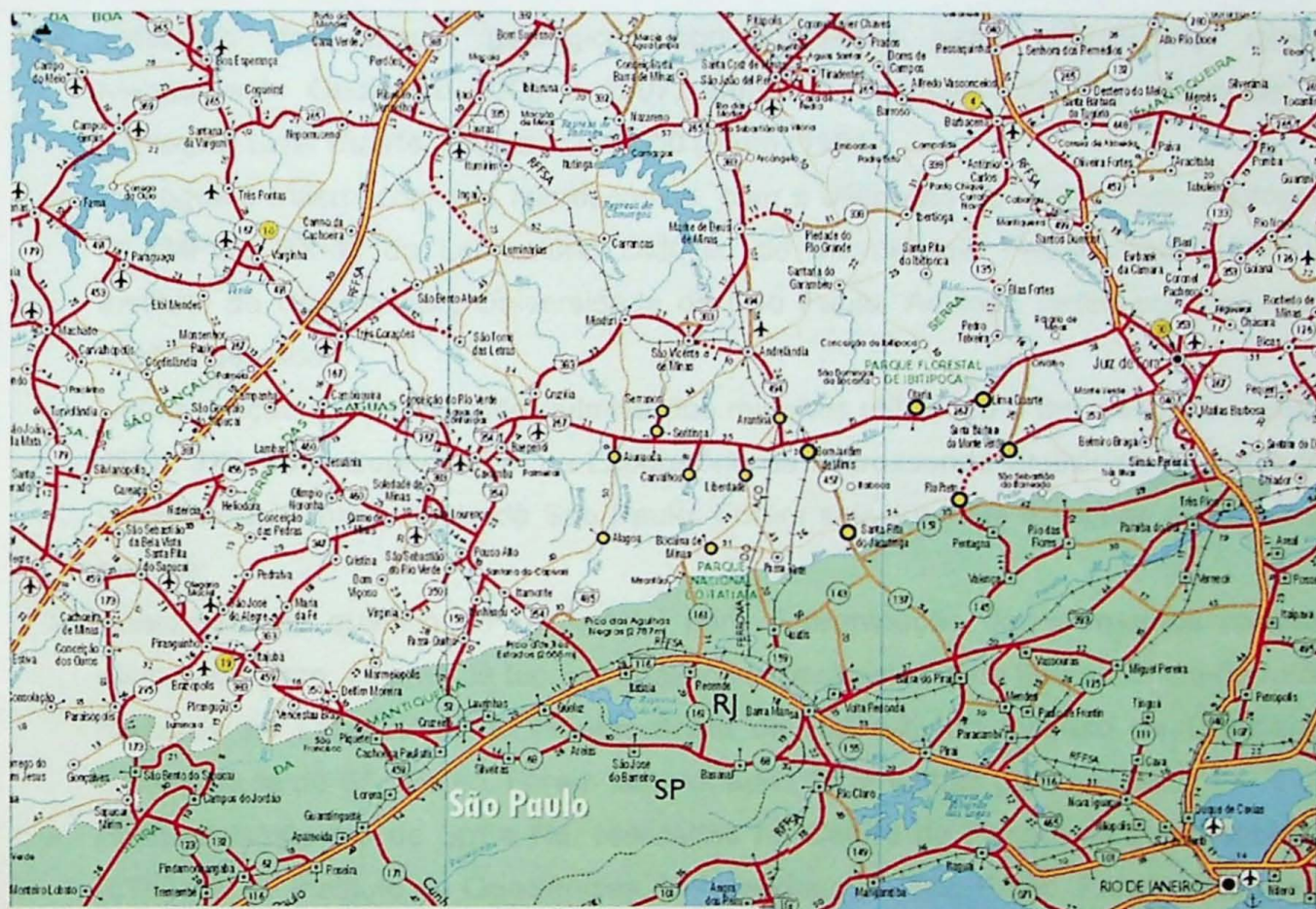


Figura 1: Localização da área de estudo (Fonte: DER 2007).

4. RELEVÂNCIA DO TEMA

As reações de geração de líquido silicático e as possíveis reações entre as fases minerais com o líquido gerado, ocorrem nos ortognaisses paleoproterozóicos e nos metassedimentos neoproterozóicos, ambos presentes na *Nappe Lima Duarte* (Vilela, 2000 e Campos Neto *et al.*, 2004). O estudo petrográfico e comparativo das feições texturais e estruturais observadas nas rochas metabásicas e nos paragneisses, e das suas respectivas condições de formação, contribuirá para o avanço na compreensão da estrutura da *Nappe Lima Duarte*.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

- Realização do levantamento bibliográfico do contexto geológico regional e da temática abordada, com enfoque no estudo da microtectônica e da evolução metamórfica regional;
- Realização de trabalhos de campo nas folhas topográficas de Lima Duarte (SF-23-X-C-VI-3), Bom Jardim de Minas (SF-23-X-C-V-4) e Santa Bárbara do Monte Verde (SF-23-X-C-VI-4), escala 1:50 000 – IBGE (1975);
- Utilização dos mapas geológicos confeccionados pelos alunos na disciplina Mapeamento Geológico 2006 e 2007, ambos na escala 1:25 000, além da folha geológica Lima Duarte, escala 1:100 000 (Pinto, 1991);
- Petrografia macroscópica e microscópica, com a utilização do microscópio petrográfico OLYMPUS BX-40 do Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica (LDMP), do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Ao todo foram selecionadas 50 seções delgadas;
- Determinação da composição química dos minerais utilizando a microsonda eletrônica JEOL JXA 8600 SuperProbe, no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Foram selecionadas 4 seções delgadas para análise;
- Realização de química de rocha-total para determinação dos elementos maiores e elementos traço, através da técnica analítica espectrometria de fluorescência de raios-X, realizada no Laboratório de Fluorescência de Raios-X, do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Foram selecionadas 15 amostras para análise;
- Análises isotópicas de Sm e Nd, realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Foram selecionadas 5 amostras para análise;
- O cálculo das fórmulas estruturais dos minerais para sua classificação e a confecção de parte dos diagramas binários foi feito através dos programas MINPET 2.02 (Richard, 1995) e THERMOCALC versões 2.1, 2.4, 3.1 e 3.26 (Powell & Holland, 1988), com banco de dados termodinâmicos atualizados em 22/11/03. Os valores apresentados para os elementos químicos são expressos em número de cátions por fórmula unitária. Os diagramas binários e ternários de classificação de basaltos foram feitos através do programa PetroGraph versão 1.0.5 (Petrelli, 2005) e parte dos cálculos de temperatura e pressão para as rochas metabásicas foram feitas através do PTMAFIC 2.0 (Soto & Soto, 1995).

6. CRONOGRAMA

Atividades/meses	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov
1- Projeto inicial	X								
2- Revisão bibliográfica	X	X					X	X	
3- Trabalhos de campo	X	X							
4- Petrografia			X	X	X	X	X		
5- Microsonda			X	X		X			
6- Tratamento dos dados				X	X		X	X	
7- Geoquímica elemental e isotópica								X	
8- Monografia								X	X

7. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Colagem Brasileira no sudeste brasileiro pode ser dividida em dois sistemas orogênicos maiores: Tocantins e Mantiqueira (Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto, 2000). O Orógeno Tocantins Meridional (Figura 2) representa uma pilha colisional de *nappes* entre três ambientes tectônicos principais (de WSW para ENE): domínio de arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da Placa Paranapanema (*Nappe* Socorro-Guaxupé), domínio continental subductado (Terreno Andrelândia), e domínios com afinidades de margem passiva e/ou relacionados à Placa Sanfranciscana (Sistema de *Nappes* Carrancas e *Nappe* Lima Duarte). Segundo Campos Neto & Caby (1999), existiria um único evento colisional, do tipo himalaiano, na formação do complexo sistema de *nappes*.

A *Nappe* Lima Duarte está localizada na porção oriental do sistema orogênico. É cavalgada a SE pela *Nappe* Aiuruoca – Andrelândia e, ambas, cavalgam a sequência metassedimentar do Grupo Carrancas. É limitada pela Zona de Cisalhamento Rio Preto a sul, que representa a extensão meridional da sutura Abre Campo com o Terreno Juiz de Fora (Haraly *et al.*, 1985; Fischel *et al.*, 1998; Costa *et al.*, 1998; Pedrosa-Soares & Noce, 1998). Seu conteúdo litológico consiste de ortoquartzitos muito grossos, recristalizados em textura milonítica, que ocorrem em lascas espessas, imbricadas com sillimanita-granada-biotita gnaisses migmatíticos, com intercalações esparsas de gnaisses calciossilicáticos.

O Complexo Mantiqueira, infraestrutura alóctone da *nappe*, é constituído de ortognaisses migmatíticos e polimetamórficos, de composição granodiorítica, tonalítica ou trondhjemitica, destacando-se os biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses, que correspondem ao “núcleo” Mesoarqueano (2,98 Ga, Figueiredo e Teixeira, 1996). Ocorrem corpos anatéticos associados, de composição granítica e em geral indeformados, que são interpretados como plutons sin a tardi-tectônicos em relação à evolução Paleoproterozóica. Também ocorrem intercalações de rochas metabásicas na forma de *boudins* ou enclaves métricos alongados, que acompanham a estruturação das rochas encaixantes, além de rochas enderbíticas a granada.

Na região de Lima Duarte (MG), os gnaisses do Complexo Mantiqueira ocorrem como parte de um segmento alóctone, amalgamado à borda cratônica durante a colagem orogênica Neoproterozóica. Estas rochas representam lascas de uma crosta inferior imbricadas tectonicamente na *Nappe* Lima Duarte.

As rochas metabásicas são anfibolitos com variadas proporções de clinopiroxênio-granada-biotita e com características texturas coroníticas mono e pluriminerálicas. Os estudos de Vilela (2000) e Campos Neto *et al.* (2004) apontam condições metamórficas de temperatura ultra-alta e alta pressão, em contraste com os paragnaisses, que não teriam atingido temperaturas superiores a 800°C. Este contraste, em rochas na mesma estrutura (Campos Neto *et al.*, 2004) sugere uma independência metamórfica, na *Nappe* Lima Duarte, entre os gnaisses Mantiqueira e quartzitos e os metatextitos pelíticos. Esta hipótese pode propor uma incorporação tardia da série metassedimentar junto aos ortognaisses da infraestrutura, em uma etapa avançada do processo de exumação da *nappe*, tendo, estas unidades, percorrido trajetórias iniciais distintos na crosta continental.

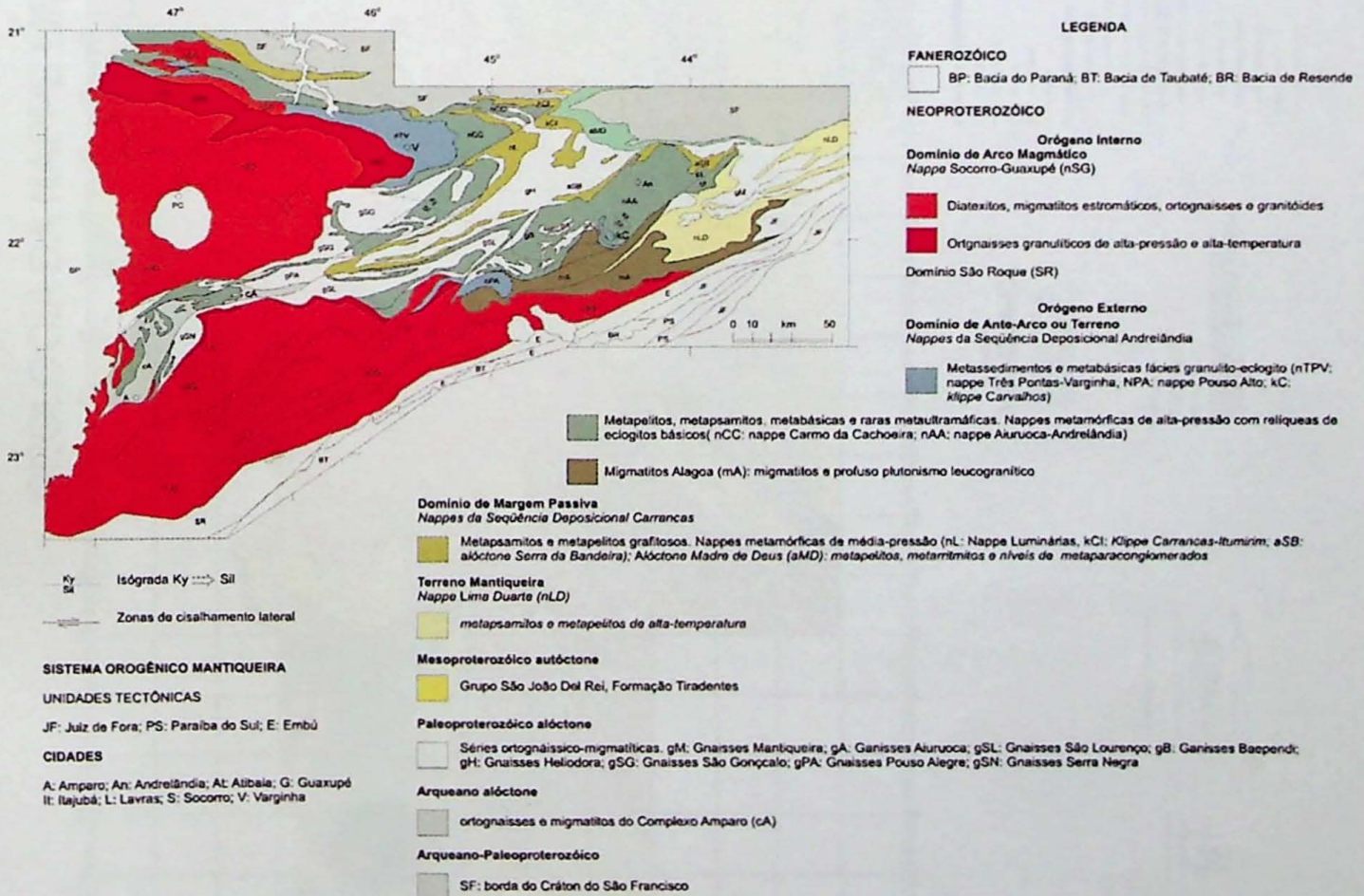


Figura 2: Mapa tectônico da Extensão Meridional da Faixa Brasília (Campos Neto *et al.*, 2004).

GEOLOGIA DA NAPPE LIMA DUARTE

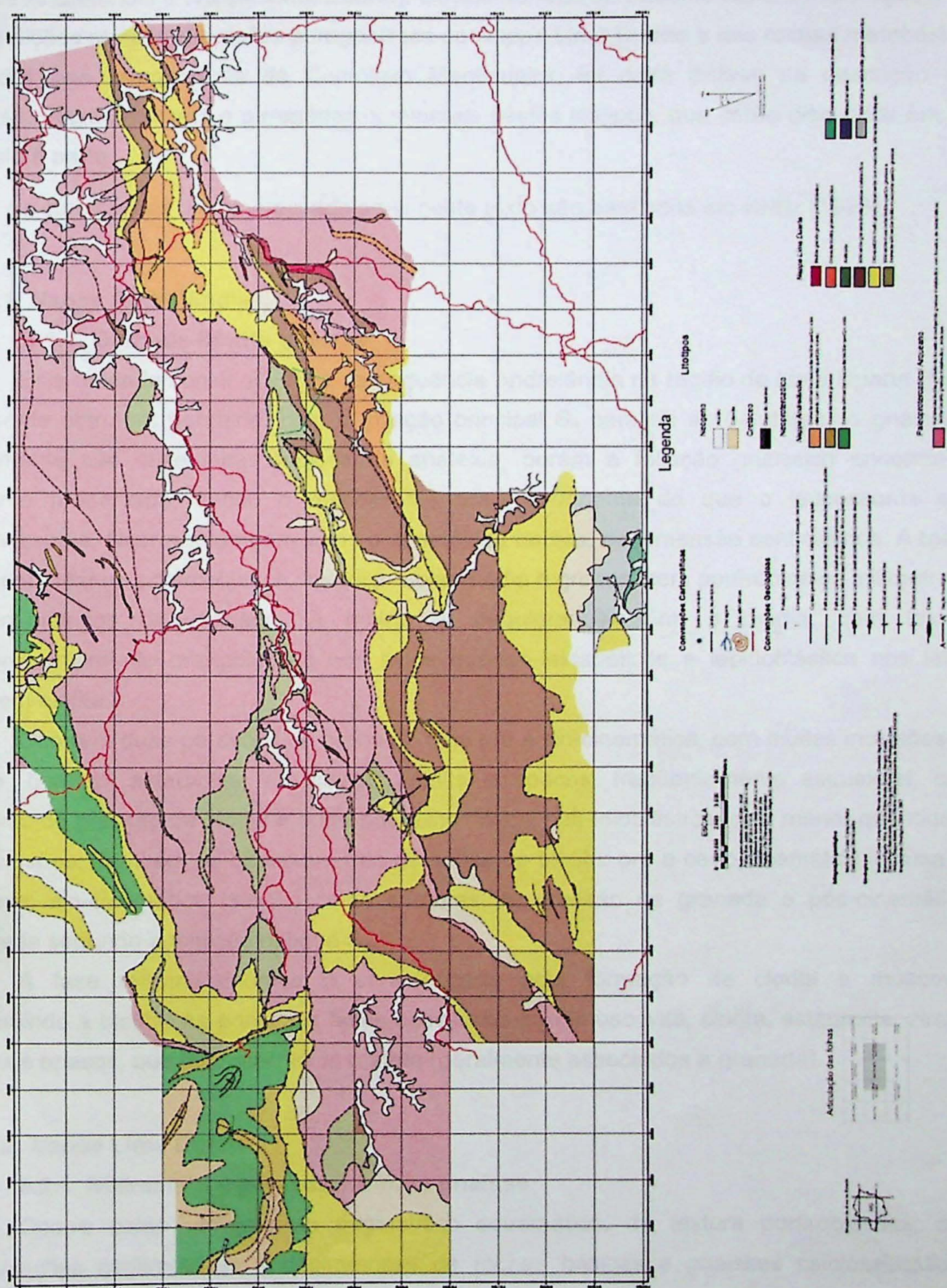


Figura 3: Mapa geológico da *Nappe* Lima Duarte.

8. UNIDADES TECTÔNICAS ESTUDADAS

Neste item estão descritas as unidades tectônicas presentes na região de estudo (*Nappe* Andrelândia e *Nappe* Lima Duarte). Devido ao foco do trabalho ser a comparação entre as condições metamórficas dos paragneisses da *Nappe* Lima Duarte e das rochas metabásicas inseridas nos ortogneisses do Complexo Mantiqueira, foi dada ênfase na descrição das texturas, microestruturas e paragéneses minerais destes litotipos, que serão discutidos em um capítulo à parte.

Obs.: As abreviações de minerais adotadas neste texto são baseadas em Kretz (1983).

8.1. *Nappe* Andrelândia

8.1.1. Granada-biotita gnaiss

Esta unidade constitui o topo da sequência Andrelândia na região de Lima Duarte (MG). Apresenta estrutura bandada, com a foliação principal S_n paralela ao bandamento gnáissico. Localmente são observadas feições de anatexia, porém a foliação gnáissica encontra-se bastante preservada, sendo o mesossoma mais abundante do que o leucossoma e o melanossoma. Ocorrem também veios pegmatóides tardios, de dimensão centimétrica. A rocha apresenta textura porfiroblástica, inequigranular média a grossa, com porfiroblastos milimétricos a centimétricos de granada. A matriz é inequigranular fina a média, com textura predominantemente granoblástica nos leitos quartzo-feldspáticos e lepidoblástica nos leitos ricos em biotita.

Ocorrem duas gerações de granada: uma pré a sin-cinemática, com muitas inclusões de biotita, quartzo, estaurolita, muscovita, apatita e opacos, freqüentemente esqueletal, com sombras de pressão de biotita e outra pós- cinemática, sub-idioblástica, com menor quantidade de inclusões. Também se observam três gerações de biotita: pré a cedo-cinemática inclusa na granada; sin-cinemática ($\text{sin-}S_n$) como sombras de pressão na granada e pós-cinemática, orientada segundo a foliação oblíqua S_{n+1} .

A fase retrometamórfica é caracterizada pela formação de clorita e muscovita substituindo a biotita. As principais fases acessórias são: muscovita, clorita, estaurolita, zircão, apatita e opacos, que têm ocorrência restrita (geralmente associados a granada).

8.2. *Nappe* Lima Duarte

8.2.1. Sillimanita – granada – biotita gnaiss

Ocorre como um gnaiss migmatítico estromático, de textura porfiroblástica, com intercalações centimétricas a decimétricas de rochas básicas e gnaisses calciossilicáticos, concordantes com a foliação principal. Ocorre como um gnaiss homogêneo e também com

bandamento composicional (**Fotos 1 e 2**). O leucossoma é inequigranular grosso, em geral bem desenvolvido e com espessura variável (dimensão centimétrica a métrica). Pode formar bolsões quartzo-feldspáticos (leucogranito) de dimensão métrica, freqüentemente caulinizados, truncando a foliação e ocasionalmente concordando com ela. Localmente ocorrem camadas compostas exclusivamente por sillimanita, na forma de “pods” centimétricos (sillimanititos).

A foliação S_{n-1} é observada principalmente na forma de dobras intrafoliais ou arcos poligonais de micas na matriz ou como trilhos de opacos preservados no interior dos porfiroblastos de granada. A foliação regional (S_n) está associada a um bandamento que alterna bandas granoblásticas quartzo-feldspáticas e bandas nematolepidoblásticas (Sil + Bt). Em algumas porções ocorrem dobras assimétricas, gerando uma S_{n+1} plano axial definida pelas micas e oblíqua em relação à foliação principal.

Possui quantidades variadas de granada, sillimanita, biotita e muscovita. Há o predomínio de plagioclásio, porém em alguns locais ocorre somente o ortoclásio. Localmente apresenta relíquias inclusas de cianita, indicando a passagem por um campo bórico de pressão alta e dumortierita em associação com sillimanita fibrolítica na matriz. A dumortierita é um borossilicato aluminoso, freqüente em condições de temperatura alta.

8.2.2. Gnaisses calciossilicáticos

Ocorrem intercalados com os paragneisses descritos anteriormente. Apresentam um bandamento gnáissico com alternância de bandas granoblásticas ricas em quartzo e plagioclásio e bandas granonematoblásticas com hornblenda, clinopiroxênio, granada, epídoto e zoisita, orientadas segundo a foliação principal S_n . Também podem ocorrer bandas nematolepidoblásticas nas rochas ricas em biotita. O clinopiroxênio freqüentemente ocorre substituído por hornblenda nas bordas. A titanita geralmente aparece manteada por ilmenita, mas também ocorre titanita poiquiloblástica tardia, englobando cristais de plagioclásio, hornblenda, biotita e muscovita (LD-I-7C_A). Também foi observado um quartzito calciossilicático (LD-VII-24B), rico em zoisita, epídoto, clinopiroxênio e carbonato intersticial. O plagioclásio pode aparecer substituído por epídoto. Outros minerais acessórios observados são: clorita, muscovita, apatita, escapolita e zircão.

8.2.3. Quartzito com muscovita

Apresenta textura granoblástica, inequigranular média a grossa, em que os grãos de quartzo ocorrem fortemente estirados. O quartzo é o principal mineral constituinte, caracterizando a textura granoblástica da rocha. Apresenta contatos suturados com outros grãos e localmente está recrystalizado na forma de sigmóides (LD-VII-48). A muscovita e a biotita ocorrem na foliação principal S_n , definindo uma importante lineação mineral. As micas

também aparecem recrystalizadas na direção da foliação oblíqua S_{n+1} . Ocorrem estruturas S-C, com a geração de clivagem espaçada na direção da foliação S. Dobras intrafoliais e *mullions* de intersecção também são freqüentes, às vezes formando pequenos “charutos”, de dimensão centimétrica a decimétrica. Também foram observadas dobras recumbentes de dimensão métrica a decamétrica, antiformais, indicando vergência para NE (**Foto 3**).

Localmente ocorrem quartzitos com sillimanita e ortoclásio, indicando um metamorfismo progressivo passando pela segunda isógrada da sillimanita. A fase retrógrada é caracterizada pela geração de muscovita e clorita, substituindo a biotita. Outras fases acessórias observadas são: opacos e zircão.

8.2.4. Rochas ultramáficas

Ocorrem na forma de lentes métricas a decamétricas, inseridas nos ortognaisses do embasamento. Geralmente afloram como grandes blocos angulosos. São compostas por olivina, serpentina, clinocloro, anfibólio magnésiano, clinopiroxênio, ortopiroxênio, espinélio, escapolita e opacos. Apresentam estrutura maciça, granulação fina e textura nematogranoblástica. A textura *mesh* é a mais comumente observada, com a olivina sendo substituída por serpentina ao longo das fraturas.

8.2.5. Ortognaisses do Complexo Mantiqueira

Esta unidade consiste de ortognaisses migmatíticos com intercalações centimétricas a decimétricas de rochas metabásicas, na forma de *boudins* ou lentes concordantes com a foliação principal. Foi subdividido em ortognaisses de composição granodiorítica a granítica (biotita gnaiss) e ortognaisses de composição tonalítica-trondhjemítica (hornblenda-biotita gnaisses e biotita gnaisses com granada).

8.2.5.1. Biotita gnaiss

Gnaiss metatexitico-estromático, com intercalações decimétricas a métricas de diatexitito com estrutura nebulítica-*schilirien* e *boudins* máficos de dimensão centimétrica a decimétrica. A rocha é caracterizada por um bandamento gnáissico fino a médio, com textura predominantemente granoblástica nas bandas quartzo-feldspáticas e textura lepidogranoblástica nas bandas com biotita, quartzo e feldspato.

A primeira fase de deformação é bem marcada nos gnaisses do embasamento, em que o leucossoma comumente apresenta dobras isoclinais sin-metamórficas (D_1). Ocorrem arcos poligonais de micas mimetizando a foliação anterior S_{n-1} . Localmente a biotita e a muscovita estão recrystalizadas segundo a direção da foliação S_{n+1} , oblíqua em relação à S_n . Foram

observadas feições de descompressão, com injeção de veios quartzo-feldspáticos na direção do plano axial de dobras intrafoliais, assim como canais de migração de leucossoma.

O quartzo freqüentemente aparece cristalizado na forma de gotas no interior do plagioclásio. Também ocorre com forma amebóide, arredondado a lobado, granoblástico e recristalizado em textura *flaser* ou intersticial. O microclínio às vezes ocorre na forma de subgrãos e localmente está substituído por muscovita. Também ocorre feldspato alcalino não-geminado (albita + ortoclásio), freqüentemente com mirmequitas nas bordas. Há texturas ígneas preservadas, evidenciadas pela presença de porfiroclastos de plagioclásio e ortoclásio pertítico com extinção ondulante (OL-VI-24). Também ocorrem porfiroclastos de feldspato em escala de afloramento, rotacionados e com cauda de pressão do tipo- σ (**Foto 4**). As principais fases acessórias são: apatita, zircão, opacos, monazita e alanita.

8.2.5.2. Hornblenda-biotita gnaiss

Gnaiss migmatítico-estromático, caracterizado por um bandamento composicional que alterna bandas quartzo-feldspáticas com textura granoblástica, inequigranular média a grossa e bandas ricas em biotita e hornblenda, com textura nematolepidoblástica, inequigranular fina a média (**Foto 5**). Ocorrem feições de fusão "*in situ*", com o leucossoma bem desenvolvido. Geralmente forma bolsões decimétricos a métricos de leucogranito foliado, inequigranular médio a grosso, concordante com a foliação principal. Foram descritos diversos fragmentos de mesossoma, rotacionados e orientados em várias direções, dispersos no leucossoma, o que caracteriza uma estrutura do tipo *schollen*. Isto sugere que a fragmentação do mesossoma, já estruturado, se deu em um leucossoma, ainda em estado plástico, pós-cinemático. A foliação milonítica principal ocorre dobrada na forma de dobras na escala desde centimétrica a métrica (**Foto 6**), freqüentemente com injeção de leucossoma ao longo do plano axial destas dobras, ou paralelo ao bandamento principal. A foliação oblíqua S_{n+1} também é definida por cristais subidioblásticos de biotita e hornblenda.

O quartzo ocorre poligonizado na matriz, intersticial e goticular associado ao plagioclásio porfiroclástico. O microclínio freqüentemente está associado a mirmequita. Cristais esqueléticos de hornblenda e zoisita apresentam inclusões de quartzo amebóide (LD-III-170B). O clinopiroxênio, de ocorrência mais restrita, às vezes apresenta inclusões de quartzo goticular no contato com a hornblenda. A titanita aparece manteada por ilmenita. Ocorrem opacos poiquiloblásticos tardios englobando cristais de zoisita, hornblenda e quartzo (LD-IX-18₁). A fase retrometamórfica é caracterizada pela substituição de hornblenda por biotita, de clinopiroxênio por hornblenda e de plagioclásio por epidoto.

LEGENDA

Foto 1: Sillimanita-granada-biotita gnaiss metatexitico, com destaque para os porfiroblastos de granada, que ocorrem em abundância.

Ponto SB-IX-108a.

Foto 2: Afloramento do sillimanita-granada-biotita gnaiss metatexitico bandado, com leucossoma.

Ponto OL-V-1.

Foto 3: Dobra recumbente regional no quartzito do topo da Serra Negra, vista do sul da área OL-V.

Foto 4: Porfiroclasto de feldspato rotacionado, formando cauda de pressão do tipo $-\sigma$

Ponto SB-III-16

Foto 5: Hornblenda-biotita gnaiss do Complexo Mantiqueira, com bandamento composicional alternando bandas máficas ricas em hornblenda e biotita e bandas félsicas ricas em quartzo e feldspato.

Ponto LD-I-1P.

Foto 6: Hornblenda-biotita gnaiss bandado, com bandamento composicional. Foliação principal dobrada, onde localmente ocorre a injeção de leucossoma ao longo do plano axial destas dobras.

Ponto NLD-23.

PRANCHA I



Foto 1

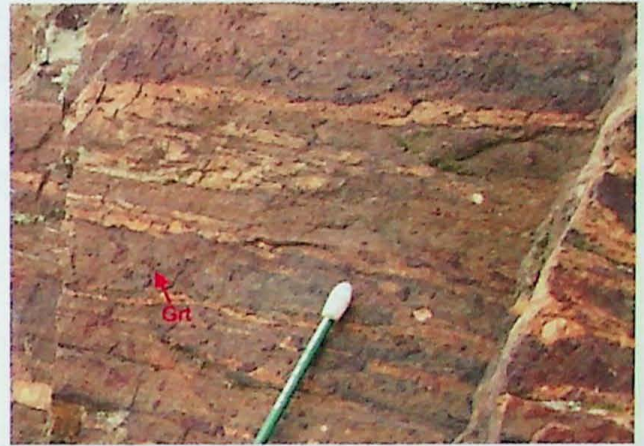


Foto 2



Foto 3



Foto 4



Foto 5



Foto 6

8.2.5.3. Biotita gnaiss com granada

Migmatito estromático, com bandamento gnáissico que alterna bandas quartzo-feldspáticas, com textura granoblástica, inequigranular média a grossa e bandas ricas em biotita, com textura lepidoblástica, inequigranular fina a média. As porções mais máficas são bastante ricas em biotita, pobres em quartzo e apresentam como mineral acessório a granada (<2%), de dimensão milimétrica. Há níveis mais quartzosos, centimétricos, em que o quartzo ocorre fortemente estirado, definindo uma lineação de estiramento que indica transporte de topo para NW.

8.2.6. Rochas metabásicas

Ocorrem intercaladas nos ortognaisses do embasamento em lentes métricas a decamétricas na forma de *boudins*, em geral concordantes com a foliação principal. São representadas por anfibolitos bandados e maciços, que variam de biotita anfibolitos, clinopiroxênio anfibolitos e clinopiroxênio-granada anfibolitos. Também ocorrem rochas máficas com estrutura maciça e quantidades variadas de granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e plagioclásio, com o predomínio dos piroxênios em relação ao anfibólio. Geralmente apresentam texturas coroníticas retrometamórficas e cristais bem desenvolvidos (granada granulitos).

LEGENDA

Foto 7: Lajedo extenso de biotita gnaiss do Complexo Mantiqueira.

Ponto: OL-VI-80

Foto 8: Boudin de rocha metabásica, com desenvolvimento de um forte estiramento assimétrico.

Ponto: SB-III-17.

Foto 9: Boudins de rochas metabásicas inseridas no biotita gnaiss do Complexo Mantiqueira. Destaque para a anatexia nas rochas metabásicas.

Ponto: SB-III-17.

Foto 9: Destaque da estrutura da foto anterior e da anatexia.

Ponto: SB-III-17

Foto 10: Boudins de anfibolito sigmoidais, com bolsões de leucossoma e bandas estromáticas na rocha metabásica, que indicam transporte de topo para NE.

Ponto: SB-III-17.

Foto 11: Boudin de anfibolito.

Ponto SB-III-17

PRANCHA II



Foto 7



Foto 8



Foto 9



Foto 9



Foto 10



Foto 11

9. PETROGRAFIA

9.1. PARAGNAISSES

9.1.1. granada-biotita-sillimanita-quartzo xisto com muscovita

Esta unidade ocorre predominantemente como um corpo alóctone. Apresenta textura porfiroblástica, com porfiroblastos sub-idioblásticos de granada, em matriz de textura lepidonematoblástica nos leitos ricos em biotita e sillimanita e granoblástica nos leitos quartzosos. Estes leitos definem a foliação dominante S_n , localmente crenulada com pequenas dobras assimétricas. Localmente o quartzo ocorre lenticularizado segundo a foliação milonítica principal (S_n), na forma de *boudins* milimétricos a centimétricos. São observados arcos poligonais de sillimanita, mimetizando a foliação anterior S_{n-1} .

A biotita ocorre freqüentemente intercrescida com a sillimanita fibrolítica ou como sombra de pressão na granada. A granada está substituída por quartzo e biotita nas bordas. Apresenta um traço da foliação anterior preservado no seu interior, na forma de inclusões de biotita, muscovita, quartzo e sillimanita, com orientação discordante em relação à foliação externa. A fase retrógrada é representada principalmente pela substituição da biotita por muscovita.

9.1.2. granada - sillimanita - biotita gnaiss com feldspato potássico e muscovita (±cianita)

A rocha apresenta estrutura bandada e textura porfiroblástica, inequigranular fina a grossa, com porfiroblastos de granada de granulação grossa (~1,5cm). Apresenta matriz de granulação fina a média, que alterna bandas quartzo-feldspáticas granoblásticas e bandas nemato-lepidoblásticas, ricas em sillimanita (15-20%) e biotita (20-25%) intercrescidas, orientadas paralelamente à foliação principal S_n . O quartzo (35-40%) e o feldspato potássico (<5%) ocorrem na matriz na forma de leitos bastante estirados. Os leitos ricos em sillimanita, biotita e muscovita (5%) estão freqüentemente crenulados, localmente com crescimento de muscovita tardia ou sillimanita, paralelas ao plano axial da crenulação (S_{n+1}) e truncando a biotita orientada segundo a S_n .

Os porfiroblastos de granada (10-15%) são xenoblásticos e intercinemáticos, com inclusões de biotita, muscovita, sillimanita, feldspato potássico, quartzo, ilmenita (<5%), rutilo (<3%), cianita (<1%), zircão (<1%) e turmalina (<1%). Registram no seu interior um traço da foliação anterior (S_{n-1}), na forma de trilhos de ilmenita e rutilo, oblíquos e descontínuos em relação à foliação externa principal.

A granada intercinemática possui inclusão de cianita, em paragênese com biotita e muscovita e associada a $Sil + Ms + Bt + Kfs + Ilm$ (**Fotomicrografia 1**). Há sillimanita prismática, em seção basal, em paragênese com feldspato potássico e biotita e sillimanita prismática xenoblástica substitui a biotita ao longo de clivagem e engloba ilmenita. O crescimento do porfiroblasto de granada, quando no estágio intercinemático, se deu na transição do campo de estabilidade da cianita para o campo da sillimanita. Parte da foliação interna encontra-se paralela às bordas do porfiroblasto, sugerindo um domínio sin-cinemático de crescimento da granada, tipo *strain-cap*. São freqüentes fraturas tardias, paralelas à foliação externa, e relacionadas ao relaxamento da compressão. Nelas ocorre substituição da granada por biotita, fibrolita e ilmenita, além de clorita tardia, substituindo a biotita. O zircão (<1%) está incluso em biotita, produzindo halos pleocróicos.

9.1.3. granada - sillimanita - biotita gnaiss com muscovita

É caracterizada por uma textura porfiroblástica (granada de 0,5 -1,5 cm), associada a uma alternância de bandas granoblásticas quartzo-feldspáticas e bandas nematolepidoblásticas ricas em sillimanita e biotita intercrescidas; é inequigranular fino a médio. A biotita (25-30%) e muscovita (<5%) podem ocorrer, na matriz, como arcos poligonais mimetizando a foliação anterior. A foliação principal S_n é definida pelos leitos ricos em sillimanita (10-15%) e biotita, que localmente estão crenulados. Observa-se zona de sombra de pressão de plagioclásio, oligoclásio, (5-10%) em granada. Localmente, desenvolve-se uma foliação milonítica, definida por leitos de sillimanita recristalizados estaticamente na forma de pares S-C, intercalados com leitos granoblásticos ricos em quartzo sigmoidal (**Fotomicrografia 2**).

Pode-se distinguir duas gerações de granada (5-7%): inter a sin-cinemática, com a foliação interna preservada na forma de trilhos de ilmenita e com zonas externas de sombra de pressão ricas em $Bt + Sil$, ou de $Pl + Ms + Bt$. Cristais bipiramidados de zircão (<1%) são frequentes. A fase pós-cinemática é caracterizada por cristais idioblásticos a subidioblásticos, límpidos e truncando a foliação S_n (**Fotomicrografia 3**). O quartzo (35-40%) está bastante recristalizado, com textura flaser e freqüentemente apresenta contatos retos; às vezes ocorre preenchendo interstícios.

9.1.4. sillimanita - granada - biotita gnaiss com muscovita

É caracterizado por uma textura porfiroblástica, inequigranular fina a média, com porfiroblastos de granada de granulação média a grossa. A matriz apresenta lentes granoblásticas sigmoidais, ricas em quartzo (15-20%) e plagioclásio (25-30%), intensamente deformadas, recristalizadas e circundadas por leitos ricos em biotita (20-25%) e sillimanita (5-10%). O plagioclásio predominante é o oligoclásio (An_{10-20}). Encontram-se orientados e definem

a foliação principal S_n , desenvolvida em regime de deformação por cisalhamento dúctil. A foliação S_{n-1} encontra-se registrada na forma de trilhos de ilmenita (<5%) e rutilo (<5%) no interior da granada (**Fotomicrografia 4**). As micas recristalizadas da matriz encontram-se poligonizadas, sobretudo nas terminações das lentes granoblásticas sigmoidais.

Os porfiroblastos de granada (10-15%) são elipsoidais e amalgamados, admitindo uma recristalização grossa e poligonizada de biotita, associada a sillimanita e ilmenita, em zonas de sombra de pressão (**Fotomicrografia 5**). É possível reconhecer duas gerações de granada, com composições químicas distintas: uma intercinemática predominante, rica em inclusões de Bt, Qtz, Ilm, Rt, Pl e Zr, seguida de um sobrecrecimento tardi a pós-cinemático, com menor quantidade de inclusões. No interior da granada freqüentemente ocorre biotita idioblástica de granulação grossa, substituindo a granada ao longo das fraturas (**Fotomicrografia 6**). Também ocorrem porfiroblastos sin-cinemáticos de granada, que são menos expressivos. Apresentam uma foliação interna definida por trilhos de opacos e biotita, em continuidade com a foliação externa da matriz (S_n) (**Fotomicrografia 7**).

Os leitos ricos em sillimanita podem definir charneiras intrafoliais com a S_n orientada paralelamente ao plano axial. Localmente ocorre uma crenulação posterior definindo uma fase notadamente pós-xistosa (S_{n+1}), com muscovita (5%) e biotita tardia no plano axial, oblíquas em relação à foliação principal.

O zircão (<2%) ocorre como grãos arredondados associados com a biotita, dando halos pleocróicos. O rutilo ocorre na forma de agulhas no interior da granada ou como cristais subidiomórficos. A ilmenita é em geral tabular, quando inclusa na granada, e ocorre xenoblástica na matriz.

9.1.5. sillimanita-muscovita-biotita-quartzo gnaiss

A rocha é caracterizada por uma textura predominantemente granoblástica, com leitos micáceos com sillimanita, apresentando textura nematolepidoblástica.

A foliação principal S_n é definida pelos leitos ricos em biotita e muscovita, que amoldam os leitos quartzosos bastante estirados e com forma sigmoidal. Esta foliação encontra-se dobrada, e freqüentemente com o crescimento de micas (principalmente muscovita) ao longo dos planos axiais.

Há um registro da foliação anterior S_{n-1} na forma de arcos poligonais de sillimanita, com os flancos paralelizados a foliação principal. Também foram observados cristais idioblásticos de sillimanita, com recristalização estática na forma de pares S-C. Estes tipos de estruturas ocorrem na forma de inclusão em muscovita tardia, idioblástica, de granulação grossa e com orientação oblíqua em relação à foliação principal.

9.1.6. cianita-granada-muscovita-sillimanita-biotita gnaiss porfiroblástico

A rocha possui porfiroblastos pré-cinemáticos de granada e de plagioclásio, em matriz com leitos sigmoidais de quartzo granoblástico e leitos nematoblásticos a sillimanita com biotita, muscovita e cianita associadas e leitos lepidoblásticos micáceos, sillimanita subordinada.

A granada (5-7%), poiquiloblástica, apresenta inclusões randômicas de quartzo, biotita e muscovita, e possui zonas de sombra de pressão de biotita e sillimanita. Localmente ocorre xenoblástica, quando está substituída pela cianita (5%) (**Fotomicrografia 8**). A associação $Grt + Ky + Sil + Ms + Bt + Pl$ é bastante freqüente, com a cianita substituindo a sillimanita e vice-versa (**Fotomicrografia 9**). A sillimanita (10-15%) ocorre com hábito prismático e fibroso, em geral intercrescida com a biotita da matriz, na foliação principal S_n e também orientada segundo a S_{n+1} .

É possível reconhecer duas fases distintas de biotita (20-25%): uma principal, de coloração castanho-avermelhada, de alta temperatura e uma segunda, de coloração verde-clara, de baixa temperatura, em associação com granada, cianita e sillimanita. A muscovita (5-10%) ocorre substituindo a cianita, a sillimanita e a granada, e também em associação com $Pl + Sil + Bt$. Ocorre cianita na foliação principal S_n , associada com arco poligonal de biotita de coloração esverdeada. Cristais subidioblásticos de cianita e biotita na S_{n+1} , truncam cristais de muscovita e de biotita com intercrescimentos lobados com quartzo, na S_n (**Fotomicrografia 10**).

O plagioclásio está situado no limite composicional oligoclásio/andesina (An_{30}). Os porfiroblastos de plagioclásio (25-30%) encontram-se deformados, às vezes com sombra de pressão de biotita, muscovita e sillimanita ou amoldados pelas lentes granoblásticas de quartzo (**Fotomicrografia 11**). O quartzo (15-20%) é poligonizado, apresentando contatos retos. A fraca extinção ondulante destes cristais pode indicar uma superposição de deformação. Localmente invade os porfiroblastos de plagioclásio em zonas de sombras de pressão. As principais fases acessórias são: opacos, zircão e rutilo.

9.1.7. biotita - sillimanita gnaiss com dumortierita e muscovita

A rocha possui textura nemato-granoblástica, inequigranular fina a grossa, caracterizada pela presença de concentrações localizadas de sillimanita e de lentes quartzo-feldspáticas sigmoidais, com biotita (5-10%) subidioblástica orientada na foliação principal. A sillimanita (25-30%) ocorre com hábito fibroso ou prismático (seção basal), na forma de leitos estirados, definindo dobras intrafoliais em bainha, associadas a zonas de *boudins*. Em alguns locais, está intercrescida com biotita, na zona de charneira da crenulação. Também ocorre biotita tardia, com distribuição aleatória.

O plagioclásio (20-25%) é inequigranular médio a grosso, bastante deformado e saussuritizado. Predomina o oligoclásio (An_{20-30}), com quartzo equigranular poligonal fino, nas

bordas dos cristais maiores. O quartzo (35-40%) também ocorre como grãos maiores, bastante recristalizados, na forma de sigmóides. A muscovita (<2%) é geralmente simplectítica e xenoblástica, estando associada com biotita idioblástica, sillimanita prismática e plagioclásio, o que sugere um consumo parcial da mesma para formar estes minerais.

Em uma amostra (LD-III-219) foi observada dumortierita (<5%) nas bordas da sillimanita (**Fotomicrografia 12**) e, mais esparsamente, associada com a biotita e plagioclásio. Possui um pleocroísmo bastante intenso, variando de incolor a rosa-choque (Figuras 4, 5 e 6). Outras fases acessórias observadas são: zircão (<1%) subarredondado gerando halos pleocróicos na biotita e monazita (<1%) arredondada, associada com os leitos quartzo-feldspáticos.

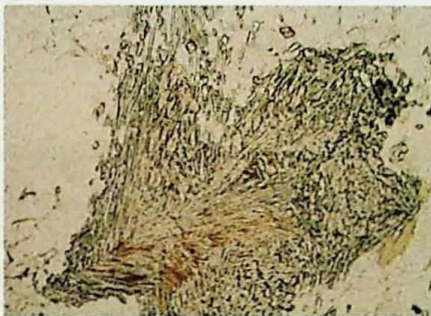


Figura 4: Dumortierita incolor.

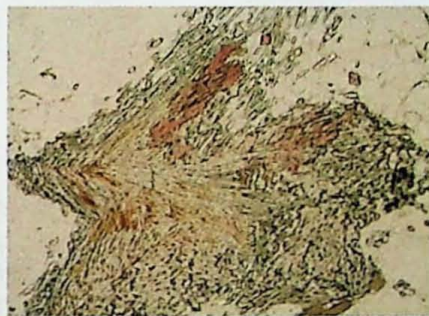


Figura 5: Dumortierita rosada, com pleocroísmo fraco (45°, sentido horário).

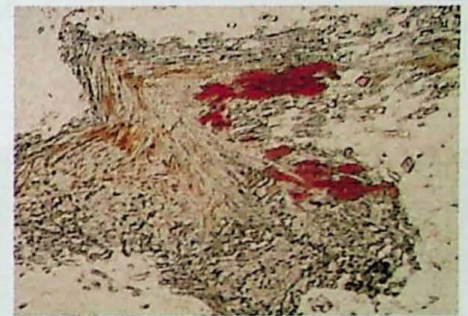


Figura 6: Dumortierita rosa-choque, com pleocroísmo intenso (90°, sentido horário).

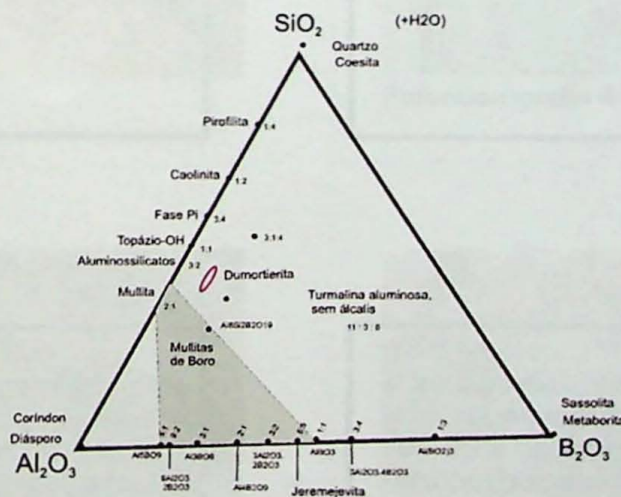


Figura 7: Fases cristalinas do sistema Al_2O_3 - B_2O_3 - SiO_2 - H_2O , em que os minerais são dados pelos seus respectivos nomes, com destaque para a dumortierita. Os números indicam as proporções dos óxidos Al_2O_3 - B_2O_3 ou Al_2O_3 - SiO_2 (Werdning & Schreyer, 1996).

LEGENDA

Fotomicrografia 1: Domínio intercinemático da granada, com um traço da foliação interna preservado na forma de trilhos de ilmenita. Inclusão de cianita em equilíbrio com biotita e muscovita, em associação com Sil + Ms + Kfs + Bt + Ilm. Também ocorrem inclusões de quartzo, rutilo e zircão.

Nicóis paralelos. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: OL-II-112B.

Fotomicrografia 2: Foliação milonítica S-C a sillimanita, associada a peixes de agregados de sillimanita e boudins de leitos quartzo-feldspáticos.

Nicóis paralelos. Objetiva 1,25X.
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: SB-VII-149B.

Fotomicrografia 3: Porfiroblasto de granada pós-cinemático, truncando cristais subidioblásticos de biotita e muscovita.

Nicóis paralelos. Objetiva 10X.
Lado maior da imagem: 2,6 mm.
Amostra: OL-VI-166A.

Fotomicrografia 4: Porfiroblasto intercinemático de granada, com o registro da foliação Sn-1 na forma de trilhos de ilmenita. Lentes nematoblásticas de sillimanita, na foliação externa, estão dobradas e admitindo a foliação principal como plano axial, no canto superior direito.

Nicóis paralelos. Objetiva 1,25X, com aumento intermediário de 2X.
Lado maior da imagem: 5,2 mm.
Amostra: OL-III-39A.

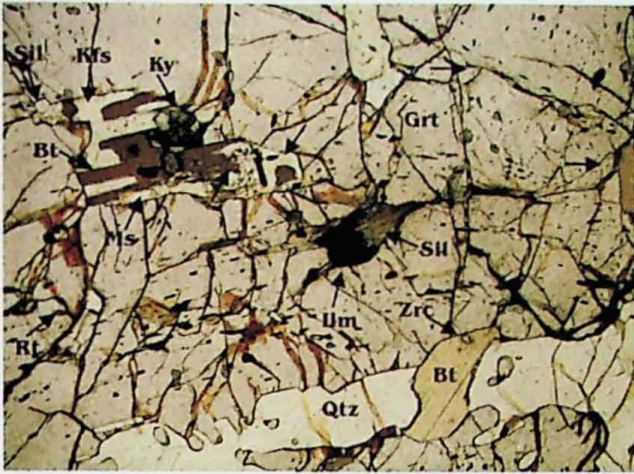
Fotomicrografia 5: Porfiroblastos elipsoidais de granada intercinemática, amalgamados. Possuem zona de sombra de pressão a Bt + Sil + Ilm. Destaque para cristais grossos e recristalizados de biotita.

Nicóis paralelos. Objetiva 1,25X.
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: OL-III-39A.

Fotomicrografia 6: Porfiroblasto de granada tardi a pós-cinemático, sendo substituído por biotita idioblástica, de granulação grossa, ao longo das fraturas.

Nicóis paralelos. Objetiva 4X, com aumento intermediário de 2X.
Lado maior da imagem: 1,63 mm.
Amostra: OL-III-39A.

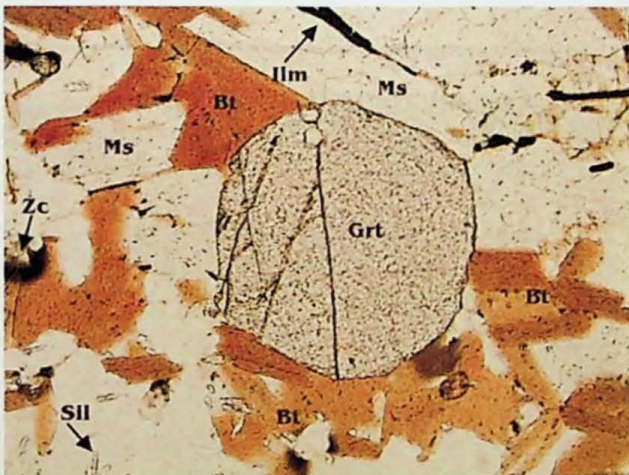
PRANCHA III



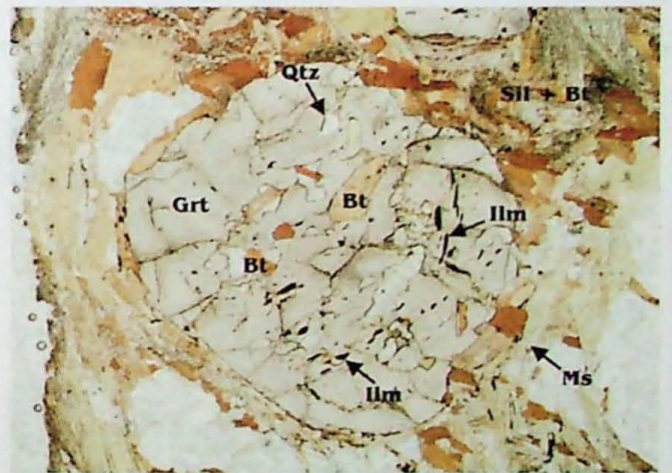
Fotomicrografia 1



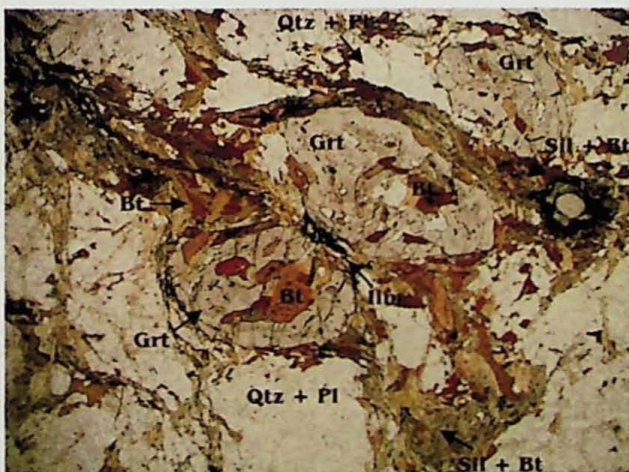
Fotomicrografia 2



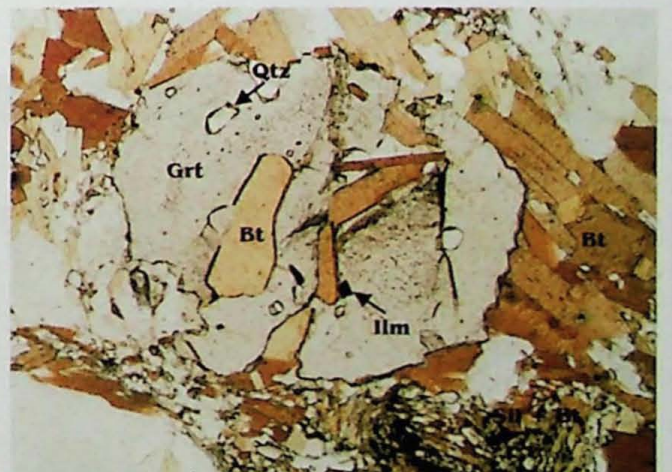
Fotomicrografia 3



Fotomicrografia 4



Fotomicrografia 5



Fotomicrografia 6

LEGENDA

Fotomicrografia 7: Porfiroblasto de granada sin-cinemático, com a foliação principal na forma de trilhos de opacos inclusos e na forma de biotita, em continuidade com a foliação externa da matriz.

Nicóis paralelos. Objetiva 1,25X.
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: SB-IX-89.

Fotomicrografia 8:

Granada sendo substituída por sillimanita e cianita.

Nicóis paralelos. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: SB-IX-147-A.

Fotomicrografia 9:

Cianita sendo substituída por sillimanita, e em associação com biotita, muscovita e plagioclásio.

Nicóis paralelos. Objetiva 10X.
Lado maior da imagem: 2,6 mm.
Amostra: SB-IX-147A.

Fotomicrografia 10:

Biotita idioblástica, pós-Sn, truncando biotita primária, intercrescida com quartzo.

Nicóis paralelos. Aumento 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: SB-IX-147A.

Fotomicrografia 11:

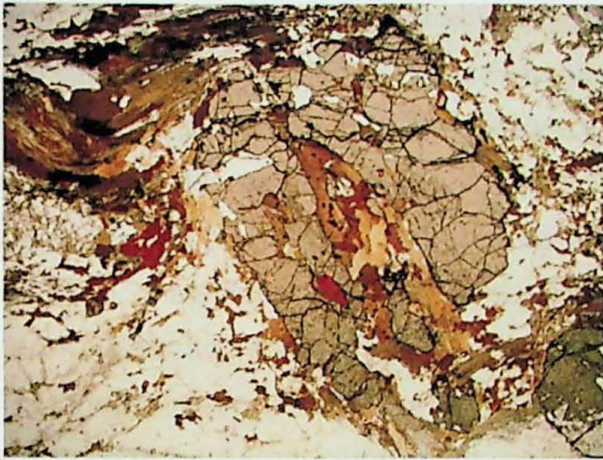
Porfiroblasto de plagioclásio com "boca-de-peixe", em zona de sombra de pressão, amoldado e invadido por quartzogranoblástico poligonal.

Nicóis cruzados. Objetiva 1,25X
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: SB-IX-147A

Fotomicrografia 12: Lentes quartzo-feldspáticas granoblásticas, sigmoidais, com leitos ricos em Sil, definindo dobras intrafoliais e em bainha. Notar a presença de dumortierita associada com sillimanita.

Nicóis paralelos. Aumento 1,25X.
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: LD-III-219.

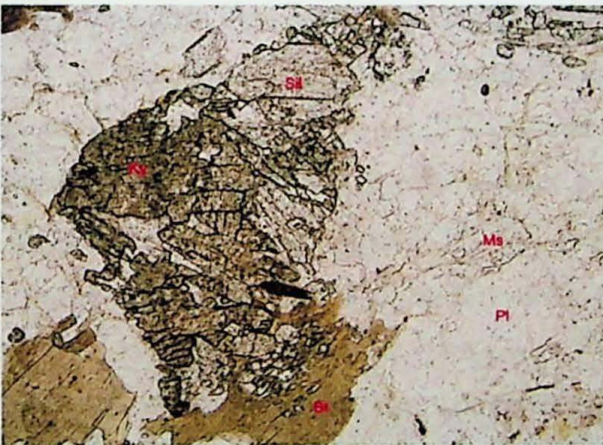
PRANCHA IV



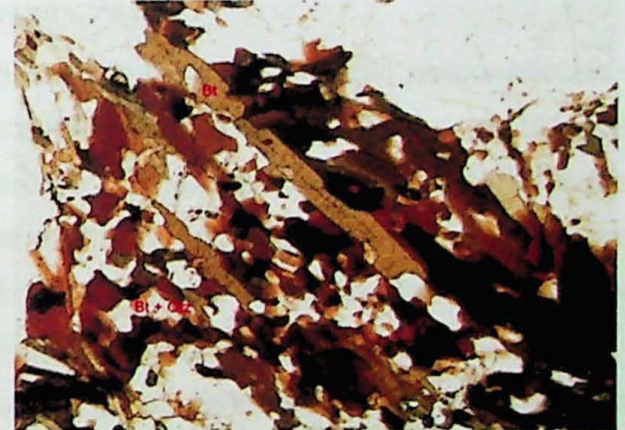
Fotomicrografia 7



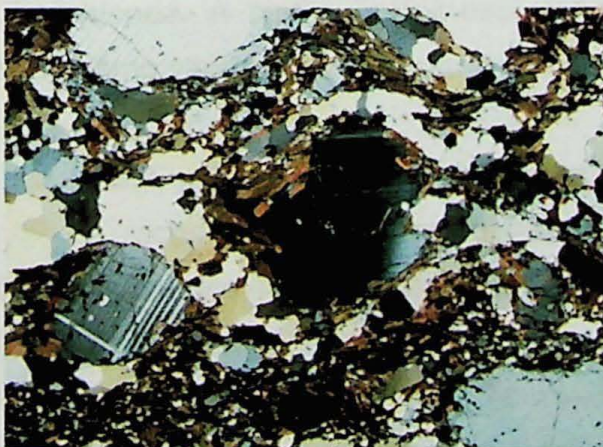
Fotomicrografia 8



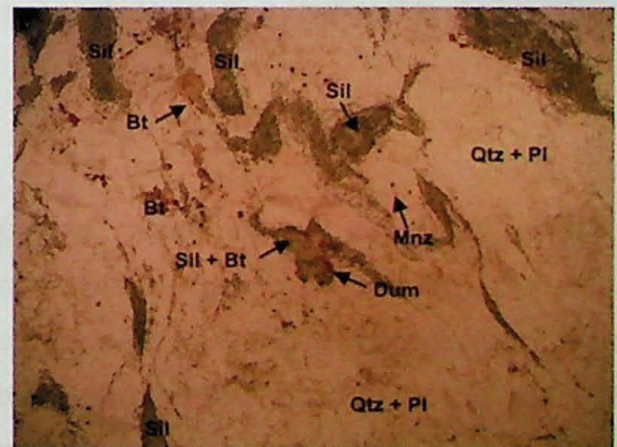
Fotomicrografia 9



Fotomicrografia 10



Fotomicrografia 11



Fotomicrografia 12

9.2. ROCHAS METABÁSICAS (granulitos máficos a hornblenda, granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio)

9.2.1. granada anfibolito a dois piroxênios

Apresenta textura granoblástica, inequigranular fina a média. Rocha leucocrática a mesocrática, pouco foliada, caracterizada pela presença de cristais bem formados de Cpx e Opx substituídos pela hornblenda pelas bordas (**Fotomicrografia 13**). A hornblenda (15-45%) freqüentemente apresenta inclusões de opacos e cristais reliquias de Cpx e plagioclásio, indicando que houve um consumo parcial destes minerais. Também ocorre inclusa em Opx (NLD-7B), evidenciando o metamorfismo progressivo. Localmente observa-se um intercrescimento simplectítico de Hbl + Qtz no contato da granada com o Opx (**Fotomicrografia 14**). Ortopiroxênio (10-20%) com pleocroísmo forte, variando de verde claro a bege-rosado. Ocorre em contatos retos com o Cpx, que pode também ocorrer no interior do Opx (**Fotomicrografia 15**). O clinopiroxênio (10-30%) apresenta pleocroísmo variando de verde amarelado a verde-azulado claro. Freqüentemente com inclusões de quartzo e plagioclásio; localmente com inclusão de granada e plagioclásio (NLD-7A).

A granada é poiquiloblástica e xenoblástica em alguns locais, englobando cristais de hornblenda, plagioclásio, apatita e opacos. Há um predomínio de granada tardia, idioblástica a subidioblástica (1-5%), sendo envolvida por hornblenda e mantendo parcialmente os opacos e o plagioclásio. O plagioclásio (25-45%) encontra-se bastante fraturado e saussuritizado, com contatos retos a suturados com outros grãos. Há o predomínio de andesina (An₃₀₋₅₀), mas também ocorre labradorita (An₅₀₋₆₀). O quartzo (<5%) ocorre intersticial na matriz ou intercrescido com hornblenda. Os opacos (<7%) são, em geral, xenomórficos e freqüentemente ocorrem inclusos em hornblenda. Foram observados megacristais de apatita (<3%), na forma de cristais prismáticos euédricos a subeuédricos, alongados ou na seção basal, associados com o plagioclásio da matriz. Em algumas amostras, ocorre actinolita tardia (<1%) substituindo a hornblenda. A biotita (<1%) está substituindo a hornblenda e a actinolita, apresentando pleocroísmo variando de marrom a pardo.

9.2.2. granada-clinopiroxênio anfibolito

A rocha é muito pouco foliada, representando o núcleo de um corpo anfibolítico de dimensão métrica, menos afetado pelo cisalhamento. É caracterizada pela presença de texturas do tipo *moat* bem desenvolvidas, com o plagioclásio sendo envolvido por granada, que por sua vez é mantida por hornblenda. Também são freqüentes os intercrescimentos de Hbl + Pl + Qtz substituindo os piroxênios, que localmente aparentam ser pseudomorfos de piroxênios totalmente substituídos. Os cristais de Cpx (15-20%) são bastante fraturados e xenomórficos,

localmente na forma de megacristais (~2mm). A hornblenda (45-50%) é idioblástica a subidioblástica, com inclusões amebóides de opacos e quartzo.

O plagioclásio (10-15%) é equigranular poligonal, manteado principalmente por granada (15-20%) e em alguns locais por hornblenda (**Fotomicrografia 16**). Possui o teor de anortita variável, apresentando duas modas: uma de andesina (An_{40-50}), predominante, e outra de oligoclásio (An_{20-30}). A granada é tardia, idioblástica a subidioblástica, manteando o plagioclásio e localmente os opacos. Os principais acessórios são: opacos, (< 5%), apatita (<1%), titanita (<1%) e zoisita (<1%).

9.2.3. granada-clinopiroxênio anfibolito milonítico

Rocha caracterizada por uma estrutura protomilonítica, possivelmente representando a borda de um *boudin* de anfibolito de dimensão métrica. Apresenta textura granonematoblástica, inequigranular fina a média. A hornblenda (55-65%) define a foliação principal S_n , localmente dobrada na forma de dobras suaves. O Cpx (5-10%) ocorre manteado por hornblenda, em geral com intercrescimentos de Hbl + Qtz associados, além de opacos. Há duas gerações de granada (15-20%): uma sin a tardi-cinemática, xenoblástica, substituída por hornblenda, com inclusão de quartzo goticular. Ocorrem intercrescimentos de Qtz + Hbl na borda da granada e entre os cristais de hornblenda, em associação com os opacos (**Fotomicrografia 17**). A geração pós-cinemática é caracterizada por granadas idioblásticas a sub-idioblásticas, praticamente sem inclusões (com pouco quartzo), em equilíbrio com a hornblenda. Constitui a fase principal, formando texturas do tipo *moat*, manteando o plagioclásio, eventualmente os opacos, e sendo envolvida por hornblenda (**Fotomicrografia 18**).

Os cristais de plagioclásio (5-10%) estão bastante estirados, alguns saussuritizados, manteados por granada e/ou hornblenda. O quartzo (5%) ocorre predominantemente nos interstícios e também como inclusão na granada ou intercrescido com hornblenda. As principais fases acessórias são: opacos (< 5%), apatita (< 1%) e zircão (< 1%). Os opacos são predominantemente xenoblásticos, inclusos em hornblenda ou manteados por granada. A apatita é subidioblástica, em geral associada ao plagioclásio e o zircão ocorre na forma de cristais arredondados.

9.2.4. clinopiroxênio-granada anfibolito simplectítico, com ortopiroxênio

Rocha pouco foliada, inequigranular fina a muito fina, caracterizada pela presença de texturas simplectíticas de Hbl + Pl + Qtz, substituindo os piroxênios. A hornblenda (55-60%) ocorre substituindo o Opx e Cpx nas bordas e ao longo de fraturas, geralmente com intercrescimentos de quartzo associados. Apresenta inclusões xenoblásticas de opacos (< 5%),

que também ocorre na matriz com granada e biotita. O Cpx (5-10%) e o Opx (< 5%) também são em geral, xenoblásticos.

A granada (5-10%) é idioblástica a subidioblástica, estando freqüentemente associada ao plagioclásio e a hornblenda, porém sem formar coronas. Ocorrem alguns cristais poiquiloblásticos, englobando quartzo e hornblenda. O plagioclásio (25-30%) predominante é andesina (An₄₅₋₅₀), na forma de cristais poligonizados na matriz, associados com quartzo (< 5%) e apatita (<1%), localmente saussuritizados. A apatita apresenta hábito prismático, mas também ocorre com hábito acicular. A biotita (5-10%) é tardia, idioblástica a subidioblástica, substituindo a hornblenda.

9.2.5. biotita anfibolito

Rocha foliada, com a foliação principal S_n definida por hornblenda, plagioclásio e biotita, estando provavelmente associada com a borda do anfibolito. É caracterizada por uma textura lepidogranonematoblástica, com biotita (10-15%) idioblástica a subidioblástica, substituindo a hornblenda. O plagioclásio (35-40%) ocorre poligonizado na matriz com o quartzo (5-10%), sendo a andesina a fase predominante (An₃₀₋₄₀). Também ocorre plagioclásio reliquiar incluso em hornblenda (55-60%), assim como quartzo goticular. Localmente ocorre textura poiquiloblástica, dada pelos opacos tardios (5%). Apresentam hábito xenomórfico e contornos lobados, englobando grãos de Hbl, Bt, Pl e Qtz. Também ocorre apatita (< 2%), na forma de cristais prismáticos e aciculares, geralmente associada com hornblenda, plagioclásio ou quartzo.

9.2.6. anfibolito simplectítico com granada e piroxênios reliquiores

A rocha não apresenta uma foliação bem definida, sendo predominantemente maciça, inequigranular fina a muito fina. É caracterizada por uma textura simplectítica de Hbl + Pl + Qtz que substitui os piroxênios (**Fotomicrografia 19**). A hornblenda (50-60%) ocorre substituindo o Cpx e o Opx, na forma de intercrescimentos simplectíticos e freqüentemente apresenta inclusões xenomórficas de opacos e granada, além de titanita, plagioclásio e quartzo. Os cristais de Cpx (5-15%) e Opx (< 10%) são reliquiores; estão bastante fraturados e substituídos por hornblenda (**Fotomicrografia 20**). Alguns cristais maiores de Cpx apresentam geminação preservada. Em alguns locais foram observadas feições de desequilíbrio entre os piroxênios, em que o Opx aparenta estar consumindo parcialmente o Cpx (NLD-22A).

O plagioclásio (15-30%), quando visto com os polarizadores descruzados, é ripiforme e aparenta possuir uma textura ígnea. Porém, com os polarizadores cruzados, muitos grãos estão recristalizados e poligonizados junto com o quartzo, apresentando contatos retos a suturados (**Fotomicrografia 21**). O teor de anortita varia bastante (An₃₀₋₇₀), sendo que o plagioclásio

predominante nestas rochas é a andesina, mas também ocorre labradorita. A granada (<5%) ocorre na forma de cristais submilimétricos (< 0,1mm), subidioblásticos a xenomórficos, geralmente associada com o plagioclásio (**Fotomicrografia 22**). Localmente ocorrem texturas coroníticas de granada mantendo o plagioclásio ou os opacos, que por sua vez é envolvida por hornblenda (NLD-20A). O quartzo (5-10%) ocorre principalmente intercrescido com hornblenda ou polygonizado na matriz com plagioclásio.

Aparentemente há três gerações de opacos (< 5%): uma fase xenomórfica principal, em que ocorrem inclusos em hornblenda e localmente manteados por titanita (<1%). Ocorre uma geração de cristais bem formados na matriz, com hábito cúbico e hexagonal (seção basal), associados ao plagioclásio e hornblenda. Há ainda uma fase tardia, intersticial em relação aos grãos de hornblenda e quartzo (NLD-22A). A apatita (<3%) apresenta hábito prismático bem desenvolvido, localmente com hábito acicular. Ocorrem megacristais de apatita de até 2,5mm (**Fotomicrografia 23**), associados com a hornblenda e o plagioclásio da matriz.

9.2.7. clinopiroxênio anfibolito com titanita ($\pm$ ortopiroxênio)

Apresenta textura granonematoblástica, inequigranular fina a média. A hornblenda (50-65%) define a foliação principal S_n , que está localmente dobrada, definindo também a foliação oblíqua S_{n+1} . Ocorre substituindo o Cpx, eventualmente o Opx, e é substituída por biotita e epidoto. Frequentemente apresenta inclusões de titanita, quartzo, plagioclásio e opacos. Localmente ocorrem cristais de hornblenda cisalhados, sigmoidais, com subgrãos de quartzo e plagioclásio nas bordas (NLD-37B).

O plagioclásio (10-35%) está intensamente deformado na matriz, com contatos suturados a lobados com outros grãos, ou intersticial. O quartzo (1-10%) ocorre principalmente incluso na hornblenda, goticular ou amebóide, formando “riachos” de quartzo, na forma de leitos contínuos, aparentemente sem conexão com o quartzo da matriz (**Fotomicrografia 24**). Esta feição pode sugerir uma recristalização de líquido no interior da hornblenda.

Os cristais de Cpx (5-20%) encontram-se bastante fraturados, sendo substituídos pela hornblenda nas bordas e ao longo das fraturas. O Cpx geralmente apresenta quartzo incluso. As inclusões de plagioclásio, titanita e opacos ocorrem somente em alguns grãos. O Opx (<5%), quando presente, é substituído por hornblenda pelas bordas e também apresenta inclusões de opacos, titanita e apatita. A titanita (5%) é xenoblástica quando está mantendo os opacos e idioblástica a subidioblástica na matriz.

As principais fases acessórias são: opacos (<5%), biotita (<5%) apatita (<2%), epidoto (<1%) e zircão (<1%). Os opacos estão, em geral, associados com a hornblenda e o Cpx, poucos grãos estão manteados por titanita. Biotita subidioblástica, tardia, ocorre substituindo a hornblenda ao longo de fraturas e em direção concordante com a foliação principal. A apatita

(<2%) ocorre na forma de cristais prismáticos subidioblásticos, dispersos na matriz com plagioclásio ou inclusos em hornblenda. Localmente foi observada a presença de carbonato (<1%) preenchendo interstícios, associado com hornblenda e quartzo.

Em uma amostra (NLD-37B) há a ocorrência de um leucossoma tonalítico, de granulação grossa, em que os cristais de quartzo e feldspato encontram-se bastante deformados e estirados. Frequentemente ocorrem cristais idioblásticos a subidioblásticos de zoisita e epídoto associados ao plagioclásio.

10. ASPECTOS DA MICROTECTÔNICA DOS PARAGNAISSES

Na parte frontal do Sistema de *Nappes* a cianita ocorre somente como raras inclusões na granada. As rochas que apresentam cianita tardi-cinemática em relação à S_n , encontram-se em domínios mais internos.

As diferentes fases de deformação são bem definidas pelas micas e pela sillimanita. A sillimanita registra uma foliação anterior à S_n , quando inclusa em muscovita. Ocorre como arcos poligonais de crescimento estático, definindo uma foliação interna na forma de cristais idioblásticos com a mesma orientação da foliação principal externa (**Fotomicrografia 25**). A recristalização estática de sillimanita também é manifestada em pares S-C (**Fotomicrografia 26**), preservados sob a forma de inclusões em muscovita pós-cinemática, idioblástica e oblíqua em relação à S_n .

A foliação principal S_n frequentemente ocorre dobrada, às vezes com o crescimento de uma nova fase mineral ao longo do plano axial (**Fotomicrografia 27**). Nos leitos mais micáceos as fases de dobramento são bem marcadas por biotita e localmente por grafita, com biotita e muscovita no plano axial (**Fotomicrografia 28**). Em rochas de composição mais aluminosa, a cianita associa-se a arcos poligonais de biotita que admitem sillimanita prismática definindo a S_{n+1} (**Fotomicrografia 29**).

Além de granadas pré-cinemáticas, com inclusões randômicas, ocorrem granadas intercinemáticas, com foliação interna (S_{n-1}), na forma de trilhos de ilmenita e rutilo, oblíquos e descontínuos em relação à foliação externa principal (**Fotomicrografia 30**). O crescimento do porfiroblasto de granada, quando no estágio intercinemático, se deu na transição do campo de estabilidade da cianita para o campo da sillimanita. Nas bordas do porfiroblasto, a foliação interna encontra-se paralelizada à foliação externa, sugerindo um crescimento sin-cinemático, tipo *strain-cap*. São freqüentes fraturas tardias, paralelas à foliação externa, e relacionadas ao relaxamento da compressão. Também pequenos cristais de granada pós-cinemáticos, livres de inclusões, arredondados a subidioblásticos, truncando a foliação metamórfica.

LEGENDA

Fotomicrografia 13: Textura granoblástica, inequigranular fina a média do granada-hornblenda anfibolito máfico a dois piroxênios.

Nicóis paralelos. Objetiva 1,25X.
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: NLD-7D.

Fotomicrografia 14: Intercrescimento simplectítico de Hbl + Qtz no contato da granada com Opx.

Nicóis paralelos. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: NLD-7D.

Fotomicrografia 15: Cristais de clinopiroxênio em contatos retos e externos com ortopiroxênio, ambos substituídos por hornblenda nas bordas. Notar Cpx incluso (?) em Opx.

Nicóis paralelos. Objetiva 10X.
Lado maior da imagem: 2,6 mm.
Amostra: NLD-7D.

Fotomicrografia 16: Plagioclásio inequigranular poligonal, manteado por colar de granada, em textura do tipo *moat*.

Nicóis cruzados. Objetiva 1,25X, com aumento intermediário de 2X.
Lado maior da imagem: 5,20 mm.
Amostra: NLD-8C.

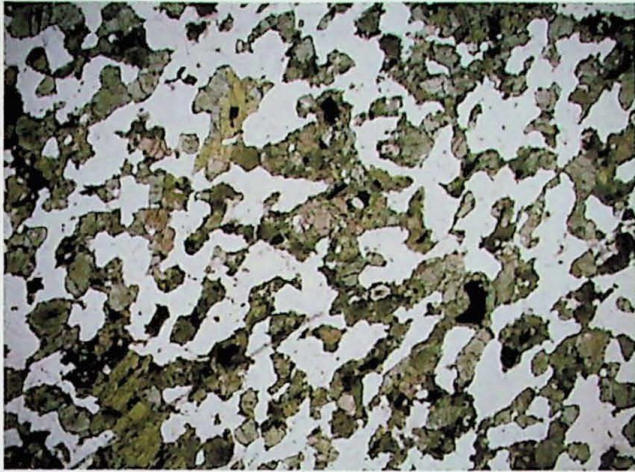
Fotomicrografia 17: Porfiroblasto de granada sin a tardi-cinemático, xenoblástico, substituído por hornblenda e com quartzo em gotas, incluso. Intercrescimento entre quartzo granular e hornblenda na borda da granada e entre cristais de hornblenda. A amostra encontra-se em zona protomilonítica recristalizada. Notar a forma elipsoidal e manteada do porfiroblasto de granada.

Nicóis paralelos. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: NLD-8A.

Fotomicrografia 18: Corona do tipo *moat*, com granada idioblástica manteando plagioclásio.

Nicóis paralelos. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: NLD-8A.

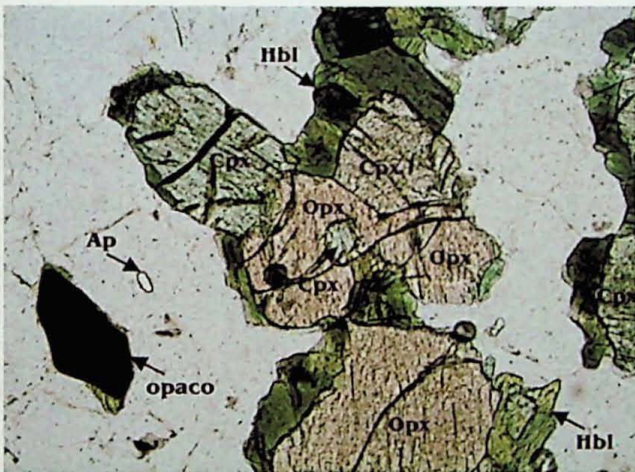
PRANCHA V



Fotomicrografia 13



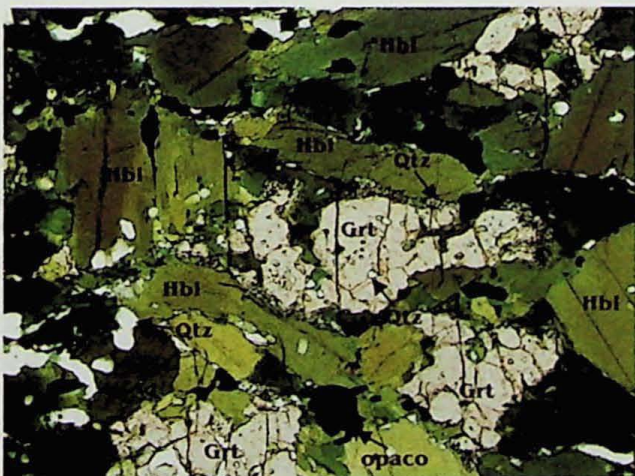
Fotomicrografia 14



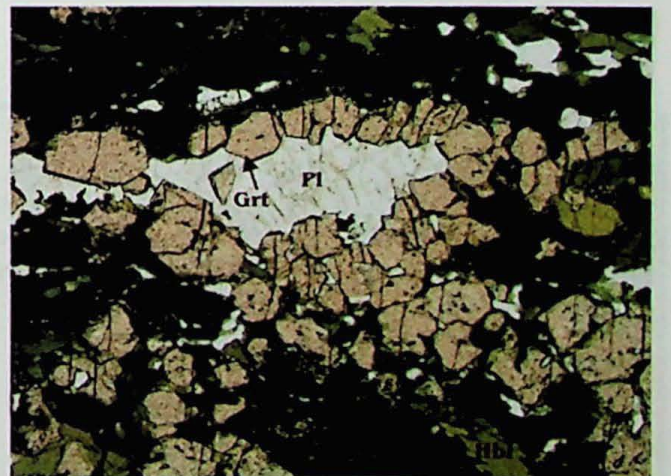
Fotomicrografia 15



Fotomicrografia 16



Fotomicrografia 17



Fotomicrografia 18

LEGENDA

Fotomicrografia 19: Textura simplectítica, caracterizada pela substituição dos piroxênios por intercrescimentos de Hbl + Qtz + Pl.

Nicóis paralelos. Objetiva 1,25X.
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: NLD-20A.

Fotomicrografia 20: Cristais de piroxênio reliquias, substituídos por hornblenda.

Nicóis paralelos. Objetiva 4X, com aumento intermediário de 2X.
Lado maior da imagem: 1,63 mm.
Amostra: NLD-20A.

Fotomicrografia 21: Plagioclásio ripiforme em anfibolito simplectítico e parcialmente poligonizado nas bordas.

Nicóis cruzados. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: NLD-20A.

Fotomicrografia 22: Cristais subidioblásticos de granada dispersos e intergranulares, em meio a ripas de plagioclásio, poligonizadas nas bordas.

Aglomerados de cristais de granada, em manto descontínuo, entre o plagioclásio e a hornblenda. Intercrescimentos simplectíticos de Hbl + Qtz no canto esquerdo.

Nicóis cruzados. Objetiva 4X, com aumento intermediário de 2X.
Lado maior da imagem: 1,63 mm.
Amostra: NLD-20A.

Fotomicrografia 23: Megacristais de apatita, associados com a hornblenda e o plagioclásio da matriz. Granada xenoblástica tardia na borda da hornblenda, que apresenta inclusões de opacos xenoblásticos.

Nicóis paralelos. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: NLD-20A.

Fotomicrografia 24: "Riachos" de quartzo no interior da hornblenda, formando leitos contínuos e aparentemente sem conexão com o quartzo da matriz (recristalização de líquido?).

Nicóis paralelos. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: NLD-37C.

PRANCHA VI



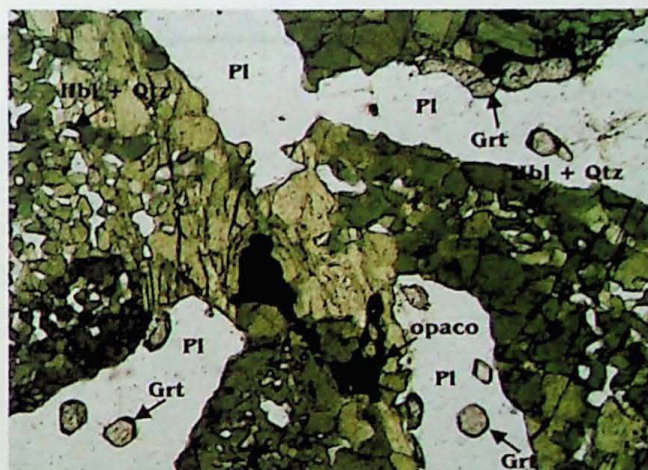
Fotomicrografia 19



Fotomicrografia 20



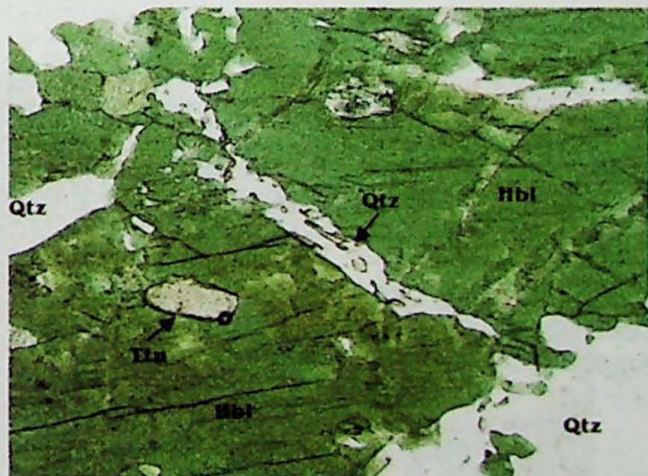
Fotomicrografia 21



Fotomicrografia 22



Fotomicrografia 23



Fotomicrografia 24

LEGENDA

Fotomicrografia 25:

Sillimanita tardi-cinemática na forma de arcos poligonais, mimetizando a S_n-1 , com recristalização estática de sillimanita na S_n (sin-cinemática), incluída em muscovita na S_{n+1} .

Nicóis paralelos. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: SB-I-108.

Fotomicrografia 26:

Muscovita mimetizando a foliação anterior S_n , posterior à sillimanita, com crescimento de sillimanita estática na forma de pares S-C.

Nicóis paralelos. Objetiva 4X.
Lado maior da imagem: 3,2 mm.
Amostra: SB-I-108.

Fotomicrografia 27:

Leitos de biotita e sillimanita intercrescidas definindo a foliação principal, dobrada, onde é possível observar o traço da foliação oblíqua S_{n+1} , com cristalização de biotita idioblástica no plano axial.

Nicóis paralelos. Objetiva 1,25X.
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: SB-IX-89.

Fotomicrografia 28:

Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss, com a foliação principal dobrada com destaque para as micas ao longo dos planos axiais.

Nicóis paralelos. Objetiva 1,25X.
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: SB-I-108

Fotomicrografia 29:

Arco poligonal de biotita, acompanhado por cianita na S_n , com sillimanita plano axial (S_{n+1}).

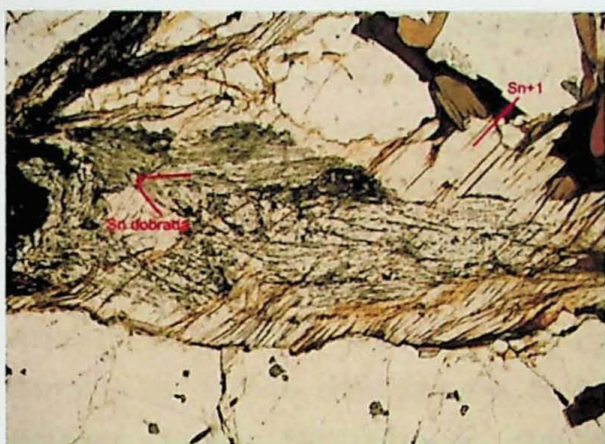
Nicóis paralelos. Objetiva 10X.
Lado maior da imagem: 2,6 mm.
Amostra: SB-IX-147A.

Fotomicrografia 30:

Traço da foliação interna S_i na forma de trilhos de opacos, inclusos em granada. Foliação S_n na matriz, definida por leitos intercrescidos de biotita e sillimanita. A S_n encontra-se dobrada, onde é possível reconhecer o traço da S_{n+1} , com biotita e sillimanita idioblásticas orientadas paralelamente a este traço.

Nicóis paralelos. Objetiva 1,25X.
Lado maior da imagem: 10,2 mm.
Amostra: OL-II-112B.

PRANCHA VII



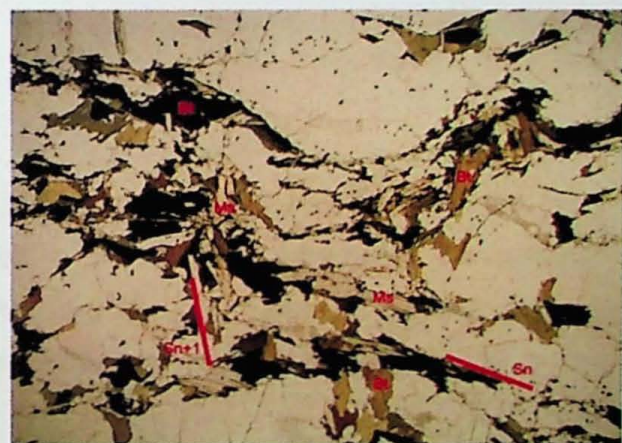
Fotomicrografia 25



Fotomicrografia 26



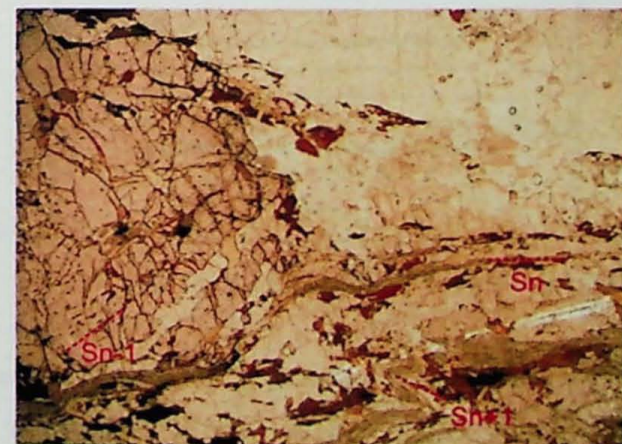
Fotomicrografia 27



Fotomicrografia 28



Fotomicrografia 29



Fotomicrografia 30

11. QUÍMICA MINERAL

Para as análises químicas pontuais realizadas na microsonda JEOL JXA-8600 do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, foram selecionadas duas amostras dos paragneisses (OL-II-112B, OL-III-39A) e duas amostras das rochas metabásicas (NLD-7D, NLD-20A). As fases minerais analisadas dos paragneisses foram: granada, biotita, muscovita, feldspato, ilmenita e rutilo. Nas rochas metabásicas foram feitas análises na granada, plagioclásio, anfibólios e piroxênios. Para as análises de granada, biotita, muscovita, feldspato, ilmenita, anfibólios e piroxênios foi utilizada uma voltagem de 15 kV e corrente de 20 nA, com diâmetro de feixe entre 5 e 10 μm . Para analisar o rutilo, utiliza-se uma voltagem de 20 kV e corrente de 120 nA com diâmetro de feixe em 5 μm . Os dados da química mineral foram tratados através da utilização dos programas MINPET 2.02 (Richard, L. 1995) e THERMOCALC, versões 2.4, 3.1 e 3.26 (Powell & Holland, 1988).

11.1. PARAGNAISSES

11.1.1. GRANADA

⇒ Amostra OL-II-112B

A granada da amostra OL-II-112B possui teores pouco variáveis de ferro e cálcio e teores mais ou menos constantes de magnésio e manganês. Apresenta as seguintes proporções entre os membros finais: $\text{Alm}_{76,6-83,5}$ $\text{Prp}_{9,3-12,3}$ $\text{Grs}_{2,3-9,8}$ $\text{Sps}_{1,9-4,4}$. Foram realizados dois perfis em um porfiroblasto elipsoidal de granada, um transversal (Figura 8) e outro longitudinal (Figura 9).

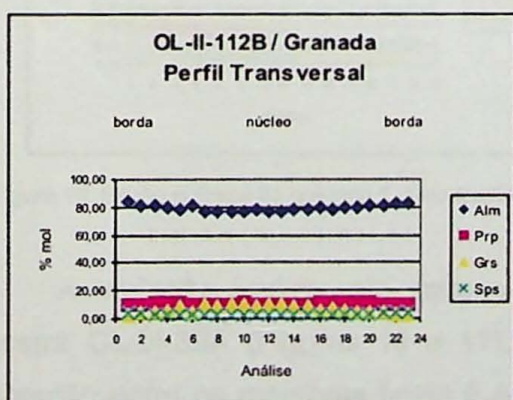


Figura 8: Seção química de granada, em perfil transversal.

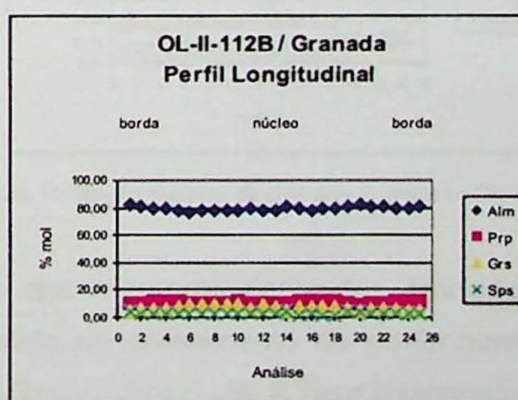


Figura 9: Seção química de granada, em perfil longitudinal.

O perfil transversal abrange o domínio intercinemático da granada, onde ocorre uma variação dos membros grossulária ($\text{Grs}_{2,3-9,8}$) e almandina ($\text{Alm}_{76,6-83,5}$) e encontra-se nas proximidades da inclusão de cianita. O teor elevado de cálcio está provavelmente relacionado ao pico bórico associado ao campo de estabilidade da cianita. O teor de ferro no núcleo da

granada é menor do que nas bordas, podendo ser correlacionado com a composição da biotita inclusa, que é rica no membro flogopita. O ligeiro aumento no conteúdo em piropo, do núcleo em direção às bordas, pode ser correlacionado com a biotita da matriz, mais rica no membro annita. Assim as variações no quimismo das fases minerais podem apresentar uma correlação da composição com as texturas e paragéneses.

O perfil longitudinal abrange o domínio sin-cinemático da granada e parte do domínio intercinemático, com inclusão de cianita. A composição química ao longo do domínio sin-cinemático predominante é homogênea, em comparação com o domínio intercinemático. É possível observar dois picos de ferro, associados com uma ligeira diminuição no teor cálcio no núcleo do porfiroblasto, nas proximidades de inclusões de biotita e feldspato. Isto se deve à difusão química ocorrida, facilitada pela existência de uma zona de fraturamento interna na granada. Ocorre um pequeno aumento do membro piropo ($\text{Prp}_{9,3-12,3}$) e diminuição dos membros almandina (Alm_{77-82}) e grossulária ($\text{Grs}_{3,8-9,5}$), do núcleo em direção às bordas, conforme observado na seção anterior. Esta associação se deve à troca de Fe-Mg entre a granada e a biotita (almandina + flogopita $\leftrightarrow$ piropo + annita).

⇒ Amostra OL-III-39A

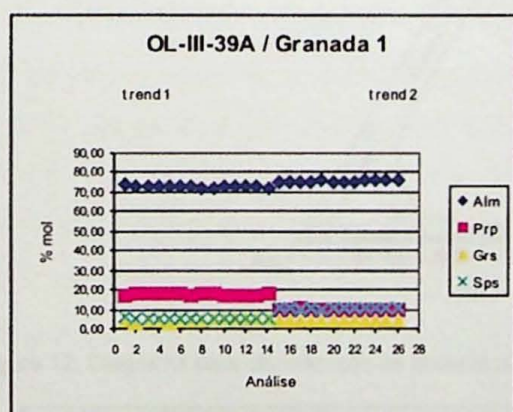


Figura 10: Seção química da granada 1, amostra OL-III-39A.

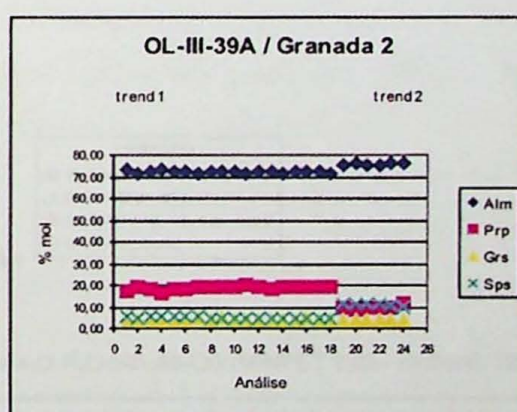


Figura 11: Seção química da granada 2, amostra OL-III-39A.

A variação brusca, em salto, na composição dos membros finais das granadas da amostra OL-III-39A (Figuras 10 e 11), sugere um hiato no crescimento do porfiroblasto. A proporção entre os membros finais é $\text{Alm}_{71-76}\text{Prp}_{19,7-8,9}\text{Grs}_{3,7-4,4}\text{Sps}_{4,7-11,3}$. A fase intercinemática pode corresponder a uma primeira geração de granada, mais rica em piropo ($\text{Prp}_{16,4-17,9}$) e empobrecida em almandina ($\text{Alm}_{71,9-73,6}$) e espessartita ($\text{Sps}_{5,1-6,1}$), apresentando muitas inclusões de biotita, ilmenita, rutilo, quartzo e plagioclásio. A segunda geração de granada é caracterizada por um sobrecrecimento tardio, praticamente isento de inclusões. É mais rico

nos membros almandina ($\text{Alm}_{75-76,3}$) e espessartita ($\text{Sps}_{9,9-10,6}$) e possui menor quantidade de piropo ($\text{Prp}_{9,3-10,2}$). Este hiato composicional sugere um crescimento descontínuo da granada.

11.1.2. FELDSPATO

⇒ Amostra OL-II-112B

O feldspato da amostra OL-II-112B ocorre na forma de ortoclásio não-geminado, em paragênese com cianita, sillimanita, biotita, muscovita e ilmenita no interior da granada. Na matriz, está em associação com quartzo, biotita, sillimanita e granada. Apresenta as seguintes proporções entre os membros-finais:

Matriz: $\text{An}_{0-0,1}\text{Ab}_{13,5-20}\text{Or}_{79,9-84,8}$

Inclusão: $\text{An}_{0-0,1}\text{Ab}_{4,1-12,6}\text{Or}_{87,4-95,8}$

Em geral, o teor de ortoclásio é mais elevado nos cristais inclusos na granada, em comparação com o feldspato da matriz (Figura 12). Os cristais da matriz analisados apresentam uma pequena variação no teor de ortoclásio, que diminui do núcleo em direção às bordas (Figura 13).

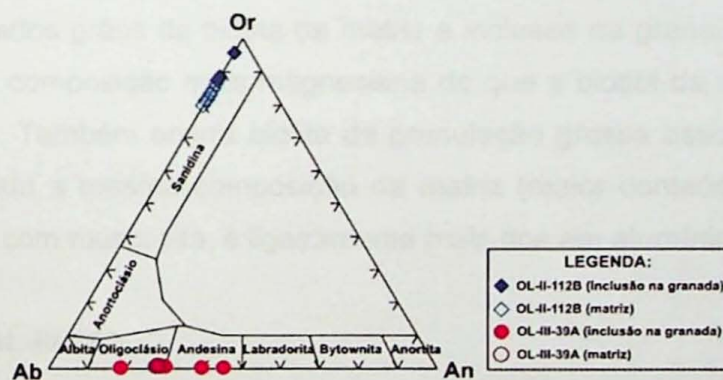


Figura 12: Diagrama para classificação de feldspatos no sistema $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (An-Ab-Or) (MINPET 2.02 - Richard, 1995).

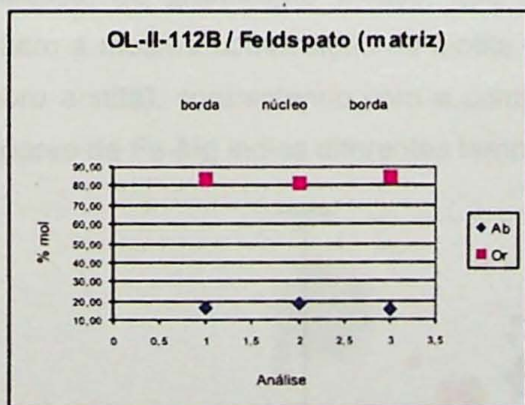


Figura 13: Seção química de ortoclásio da matriz.

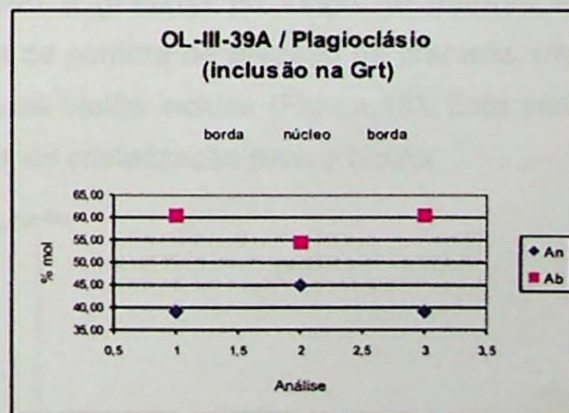


Figura 14: Seção química de um cristal de plagioclásio.

⇒ Amostra OL-III-39A

O plagioclásio (andesina) da amostra OL-III-39A ocorre em associação com biotita, sillimanita, quartzo e ilmenita na matriz e com biotita, ilmenita e quartzo, no interior da granada. Apresenta as seguintes proporções entre os membros-finais:

Matriz: $An_{27,3-28}Ab_{71,1-71,9}Or_{0,8-1,0}$

Inclusão: $An_{18,2-45,1}Ab_{54,6-81,4}Or_{0,3-0,8}$

A composição química do plagioclásio incluso na granada é mais cálcica, situando-se no limite andesina/oligoclásio. Apresenta uma maior variação no teor de anortita, sendo mais cálcico nas bordas e mais sódico no núcleo (Figura 14), o que pode sugerir uma temperatura inicial de cristalização mais baixa, ou uma pressão mais alta. Já os cristais de plagioclásio da matriz (oligoclásio), apresentam uma composição química mais homogênea, e são mais sódicos do que os cristais inclusos (Figura 12).

11.1.3. BIOTITA

⇒ Amostra OL-II-112B

Foram analisados grãos de biotita da matriz e inclusos na granada. A biotita inclusa na granada possui uma composição mais magnesiânica do que a biotita da matriz, que é mais rica em ferro (Figura 15). Também ocorre biotita de granulação grossa associada com fraturas na granada, apresentando a mesma composição da matriz (maior conteúdo em anrita) Quando está em paragênese com muscovita, é ligeiramente mais rica em alumínio.

⇒ Amostra OL-III-39A

As inclusões de biotita de granulação fina na granada são ricas no membro flogopita e possuem um teor de Ti menor em relação à biotita da matriz. Ocorrem cristais de biotita idioblástica, de granulação grossa, que substituem a granada ao longo de fraturas e que possuem a mesma composição da biotita da zona de sombra de pressão na granada, (rica no membro annita), contrastando com a composição da biotita inclusa (Figura 15). Esta variação nos teores de Fe-Mg indica diferentes temperaturas de cristalização para a biotita.

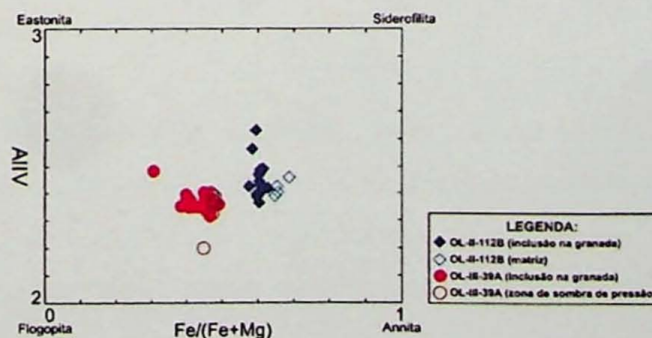


Figura 15: Diagrama para classificação de biotita. (MINPET 2.02 – Richard, 1995).

11.1.4. RUTILO

Foram feitas análises de rutilo somente nos cristais inclusos na granada, onde ocorre em maior abundância. O principal objetivo das análises de rutilo foi identificar os teores de Zr, para a aplicação do geotermômetro de Zr em rutilo.

⇒ Amostra OL-II-112B

Entre os cristais de rutilo analisados nesta amostra, é possível identificar duas modas de teores de Zr. Os cristais de rutilo com teores de Zr menores (230 – 489 ppm Zr) geralmente ocorrem nas bordas do porfiroblasto ou associados com zonas de fraturamento internas da granada. Já os cristais de rutilo, cujos valores de ppm de Zr são maiores (710 – 910 ppm Zr), apresentam hábito acicular e ocorrem no núcleo da granada, onde a difusão química é menor.

⇒ Amostra OL-III-39A

Nessa amostra não ocorre um contraste bem marcado no conteúdo de Zr entre os diferentes cristais de rutilo analisados. Os grãos de rutilo com teores menores de Zr (289 – 377 ppm Zr) ocorrem nas bordas da granada e associados com fraturas, o que facilita a difusão. O teor mais elevado (466 ppm Zr) ocorre no núcleo de um porfiroblasto de granada, isento de fraturas.

11.2. ROCHAS METABÁSICAS

11.2.1. GRANADA

⇒ Amostra NLD-7D

Os cristais de granada na amostra NLD-7D apresentam uma composição aproximadamente homogênea, com as seguintes proporções entre os membros finais: $\text{Alm}_{58,7-63}$ $\text{Prp}_{12,3-16,4}$ $\text{Grs}_{18,8-21,9}$ $\text{Sps}_{4,29-5,4}$. Quando a granada está em paragênese com a hornblenda, ocorre uma ligeira diminuição no conteúdo de piropo e grossulária, do núcleo em direção às bordas, acompanhado de um pequeno aumento no teor de almandina e espessartita (Figuras 16 e 17). A maior quantidade de ferro nas bordas da granada também pode estar associada ao resfriamento.

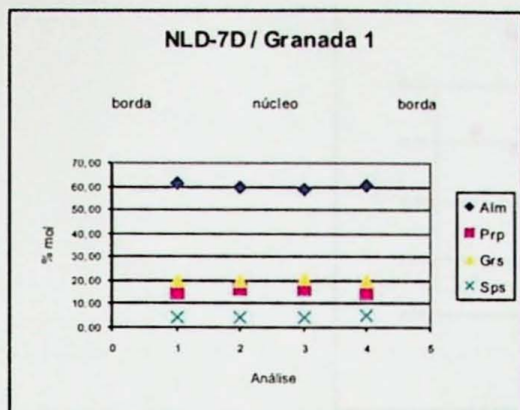


Figura 16: Seção química de granada em paragênese com hornblenda.

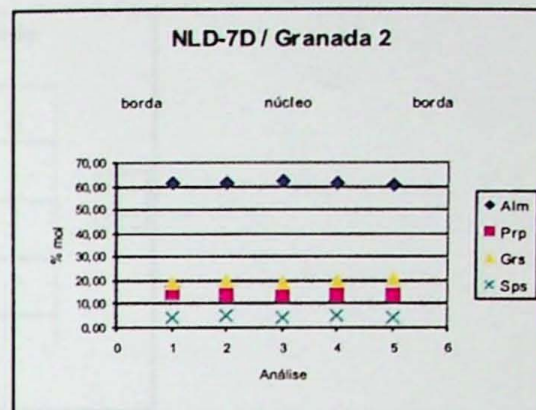


Figura 17: Seção química de um cristal de granada.

⇒ Amostra NLD-20A

A granada apresenta as seguintes proporções entre os membros finais: $\text{Alm}_{53,3-64,1}$ $\text{Prp}_{8,4-15,1}$ $\text{Grs}_{16,2-30,6}$ $\text{Sps}_{4,1-7,1}$. Sua variação composicional está provavelmente associada com as texturas e paragêneses, pois no contato com a hornblenda ocorre um enriquecimento em almandina e espessartita e diminuição em piropo e grossulária (Figura 18). Nas texturas do tipo *moat*, em que a granada ocorre mantendo o plagioclásio, há um ligeiro aumento no conteúdo de grossulária e diminuem os teores de almandina e piropo.

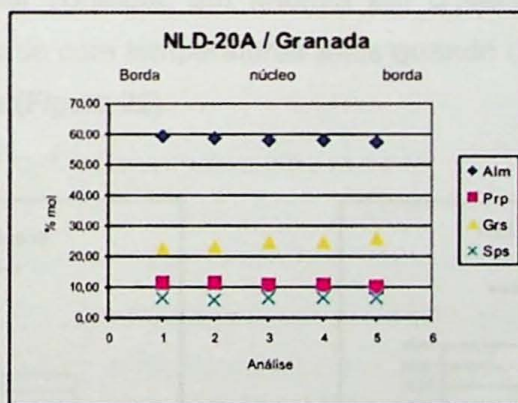


Figura 18: Seção química de um cristal de granada em paragênese com hornblenda, amostra NLD-20A.

11.2.2. PLAGIOCLÁSIO

⇒ Amostra NLD-7D

O plagioclásio da amostra NLD-7D, uma andesina cálcica, não varia muito composicionalmente, apresentando as seguintes proporções entre os membros finais: $\text{An}_{41,9-46,8}$ $\text{Ab}_{51,9-57,1}$ $\text{Or}_{1-1,3}$. Provavelmente ocorreu uma grande difusão química nas bordas de cristais zonados de plagioclásio, que não preserva uma história anterior (Figura 19).

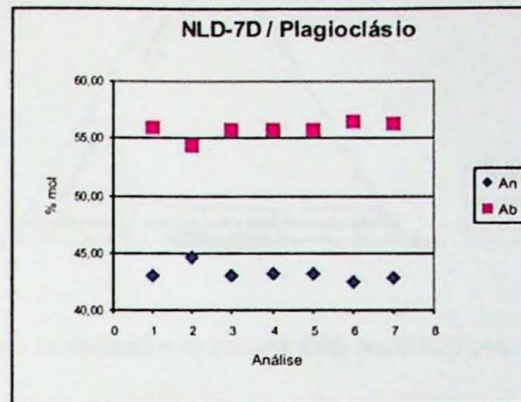


Figura 19: Seção química de um cristal de plagioclásio, amostra NLD-7D.

⇒ Amostra NLD-20A

O plagioclásio da amostra NLD-20A apresenta as seguintes proporções entre os membros finais: $An_{44-65,4}$ $Ab_{34,2-55,22}$ $Or_{0,2-0,1}$. Megacristais de hábito tabular alongado, ripiforme, sugerindo fenocristais reliquias, ocorrem nesta amostra. Foram realizadas duas seções químicas ao longo do mesmo cristal, que indicam uma variação composicional contínua do núcleo (labradorita cálcica) em direção às bordas (andesina) (Figuras 20 e 21). O plagioclásio freqüentemente está manteado por hornblenda ou granada e, nestes contatos, o teor de anortita é menos expressivo (andesina), correlacionado com um incremento em cálcio na granada e anfibólio. O maior conteúdo em anortita em cristais ripiformes, tipo fenocristais, também pode estar relacionado com temperaturas altas quando da cristalização. O plagioclásio predominante é a labradorita (Figura 22).

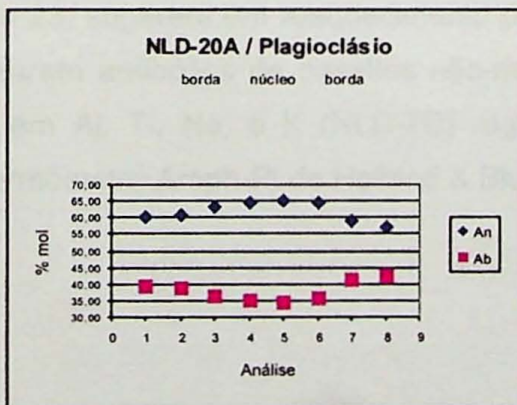


Figura 20: Seção química de plagioclásio, em perfil longitudinal.

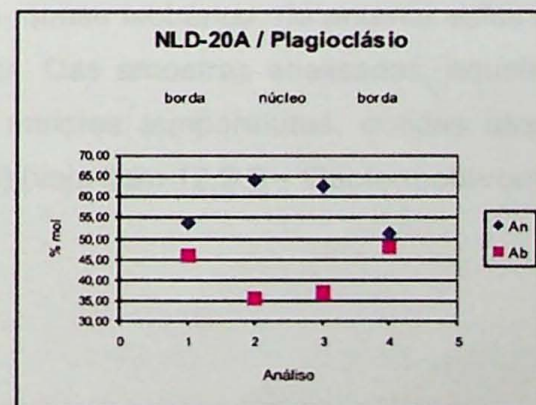


Figura 21: Seção química de plagioclásio, em perfil transversal.

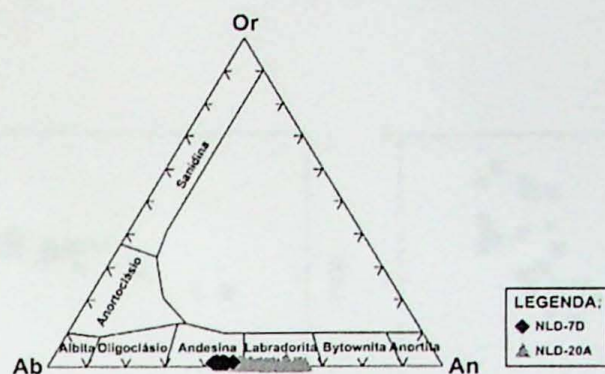


Figura 22: Diagrama para classificação de feldspatos no sistema CaO-Na₂O-K₂O (An-Ab-Or) (MINPET 2.02 - Richard, 1995).

11.2.3. ANFIBÓLIO

Foram analisados grãos de anfibólio em paragênese com granada, ilmenita e clinopiroxênio. As variações nos conteúdos dos elementos maiores são controladas pelas seguintes substituições catiônicas: troca de edenita [${}^T\text{Si} + {}^A\Box = {}^T\text{Al} + {}^A(\text{Na} + \text{K})$] e troca tschermakítica (${}^T\text{Si} + {}^{M1-M3}\text{Mn} = {}^T\text{Al} + {}^{M1-M3}\text{Ti}$). Essas substituições são bastante sensíveis à temperatura e foram investigadas por Bachmann & Dungan (2002) para avaliar as calibrações dos barômetros de hornblenda (Anderson & Smith, 1995) e dos termômetros de hornblenda (Blundy & Holland, 1990 e Holland & Blundy, 1994). É possível observar através dos diagramas de variação dos elementos maiores nos anfibólios (Figura 23), que há um pequeno aumento em Al_2O_3 , acompanhado de um aumento em TiO_2 , Na_2O e K_2O e diminuição nos teores de MgO . Os dados apresentam uma flutuação coerente com a de Bachmann & Dungan (2002), exceto para os teores de MnO , com grande dispersão em ambas as amostras. Segundo Bachmann & Dungan (2002), o aumento de ${}^T\text{Al}$, ${}^{M1-M3}\text{Ti}$ e ${}^A(\text{Na} + \text{K})$ nas bordas dos diagramas exibidos na Figura 23, sugerem um reaquecimento progressivo, quase isobárico, no entanto estes autores analisaram anfibólios de basaltos não-metamórficos. Das amostras analisadas, aquelas mais ricas em Al, Ti, Na, e K (NLD-7D) registram as maiores temperaturas, obtidas através do geotermômetro Amph-PI de Holland & Blundy (1994) (veja item 12.2.3 – Geotermobarometria).

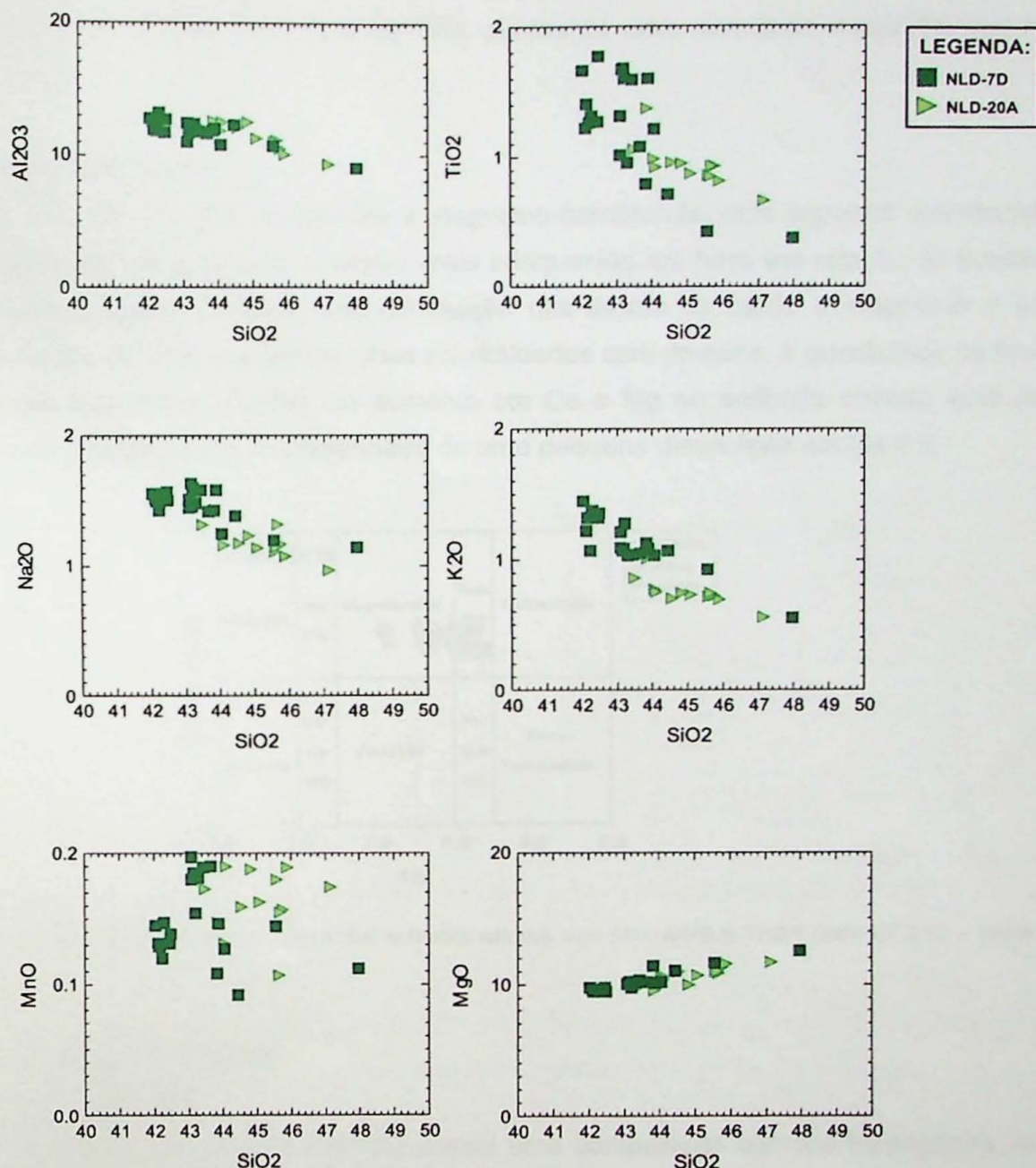


Figura 23: Diagramas de variação dos elementos maiores para os anfibólios das amostras NLD-7D e NLD-20A.

⇒ Amostra NLD-7D

Os anfibólios das rochas metabásicas são classificados em anfibólios cálcicos. O anfibólio predominante na amostra NLD-7D é a hornblenda tschermakítica, embora algumas análises tenham caído no campo da magnésio-hornblenda (Figura 24). Nos contatos com a granada, há um aumento no teor de Al. O teor de Fe e Ti é mais expressivo nas proximidades com ilmenita, enquanto que nos contatos com o clinopiroxênio ocorre um pequeno aumento nos teores de Ca, Mg e Mn. Os trends dos diagramas de variação para elementos maiores indicam que o pequeno aumento em Al é associado com um aumento em Ti, Mn, Na e K e diminuição

em Mg. A variação oscilatória do trend de TiO_2 apresenta uma amplitude maior do que na amostra NLD-20A.

⇒ Amostra NLD-20A

Já na amostra NLD-20A predomina a magnésio-hornblenda, com algumas ocorrências de hornblenda tschermakítica, com o núcleo mais enriquecido em ferro em relação às bordas. No contato com a granada ocorre uma diminuição nos teores de cálcio e magnésio e um aumento nos teores de ferro e alumínio. Nas proximidades com ilmenita, a quantidade de ferro e titânio é mais expressiva. Ocorre um aumento em Ca e Mg no anfibólio quando está em paragênese com clinopiroxênio, acompanhado de uma pequena diminuição em Na e K.

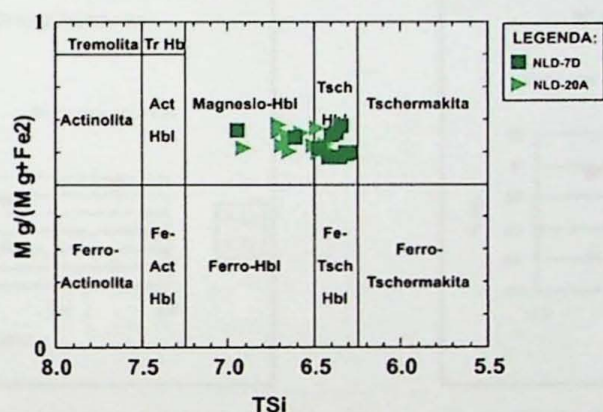


Figura 24: Diagrama de classificação para o grupo dos anfibólios cálcicos com $\text{ANa}+\text{AK}<0.5$; $\text{Ti}<0.5$ (MINPET 2.02 – Richard, 1995).

11.2.4. ORTOPIROXÊNIO

⇒ Amostra NLD-7D

O ortopiroxênio da amostra NLD-7D possui uma composição química homogênea, em que ocorre um aumento pouco expressivo no conteúdo de ferrossilita no núcleo acompanhado de uma diminuição em enstatita nas bordas. Apresenta as seguintes proporções entre os membros finais: $\text{Wo}_{0,6-2,1} \text{En}_{47,1-50,1} \text{Fs}_{48,9-51,4}$ (Figura 25).

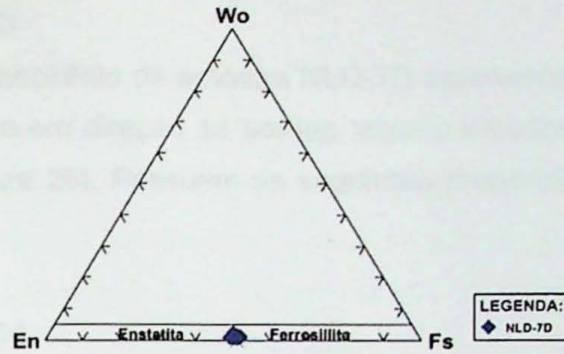


Figura 25: Diagrama para classificação de ortopiroxênios no sistema $Mg_2Si_2O_6$ - $Fe_2Si_2O_6$. $CaMgSi_2O_6$ - $CaFeSi_2O_6$ (En-Fs-Wo) (MINPET 2.02 - Richard, 1995).

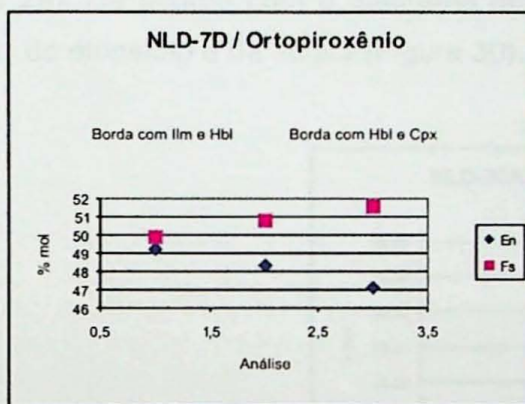


Figura 26: Seção química de ortopiroxênio associado com Ilm, Hbl e Cpx.

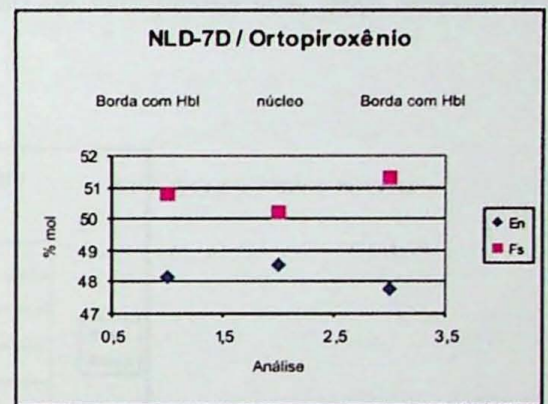


Figura 27: Seção química de ortopiroxênio.

11.2.5. CLINOPIROXÊNIO

O clinopiroxênio predominante na amostra NLD-7D é o diopsídio. Na amostra NLD-20A, o clinopiroxênio varia de diopsídio a augita, quando aumenta o teor de ferro e magnésio.

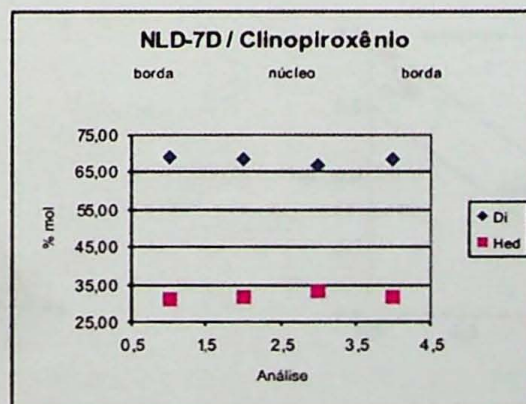


Figura 28: Seção química de um cristal de clinopiroxênio, amostra NLD-7D.

⇒ Amostra NLD-7D

Os cristais de clinopiroxênio da amostra NLD-7D apresentam um incremento no teor de ferro e magnésio do núcleo em direção às bordas, acompanhados de uma diminuição no teor de cálcio nas bordas (Figura 28). Possuem as seguintes proporções entre os membros finais: $Wo_{39-47,2}$ $En_{34-36,7}$ $Fs_{17,7-21,5}$.

⇒ Amostra NLD-20A

O clinopiroxênio da amostra NLD-20A possui as seguintes proporções entre os membros finais: $Wo_{0,6-2,1}$ $En_{47,1-50,1}$ $Fs_{48,9-51,4}$. Apresenta o núcleo mais rico em magnésio (maior conteúdo no membro-final diopsídio), e as bordas mais ricas em ferro (maior teor de hedenbergita) (Figura 29). De acordo com o diagrama de classificação de clinopiroxênios, está situado nos campos do diopsídio e da augita (Figura 30).

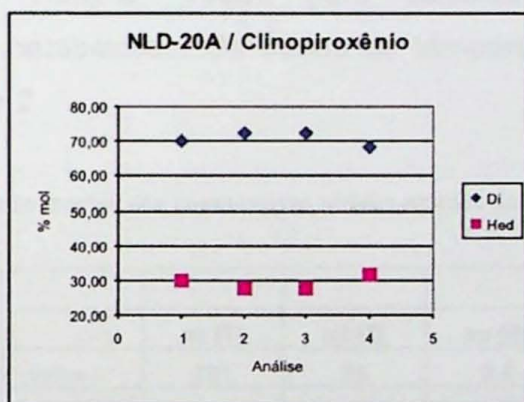


Figura 29: Seção química de um cristal de clinopiroxênio, amostra NLD-20A.

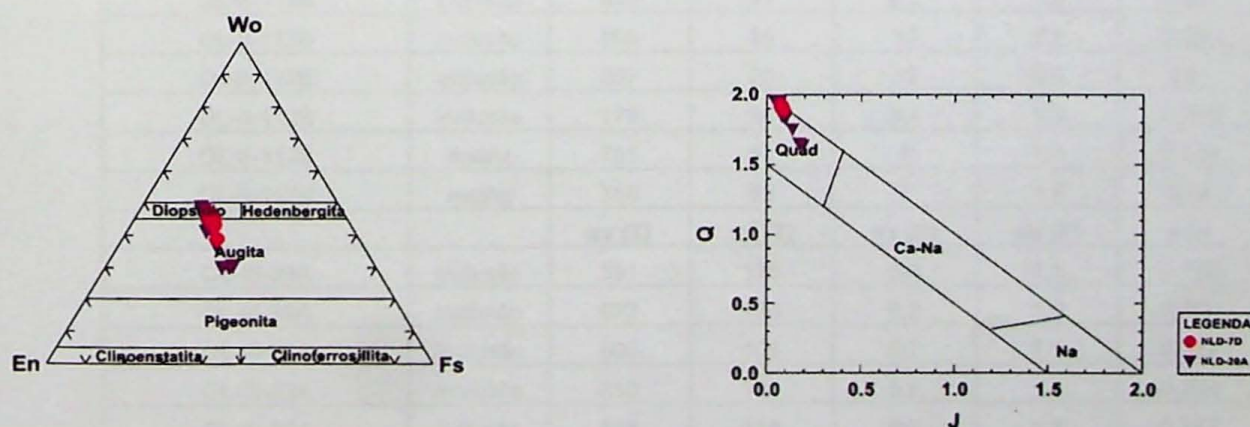


Figura 30: Diagrama para classificação de clinopiroxênios no sistema $CaMgSi_2O_6$ - $CaFeSi_2O_6$ - $Mg_2Si_2O_6$ - $Fe_2Si_2O_6$ (Wo-En-Fs) e no sistema Quad-Jd-Ae. (MINPET 2.02 - Richard, 1995).

12. GEOTERMOBAROMETRIA

➤ THERMOCALC

O THERMOCALC é um programa que foi desenvolvido para realizar uma série de cálculos termodinâmicos utilizando bancos de dados termodinâmicos publicados anteriormente em Holland & Powell (1985) e Powell & Holland (1985). O banco de dados envolve incertezas nos parâmetros termodinâmicos, gerando portanto, incertezas a serem calculadas sobre os resultados obtidos (geotermômetros e geobarômetros). É recomendável que sejam feitas subestimativas destas incertezas em frações molares pequenas. O cálculo de rochas envolve a combinação simultânea de “quadrados mínimos” de condições calculadas para um set de reações aplicáveis para estas rochas. Este set de reações envolve reações independentes que podem ser expressas entre os membros-finais nos minerais constituintes da rocha e nos dados termodinâmicos. A principal vantagem do THERMOCALC é a presença de um banco de dados termodinâmicos internamente consistentes. Foram utilizadas as versões 2.1, 2.4, 3.1 e 3.26 do THERMOCALC (Powell & Holland, 1988), para cálculos geotermobarométricos dos paragnaisses e das rochas metabásicas. Os dados de temperatura e pressão obtidos estão apresentados nas tabelas 1 e 2.

Tabela 1: Dados de temperatura e pressão médias dos paragnaisses obtidas através do THERMOCALC (Holland & Powell, 1988), amostras OL-II-112B e OL-III-39A

Holland & Powell, 1988						
		av (T)	sd (T)	av (P)	sd (P)	corr
OL-II-112B	inclusão	791	28	8.4	1	0.884
OL-II-112B	inclusão	789	27	8.4	1.2	0.802
OL-II-112B	inclusão	820	43	8.6	1.5	0.874
OL-II-112B	inclusão	827	44	8.2	1.8	0.809
OL-II-112B	inclusão	810	31	8.1	1.3	0.801
OL-II-112B	inclusão	806	26	10	0.6	0.981
OL-II-112B	inclusão	807	25	10	0.6	981
OL-II-112B	inclusão	779	58	9.4	1.3	0.979
OL-II-112B	matriz	751	51	7	1.3	0.512
OL-II-112B	matriz	758	53	7	1.2	0.54
		av (T)	sd (T)	av (P)	sd (P)	corr
OL-III-39A	inclusão	591	125	5.3	1.3	0.712
OL-III-39A	inclusão	677	136	6.2	1.5	0.754
OL-III-39A	inclusão	605	100	5.7	1.1	0.724
OL-III-39A	inclusão	610	141	5.5	1.4	0.723
OL-III-39A	inclusão	666	114	6.2	1.2	0.757
OL-III-39A	inclusão	698	160	6.8	1.7	0.786
OL-III-39A	matriz	409	81	2.5	1.3	0.707
OL-III-39A	matriz	676	140	5.8	2.1	0.781
OL-III-39A	matriz	628	128	5.2	1.9	0.768

Tabela 2: Dados de temperatura e pressão médias das rochas metabásicas obtidas através do THERMOCALC (Holland & Powell, 1988), amostras NLD-7D e NLD-20A.

Holland & Powell, 1988					
	av (T)	sd (T)	av (P)	sd (P)	corr
NLD-7D	890	41	9.26	1.93	0.612
NLD-7D	784	111	6.92	1.67	0.516
NLD-7D	683	70	8.35	1.2	0.535
NLD-7D	731	83	8.67	1.26	0.523
NLD-7D	717	77	8.93	1.27	0.54
NLD-7D	757	78	8.78	1.48	0.54
	av (T)	sd (T)	av (P)	sd (P)	corr
NLD-20A	709	66	8.3	1.3	0.614
NLD-20A	690	63	8.6	1.3	0.617
NLD-20A	731	66	9	1.4	0.618
NLD-20A	768	90	8.8	1.5	0.519
NLD-20A	699	85	8	1.4	0.519
NLD-20A	714	81	8.8	1.4	0.545

12.1. PARAGNAISSES

12.1.1. GEOTERMÔMETRO DE Zr NO RUTILO

O termômetro utilizado foi o de zircônio no rutilo, em duas amostras dos paragneisses (OL-II-112B e OL-III-39A). Estudos recentes sobre a dependência da temperatura na solubilidade de zircônio em rutilo têm identificado termômetros (Zack *et al.* 2004; Watson *et al.* 2006; Ferry & Watson, 2007) em sistemas onde o rutilo coexiste com quartzo e zircão. Baseados no aumento conteúdo de zircônio em rutilo com a temperatura e na mudança de volume necessária para a substituição catiônica de Zr^{4+} por Ti^{4+} , sugerindo uma pressão-dependência do termômetro (diminuição do zircônio com o aumento da pressão), Tomkins *et al.* (2007) realizaram experimentos a 10, 20 e 30 Kbar para a determinação termodinâmica dos membros-finais da reação $ZrSiO_4(Zrc) = ZrO_2(Bd \text{ em } Rt) + SiO_2(Qtz)$ e de novas equações termométricas.

Para o cálculo da temperatura foram utilizadas as equações obtidas através de calibração experimental de Watson *et al.* (2006) e Tomkins *et al.* (2007). Os resultados obtidos estão apresentados nas tabelas 3 e 4 (Figuras 31 e 32). A temperatura máxima obtida é da ordem de $748 \pm 50^\circ C$.

➤ Watson *et al.* (2006):

$$T (^{\circ}C) = \frac{4470 \pm 120}{(7.36 \pm 0.1) - \log (Zr)} - 273$$

➤ Tomkins *et al.* (2007):

$$T (^{\circ}C) = \frac{83.9 + 0.410 P}{0.1428 - R \ln (Zr)} - 273$$

onde: R = constante dos gases (0.0083144 kJ/K)
 Zr = ppm Zr

Tabela 3: Dados de temperatura obtidos através do geotermômetro de Zr no rutilo, amostra OL-II- 112B.

Amostra OL-II-112B																	
GEOTERMÔMETRO																	
Zr no Rutilo																	
Zr ₂ O ₃	0.044	0.036	0.054	0.039	0.117	0.114	0.115	0.096	0.123	0.104	0.109	0.046	0.123	0.066	0.031	0.044	0.043
ppm Zr	325.7	266.5	399.8	288.7	866.2	843.9	851.3	710.7	910.6	769.9	806.9	340.5	910.6	488.6	229.5	325.7	318.3
Watson (2006)	693.9	676.5	712.4	683.3	788.9	786.1	787.1	768.2	794.3	776.5	781.4	697.8	794.3	731.1	663.9	693.9	691.9
	654.8	638.7	671.8	645.1	741.9	739.4	740.3	723.0	746.8	730.6	735.1	658.4	746.8	689.1	627.1	654.8	652.9
	606.3	591.1	622.4	597.1	688.9	686.5	687.3	687.3	693.5	693.5	682.4	609.7	693.5	638.7	638.7	606.3	606.3
	643.3	626.8	660.8	633.3	733.4	730.8	731.6	713.8	738.5	721.6	726.3	647.1	738.5	678.6	614.9	643.3	643.3
T (°C) média	649.6	633.3	666.8	639.7	738.3	735.7	736.6	723.1	743.3	730.6	731.3	653.3	743.3	684.4	636.2	649.6	648.6
P (Kbar)	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Tomkins et al. (2007)	647.7	631.7	664.5	638.0	734.2	731.6	732.5	715.4	739.0	722.9	727.3	651.3	739.0	681.7	620.2	647.7	645.8
P (Kbar)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Tomkins et al. (2007)	656.3	640.2	673.3	646.6	743.6	741.1	741.9	724.7	748.5	732.3	736.8	660.0	748.5	690.6	628.6	656.3	654.5

Tabela 4: Dados de temperatura obtidos através do geotermômetro de Zr no rutilo, amostra OL-III-39A.

Amostra OL-III-39A					
GEOTERMÔMETRO					
Zr no Rutilo					
Zr ₂ O ₃	0.045	0.063	0.044	0.039	0.051
ppm Zr	333.14	466.39	325.73	288.72	377.55
Watson (2006)	695.9	726.7	693.9	683.3	707.1
	656.6	685.0	654.8	645.1	667.0
	608.0	634.9	634.9	597.1	617.8
	645.2	674.5	643.3	633.3	655.9
T (°C) média	651.4	680.3	656.7	639.7	662.0
P (Kbar)	8	8	8	8	8
Tomkins et al. (2007)	649.5	677.6	647.7	638.0	659.8
P (Kbar)	10	10	10	10	10
Tomkins et al. (2007)	658.2	686.6	656.3	646.6	668.5

Foram analisados cristais de rutilo inclusos na granada. A granada funciona como um "selante químico", que dificulta a difusão de Zr durante o pico metamórfico. Observa-se que os grãos idioblásticos de rutilo com hábito acicular do núcleo da granada, preservam conteúdos de Zr mais elevados (registro de temperatura mais alta) do que aqueles localizados nas bordas da granada (associadas com a retrogressão?).

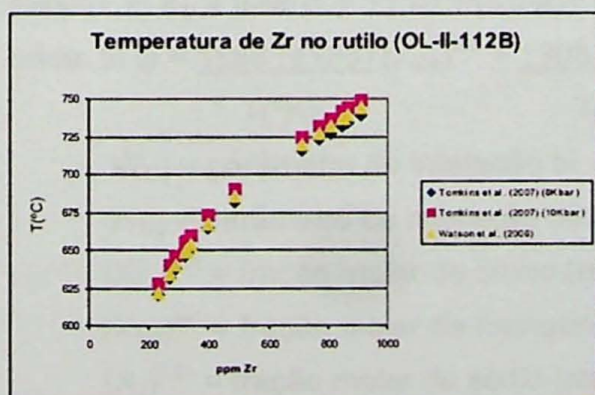


Figura 31: Gráfico de temperatura X ppm Zr, amostra OL-II-112B.

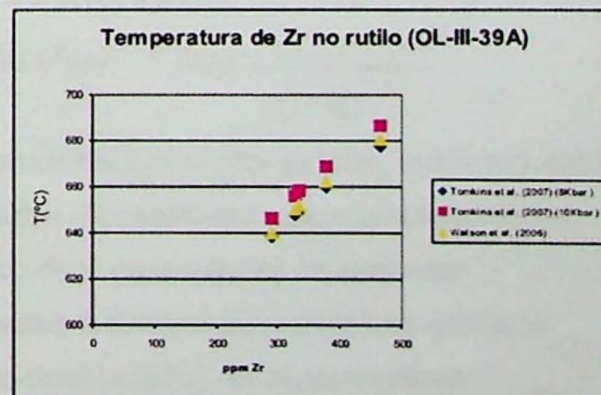


Figura 32: Gráfico de temperatura X ppm Zr, amostra OL-III-39A.

12.2. ROCHAS METABÁSICAS

12.2.1. PTMAFIC

O PTMAFIC 2.0 (Soto & Soto, 1995) é um programa que pode ser utilizado em cálculos termométricos e barométricos para a determinação de trajetórias P-T em rochas máficas e ultramáficas. O programa cria arquivos ASCII de análises químicas normalizadas de anfibólios, granada, epidoto, ilmenita, muscovita, ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina, plagioclásio e espinélio. O programa executa uma extensa série de cálculos estequiométricos e termodinâmicos destes minerais, como: alocação de cátions em sítios em diferentes posições estruturais, cálculo das frações molares e porcentagem em mol dos membros-finais e a aplicação de diferentes modelos termodinâmicos para o cálculo das atividades e dos coeficientes de atividade. Os dados de temperatura obtidos estão apresentados nas tabelas 5 e 6 e os resultados de pressão obtidos estão apresentados nas tabelas 7 e 8. Foram utilizados os seguintes geotermômetros e geobarômetros descritos a seguir:

12.2.1.1. GEOTERMÔMETRO Grt-Cpx

12.2.1.1.1. Ganguly (1979)

O método consiste na integração dos dados termodinâmicos disponíveis de granada e clinopiroxênio com dados termoquímicos e experimentais para expressar o coeficiente de distribuição de Fe-Mg (K_D) entre essas fases avaliando o efeito de Mn e Ca no K_D^{Fe-Mg} , em função da pressão, temperatura e composição química. O coeficiente de distribuição baseia-se em Råheim & Green (1974a), e é definido como:

$$K_D = \frac{(Fe/Mg)^{Grt}}{(Fe/Mg)^{Cpx}}$$

O cálculo de temperaturas superiores a 1333°K (1060°C) é feito através da seguinte expressão: $\ln K_D = [(4100 + 11.07 P(Kbar))/T(^{\circ}K) - 2.400] + \ln \psi$

O cálculo de temperaturas inferiores a 1333°K (1060°C) é feito através da seguinte expressão: $\ln K_D = [(4801 + 11.07 P(Kbar))/T(^{\circ}K) - 2.930] + \ln \psi$

$$\text{onde: } \ln \psi = \frac{1586 (\pm 180) (X_{Ca})^{Grt}}{T(^{\circ}K)} + \frac{1308 (\pm 215) (X_{Mn})^{Grt}}{T(^{\circ}K)} + \frac{W_{HJ} - W_{DJ} (X_J)^{Cpx}}{RT(^{\circ}K)}$$

W_{HJ} = parâmetro de interação binária entre hedenbergita-jadeíta, expresso em KJ

W_{DJ} = parâmetro de interação binária entre diopsídio-jadeíta, expresso em KJ

$(X_{Ca})^{Grt}$ = fração molar de cálcio (membro-final grossulária) na granada

$(X_{Mn})^{Grt}$ = fração molar de manganês (membro-final espessartita) na granada

$(X_J)^{Cpx}$ = fração molar de sódio (membro-final jadeíta) no clinopiroxênio

R = constante dos gases (0.0083144 kJ/K)

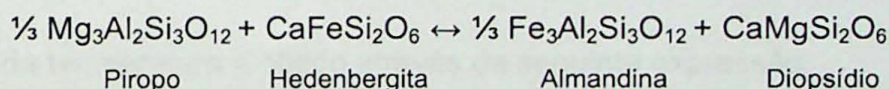
Devido à ausência de dados adequados na propriedade de mistura de jadeíta com diopsídio e hedenbergita, a aplicação do geotermômetro é restrita a composições pobres em Na. O modelo de dependência composicional do K_D é restrita à pares naturais de Grt-Cpx no sistema FeO-MgO-CaO-MnO-Al₂O₃-SiO₂. O coeficiente de distribuição (K_D) envolve o Fe²⁺ e não leva em consideração o conteúdo total de ferro da granada e clinopiroxênio. Como o estado de valência não pode ser determinado através de análises de microsonda eletrônica, o ferro total é freqüentemente equacionado com FeO. Portanto a temperatura estimada está sujeita a erros adicionais. As temperaturas obtidas neste método contradizem com as temperaturas determinadas através de calibração experimental do K_D como função da temperatura e pressão em composições toleíticas, de Råheim & Green (1974a).

Segundo Dahl (1980), o geotermômetro Grt-Cpx de Ganguly (1979) e Saxena (1979) superestimam a temperatura, no entanto, funcionam muito bem para eclogitos, peridotitos e rochas em fácies granulito superior.

12.2.1.1.2. Sengupta et al. (1989)

Este método consiste em uma extensão da formulação original do termômetro de Ellis & Green (1979), incorporando os termos associados aos coeficientes de atividade dos cátions Fe²⁺ e Mg, o que permite obter resultados mais consistentes tanto em granulitos de crosta normal, como em rochas ricas em Mn.

A troca Fe²⁺-Mg entre a granada e o clinopiroxênio é baseada na seguinte reação:



Utilizando os parâmetros de interação em solução sólida de granada a 750°C (temperatura metamórfica normal registrada em granulitos normais), foram obtidas as seguintes expressões para $\ln_{\text{Fe}}$ e $\ln_{\text{Mg}}$ na granada, de acordo com o método de Ganguly & Saxena (1984):

$$\ln_{\text{Fe}} = (X_{\text{Ca}})^2 (1.52 - 5.17(X_{\text{Fe}})) + (X_{\text{Mg}})^2 (0.1 + 2.26(X_{\text{Fe}})) + (X_{\text{Ca}})(X_{\text{Mg}})(3.01 - 6.67(X_{\text{Fe}}) + 1.50(X_{\text{Ca}}) - 1.50(X_{\text{Mg}})) + (X_{\text{Ca}})(X_{\text{Mn}})(0.98 - 4.08(X_{\text{Fe}})) + (X_{\text{Mg}})(X_{\text{Mn}})(0.02 + 3.71(X_{\text{Fe}}))$$

$$\ln_{\text{Mg}} = (X_{\text{Fe}})^2 (1.23 - 2.26(X_{\text{Mg}})) + (X_{\text{Ca}})^2 (-0.26 + 3.00(X_{\text{Mg}})) + (X_{\text{Fe}})(X_{\text{Ca}})(3.53 - 4.85(X_{\text{Mg}}) + 2.58(X_{\text{Fe}}) - 2.58(X_{\text{Ca}})) + (X_{\text{Fe}})(X_{\text{Mn}})(1.3 - 2.75(X_{\text{Mg}})) + (X_{\text{Mn}})^2 (0.78) + (X_{\text{Ca}})(X_{\text{Mn}})(1.27 + 3.00(X_{\text{Mg}}))$$

A formulação de Ellis & Green (1979) foi extendida para obter a seguinte expressão termométrica:

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{3030 + 10.86P \text{ (Kbar)}}{\ln K_D + 1.9034 + (\ln_{\text{yFe}})^{\text{Grt}} - (\ln_{\text{yMg}})^{\text{Grt}}}$$

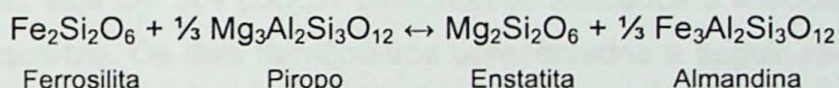
A formulação original de Ellis & Green (1979) não foi corrigida para granadas ricas em Mn, gerando estimativas erráticas em rochas ricas em Mn. A presente formulação também funciona bem para $(X_{\text{Ca}})^{\text{Grt}}$ excedendo 0,3, que é geralmente o limite superior da aplicação dos termômetros existentes para conteúdos de Ca.

12.2.1.2. GEOTERMÔMETRO Grt-Opx

12.2.1.2.1. Dahl (1980)

O geotermômetro Grt-Opx foi desenvolvido a partir do estudo da dependência termal-composicional das distribuições de Fe^{2+} -Mg entre granada e ortopiroxênio coexistentes, através de análises de microsonda eletrônica e regressão linear múltipla. A equação usada para o cálculo da temperatura pode ser aplicada como um geotermômetro eficiente para rochas em fácies anfibolito superior e fácies granulito inferior.

A troca Fe^{2+} -Mg entre a granada e o ortopiroxênio, pode ser representada pelo equilíbrio:



O cálculo da temperatura é obtido através da seguinte expressão:

$$T(^{\circ}\text{K}) = [2324 + 0.022P(\text{bars}) + 1509 ((X_{\text{Fe}})^{\text{Grt}} - (X_{\text{Mg}})^{\text{Grt}} + 2810 (X_{\text{Ca}})^{\text{Grt}} + 2855 (X_{\text{Mn}})^{\text{Grt}})] / (1.987 \ln K_D)$$

Limitações do método:

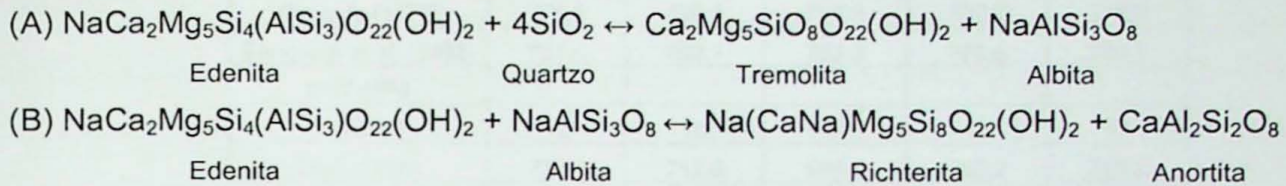
Os possíveis efeitos da variação de Fe^{3+} na granada e da variação de Na, Al, Ca ou Mn em piroxênio não são considerados neste método, assim como os sítios M1-M2 na não-idealidade da mistura entre Fe e Mg no piroxênio. Os valores de $K_D^{(\text{Fe/Mg})}$ para Grt-Px são altamente dependentes da composição, particularmente no $(X_{\text{Mn}})^{\text{Grt}}$ e $(X_{\text{Ca}})^{\text{Grt}}$. Além disso, a equação Grt-Opx só pode ser utilizada como um geotermômetro relativo, e não absoluto.

12.2.1.3. GEOTERMÔMETRO Amph-Pl

12.2.1.3.1. Holland & Blundy (1994)

Este termômetro foi formulado a partir de técnicas de regressão dos parâmetros de interação. Funciona bem ($\pm 40^{\circ}\text{C}$) para intervalos de temperatura de 400-1000°C, e pressões

entre 1 a 15 Kbar, para a maioria das composições incluindo a dos anfibólios tschermakíticos de granada anfibolitos que causaram problemas no termômetro de Blundy & Holland (1990). O termômetro é baseado nas seguintes reações:



A reação B possui vantagens sobre a reação A, pois não requiere a presença de quartzo e pode ser aplicada para rochas insaturadas em sílica. No entanto a presença de anortita na reação pode levar a dois problemas: primeiramente em plagioclásios sódicos, onde o efeito da lacuna da peristerita começa a se manifestar entre eles; o coeficiente de atividade da anortita é determinado com menor grau de confiança do que o da albita. Além disto, muitas paragêneses naturais (principalmente de fácies xisto verde) contêm aproximadamente albita pura, o que leva a incertezas na atividade da anortita. Portanto um termômetro baseado nesta reação deve ser utilizado para altas temperaturas, onde predominam feldspatos ricos em anortita e/ou sob condições de baixa atividade de sílica. O termômetro baseado na reação B deve ser usado conjuntamente com o termômetro baseado na reação A, com paragêneses com hornblenda e plagioclásio, e talvez seja um dos poucos termômetros aplicados a associações minerais com hornblenda, sem quartzo. Os dois termômetros apresentados a seguir são uma extensão da formulação original de Blundy & Holland (1994), calculados a partir das expressões:

❶ Termômetro edenita-tremolita (para associações com quartzo):

$$T_A (^{\circ}\text{K}) = \frac{-76.95 + 0.79P(\text{Kbar}) + Y_{\text{Ab}} + 39.4(X_{\text{Na}})^{\text{A}} + 22.4(X_{\text{K}})^{\text{A}} + (41.5 - 2.89P(\text{Kbar}))(X_{\text{A1}})^{\text{M2}}}{-0.0650 - R \ln(\Psi)}$$

$$\text{onde } \Psi = \frac{27(X_{\text{Q}})^{\text{A}}(X_{\text{Si}})^{\text{T1}}(X_{\text{Ab}})^{\text{Plag}}}{256(X_{\text{Na}})^{\text{A}}(X_{\text{A1}})^{\text{T1}}}$$

❷ Termômetro edenita-richterita (para associações com ou sem quartzo):

$$T_B (^{\circ}\text{K}) = \frac{78.44 + Y_{\text{Ab-An}} - 33.6(X_{\text{Na}})^{\text{M4}} - (66.8 - 2.92P(\text{Kbar}))(X_{\text{A1}})^{\text{M2}} + 78.5(X_{\text{A1}})^{\text{T1}} + 9.4(X_{\text{Na}})^{\text{A}}}{0.0721 - R \ln(\gamma)}$$

$$\text{onde } \gamma = \frac{27(X_{\text{Na}})^{\text{M4}}(X_{\text{Si}})^{\text{T1}}(X_{\text{An}})^{\text{Plag}}}{64(X_{\text{Ca}})^{\text{M4}}(X_{\text{A1}})^{\text{T1}}(X_{\text{Ab}})^{\text{Plag}}}$$

Tabela 5: Dados de temperatura obtidos através dos termômetros Grt-Cpx, Grt-Opx, Amph-Pl, amostra NLD-7D.

AMOSTRA NLD-7D					
GEOTERMÔMETRO					
GRT-CPX					
P (Kbar)	10	10	10	10	10
Ganguly (1979)	778.6	790.6	798.6	799.6	778.6
Sengupta et al. (1989)	751.4	763.1	753.3	768.6	744.1
GRT-OPX					
P (Kbar)	10	10	10	10	10
Dahl (1980)	722.4	712.8	646.6	732.2	740.8
AMPH-PL					
P (Kbar)	5	5	5	5	5
Holland & Blundy (1994)	703	760	769	771	773
P (Kbar)	10	10	10	10	10
Holland & Blundy (1994)	706	737	767	756	770

Tabela 6: Dados de temperatura obtidos através dos termômetros Grt-Cpx e Amph-Pl, amostra NLD-20A.

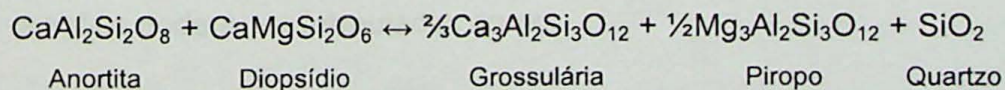
AMOSTRA NLD-20A					
GEOTERMÔMETRO					
GRT-CPX					
P (Kbar)	9	9	9	9	9
Ganguly (1979)	732.9	750.3	735.2	689.6	734.9
Sengupta et al. (1989)	682.6	702	683.2	615.9	667.6
AMPH-PL					
P (Kbar)	5	5	5	5	5
Holland & Blundy (1994)	669	719	724	716	704
P (Kbar)	10	10	10	10	10
Holland & Blundy (1994)	683	704	727	717	710

12.2.1.4. GEOBARÔMETROS Grt-Cpx-Pl e Grt-Opx-Pl

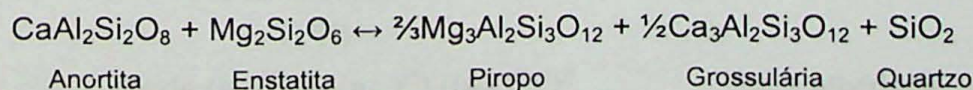
12.2.1.4.1. Eckert et al. (1991)

Estes são os geobarômetros mais utilizados para rochas em fácies granulito e são baseados nas seguintes reações:

⇒ Grt-Cpx-Pl (GADS):



⇒ Grt-Opx-Pl (GAPES):



Estas reações foram calibradas a partir dos dados termodinâmicos de Perkins & Newton (1981). A entalpia da reação é uma das maiores fontes de incerteza na calibração destes barômetros. O presente estudo redetermina o ΔH_R do geobarômetro para as reações GADS e GAPES, utilizando a técnica de calorimetria de solução. A dissolução dos reagentes e produtos dá o ΔH_R diretamente por subtração. Os resultados calorimétricos obtidos por Eckert et al. (1991) definem o ΔH°_R das reações GADS e GAPES. Através dos novos valores de ΔH_R , as equações de Perkins & Newton (1981) foram reformuladas para:

⇒ Grt-Cpx-Pl (GADS):

$$\textcircled{1} P \text{ (Kbar)} = 3.47 + 0.01307T(^{\circ}\text{K}) + 0.003504T(^{\circ}\text{K}) \ln K_A (\pm 1.55 \text{ Kbar})$$

⇒ Grt-Opx-Pl (GAPES):

$$\textcircled{2} P \text{ (Kbar)} = 2.60 + 0.01718T(^{\circ}\text{K}) + 0.003596T(^{\circ}\text{K}) \ln K_B (\pm 1.9 \text{ Kbar})$$

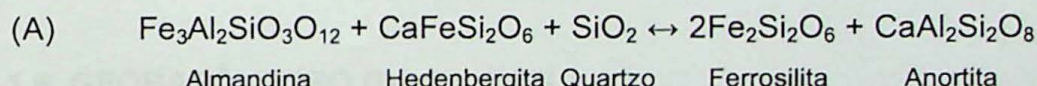
Um teste prático de campo destas equações, em um terreno de fácies granulito bem caracterizado no SW da Carolina do Norte (EUA), indica consistência com o diagrama experimental de aluminossilicato comparado com a isógrada Ky-Sil regional.

12.2.1.5. GEOBARÔMETRO Grt-Cpx-Opx-Pl

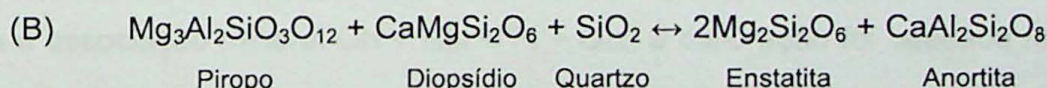
12.2.1.5.1. Paria et al. (1988)

Este geobarômetro é baseado na reação: $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} \leftrightarrow 2\text{Opx} + \text{An}$

Para os membros-finais de Fe, a reação usada é a seguinte:



Para os membros-finais de Mg, a reação usada é a seguinte:



Foi utilizado o banco de dados termodinâmicos de Helgeson et al. (1978) por Saxena & Erikson (1983), que reaveram os dados termodinâmicos experimentais de alta pressão, no sistema $\text{CaO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. A partir destes dados, as equações barométricas para as reações podem ser formuladas como:

$$\textcircled{1} P_{(\text{Fe})} \text{ (bars)} = 32.097T(^{\circ}\text{K}) - 26385 - 22.79(T(^{\circ}\text{K}) - 848 - T(^{\circ}\text{K}) \ln (T(^{\circ}\text{K})/848)) - (3.655 + 0.0138T(^{\circ}\text{K})) \frac{(T(^{\circ}\text{K}) - 848)^2}{T(^{\circ}\text{K})} - 3.123T(^{\circ}\text{K}) \ln (K_a)^{(A)}$$

$$\text{Onde } (K_a)^{(A)} = \frac{((a_{\text{An}})^{\text{Pl}}) ((a_{\text{Fs}})^{\text{Opx}})^2}{((a_{\text{Alm}})^{\text{Grt}}) ((a_{\text{Hd}})^{\text{Cpx}})}$$

a = atividade

$$\textcircled{2} P_{(\text{Mg})} (\text{bars}) = 9.270T(^{\circ}\text{K}) + 4006 - 0.9305 (T(^{\circ}\text{K}) - 848 - T(^{\circ}\text{K}) \ln (T(^{\circ}\text{K})/848)) - (1.1963 - 6.0218 \times 10^{-3}) \frac{(T(^{\circ}\text{K}) - 848)^2}{T(^{\circ}\text{K})} - 3.489T(^{\circ}\text{K}) \ln (K_a)^{(B)}$$

$$\text{Onde } (K_a)^{(B)} = \frac{((a_{\text{An}})^{\text{Pl}}) ((a_{\text{En}})^{\text{Opx}})^2}{((a_{\text{Py}})^{\text{Grt}}) ((a_{\text{Di}})^{\text{Cpx}})} \quad a = \text{atividade}$$

Os efeitos de extrapolação da pressão a partir dos membros-finais de Fe são menores. Os membros-finais de Mg da reação B foram investigados experimentalmente sob condições de pressão e temperatura consideravelmente elevadas para o fácies granulito. Os cálculos indicam que a pressão requerida para estabilizar Grt + Cpx com o consumo de An + En é de 14.9 Kbar a 860°C, valor próximo ao obtido por Hensen (1976) e 1800 bars superior ao valor obtido por Kushiro & Yoder (1966). A reação com membro-final de Mg é menos dependente de temperatura comparada com a reação com membro-final de Fe. Ao plotar $P_{(\text{Mg})}$ versus $P_{(\text{Fe})}$, é possível identificar uma diferença nos valores de pressão ($\Delta P = P_{(\text{Mg})} - P_{(\text{Fe})}$). Uma possível causa para a dispersão dos valores de pressão seria o fato dos raios iônicos $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ serem desconhecidos nas fases máficas.

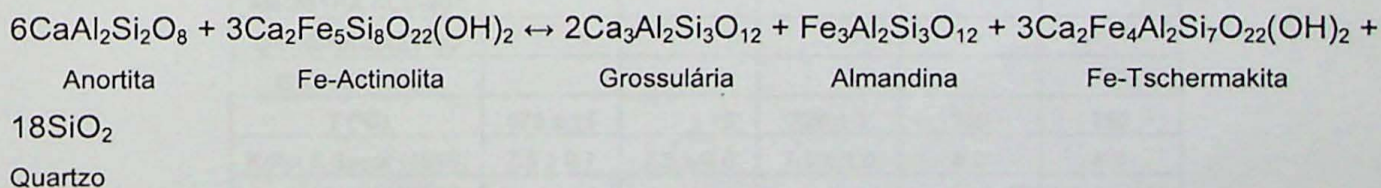
Este geobarômetro apresenta uma vantagem sobre os outros geobarômetros comumente utilizados (Opx-Grt-Pl-Qtz) e (Cpx-Grt-Pl-Qtz), em que a constante de equilíbrio (K_a) contém somente um termo de atividade para soluções-sólidas de granada. Quando são envolvidos dois termos de atividade para a granada, como nos outros barômetros citados, os erros na modelagem das relações atividade-composição (a-X) na granada são propagadas na estimativa da pressão.

12.2.1.6. GEOBARÔMETRO Grt-Amph-Pl

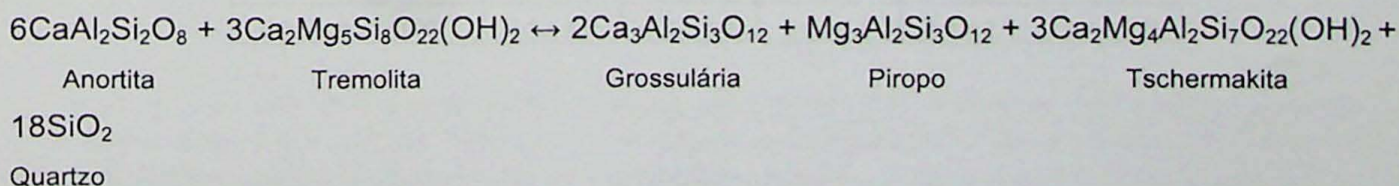
12.2.1.6.1. Kohn & Spear (1990)

Para a associação mineral Grt + Hbl + Pl + Qtz, a calibração foi baseada nas seguintes reações:

① Membros-finais de Fe:



② Membros-finais de Mg:



O cálculo de pressão é obtido a partir das expressões seguintes:

$$\textcircled{1} P_{(\text{Fe})} \text{ (bars)} = [35327 + T(^{\circ}\text{K})(56.09 + 8.3144 \ln K_{\text{eq}})] / 11.906$$

$$\text{Onde } (K_{\text{eq}})^{\text{Mg}} = \frac{(a_{\text{Grs}})^2 (a_{\text{Alm}}) (a_{\text{Fe-Tsch}})^3 (a_{\text{Qz}})^6}{(a_{\text{An}})^6 (a_{\text{Fe-Act}})^3} \quad a = \text{atividade}$$

$$\textcircled{2} P_{(\text{Mg})} \text{ (bars)} = [79507 + T(^{\circ}\text{K})(29.14 + 8.3144 \ln K_{\text{eq}})] / 10.988$$

$$\text{Onde } (K_{\text{eq}})^{\text{Mg}} = \frac{(a_{\text{Grs}})^2 (a_{\text{Py}}) (a_{\text{Tsch}})^3 (a_{\text{Qz}})^6}{(a_{\text{An}})^6 (a_{\text{Tr}})^3} \quad a = \text{atividade}$$

Os erros analíticos típicos e as imprecisões na temperatura propagam para erros muito pequenos em pressão (± 500 bars) na utilização deste geobarômetro.

Tabela 7: Dados de pressão obtidos através dos barômetros Grt-Cpx-Pl, Grt-Opx-Pl, Grt-Cpx-Opx-Pl e Grt-Amph-Pl, amostra NLD-7D.

AMOSTRA NLD-7D					
GEOBARÔMETRO					
GRT-AMPH-PL					
T (°C)	705 ± 3	749 ± 23	768 ± 2	750	750
Kohn & Spear (1990)	7.8 ± 0.8	7.8 ± 0.7	8.3 ± 0.8	8.7	8.1
GRT-CPX-PL					
T (°C)	775.9 ± 23	784.1 ± 15	750	750	750
Eckert et al. (1991)	9.1 ± 1.9	9.4 ± 1.9	9.22 ± 1.9	8.78 ± 1.9	8.98 ± 1.9
GRT-OPX-PL					
T (°C)	780	790	750	750	750
Eckert et al. (1991)	7.2 ± 1.55	7.7 ± 1.55	7.98 ± 1.55	7.9 ± 1.55	8.3 ± 1.55
GRT-CPX-OPX-PL					
T (°C)	735	777	750	750	
Paria et al. (1988)	5.8 ± 1.3	6.8 ± 1.5	6.6	6	

Tabela 8: Dados de pressão obtidos através dos barômetros Grt-Cpx-Pl e Grt-Amph-Pl, amostra NLD-20A.

AMOSTRA NLD-20A					
GEOBARÔMETRO					
GRT-AMPH-PL					
T (°C)	676 ± 14	712 ± 15	726 ± 3	750	750
Kohn & Spear (1990)	7.5 ± 0.7	7.5 ± 0.8	7.3 ± 1.0	8.2	8.5
GRT-CPX-PL					
T (°C)	707.7 ± 25	709.2 ± 26	750	750	750
Eckert et al. (1991)	8.1 ± 1.9	6.3 ± 1.9	9.1 ± 1.9	8.0 ± 1.9	8.4 ± 1.9

13. DIAGRAMAS P-T

13.1 – PARAGNAISSES

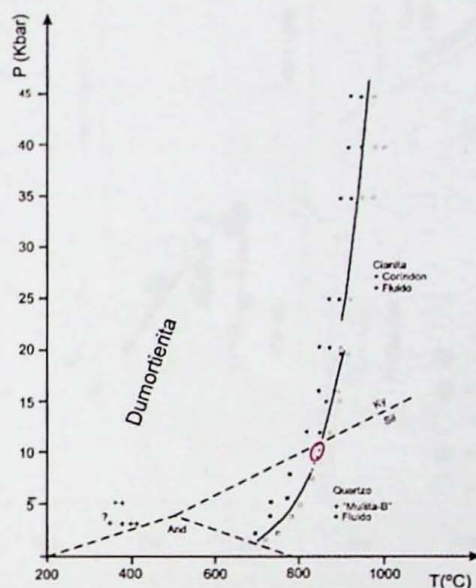


Figura 33: Campo de estabilidade da dumortierita, para duas condições de química do fluido distintas: abaixo e acima de 20 Kbar. O círculo destacado indica o campo de estabilidade do biotita-sillimanita gnaiss com dumortierita e muscovita. Os círculos preenchidos indicam cristalização de dumortierita; círculos vazios indicam a quebra da dumortierita. As curvas de equilíbrio dos aluminossilicatos mostradas para comparação, são de Holdaway (1971), com a curva univariante Sil / Ky extrapolada para temperaturas elevadas. Modificado de Werding & Schreyer (1996).

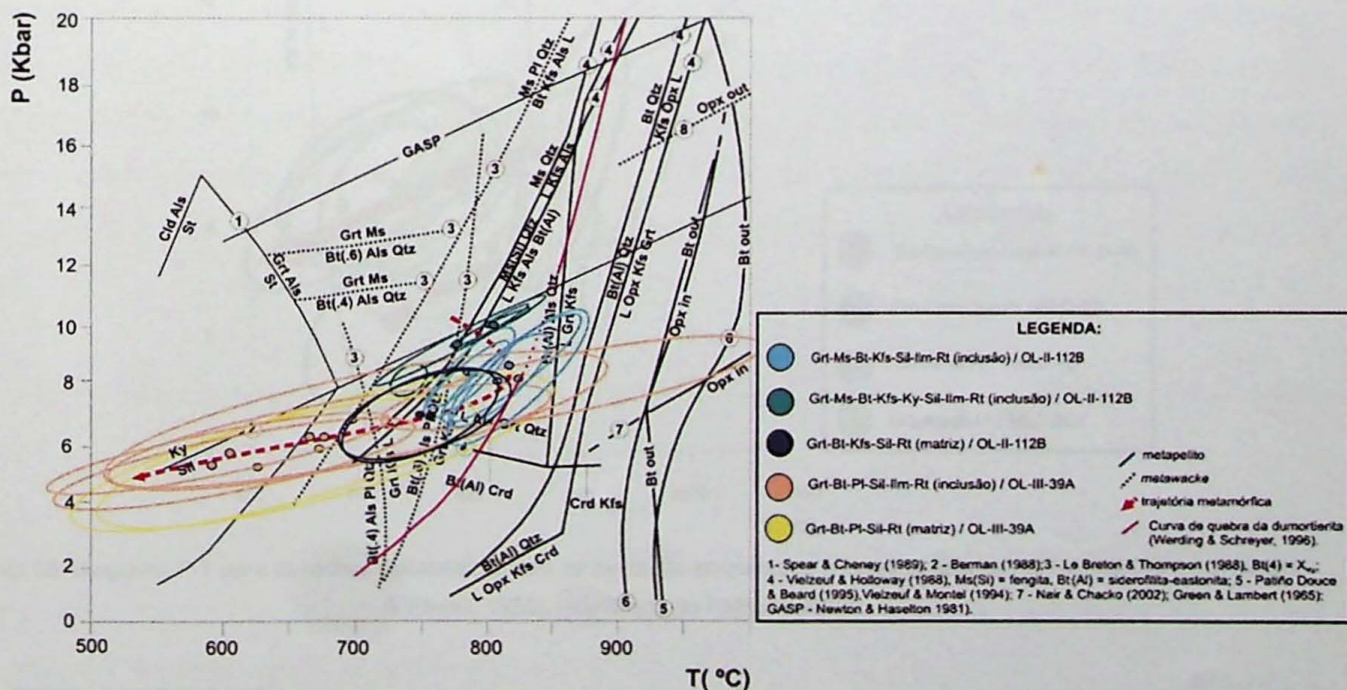


Figura 34: Diagrama P-T para os paragneisses, modificado de Spear & Cheney (1989), Berman (1988), Le Breton & Thompson (1988), Vielzeuf & Holloway (1988), Patino Douce & Beard (1995), Vielzeuf & Montel (1994), Nair & Chacko (2002), Green & Lambert (1965) e Newton & Haselton (1981), com os dados de temperatura e pressão obtidos no THERMOCALC (Holland & Powell, 1988).

13.2. ROCHAS METABÁSICAS

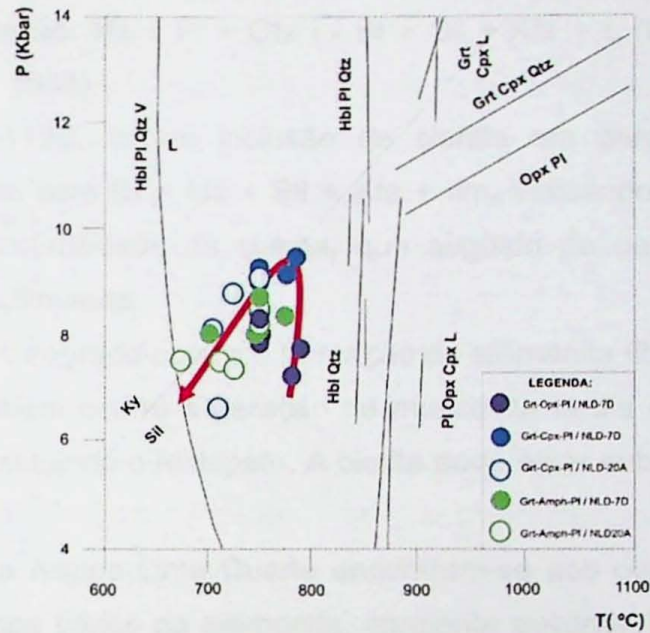


Figura 35: Diagrama P-T para as rochas metabásicas com os dados de temperatura e pressão obtidos no PTMAFIC (Soto & Soto, 1995), modificado de Pattison (2003).

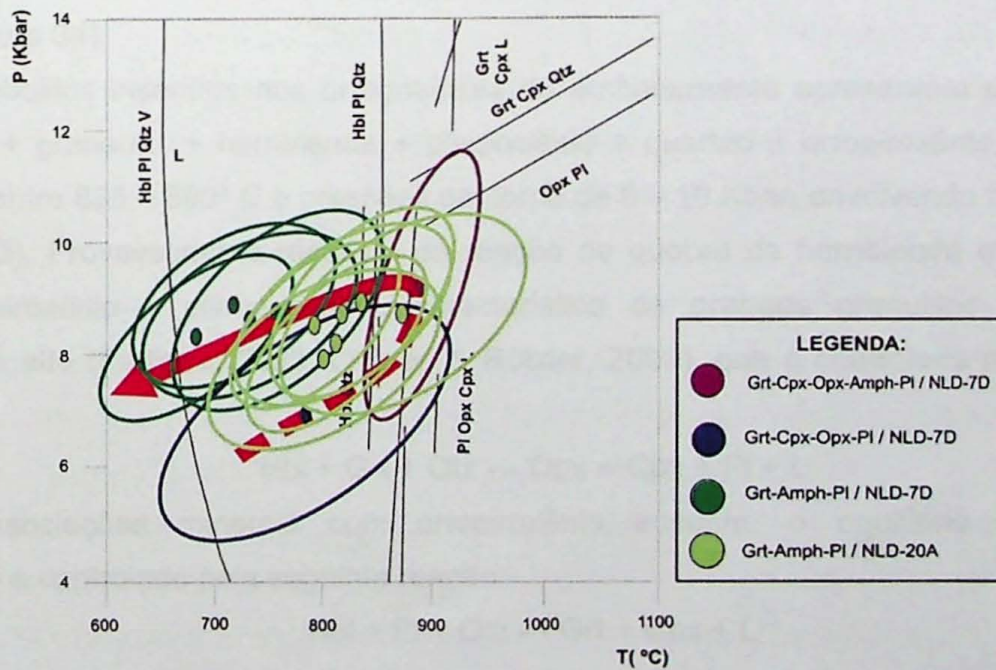


Figura 36: Diagrama P-T para as rochas metabásicas com os dados de temperatura e pressão obtidos no THERMOCALC (Holland & Powell, 1988), modificado de Pattison (2003).

14. METAMORFISMO

O metamorfismo progressivo nos paragneisses é caracterizado pelas reações de quebra da muscovita e geração de feldspato potássico. A associação mineral predominante nos paragneisses é: granada + biotita + sillimanita + muscovita + plagioclásio + quartzo. A reação

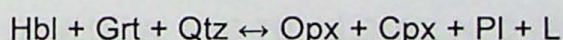
que define a segunda isógrada da sillimanita pode envolver plagioclásio na fusão ($Pl + Ms + Qtz \leftrightarrow Sil + Bt + fusão$), gerando um líquido silicático (Spear *et al.*; 1999), evidenciado pela presença de bolsões de leucossoma e de cristais de sillimanita prismática. Ocorrem inclusões de ortoclásio na granada, em paragênese com sillimanita e biotita, sugerindo que a rocha tenha passado pela seguinte reação: $Ms + Pl + Qtz \leftrightarrow Bt + Sil + Kfs + L$ (Le Breton & Thompson, 1988; Vielzeuf & Holloway, 1988).

Na amostra OL-II-112B, ocorre inclusão de cianita em paragênese com biotita e muscovita e em associação com $Bt + Ms + Sil + Kfs + Ilm$, indicando que o pico bórico está associado ao campo de estabilidade da cianita, que seguido de descompressão, atingiu o campo de estabilidade da sillimanita.

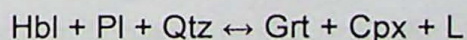
No metamorfismo retrógrado ocorre a formação de sillimanita fibrosa pseudomorfizando sillimanita prismática. Também ocorre a geração de muscovita tardia na foliação principal, ou dispersa na matriz, ou substituindo o feldspato. A biotita pode estar substituída por muscovita e clorita.

Os paragneisses da *Nappe* Lima Duarte encontram-se sob condições de temperatura máxima de 820°C, no campo bórico da sillimanita, cordierita ausente, sugerindo condições de pressão entre 6 e 8 Kbar. Apresentam uma trajetória metamórfica de descompressão, no sentido horário, saindo do campo de estabilidade da cianita e passando para o campo da sillimanita (Figura 34).

Os anfibolitos inseridos nos ortogneisses do embasamento apresentam a associação clinopiroxênio + granada + hornblenda + plagioclásio + quartzo $\pm$ ortopiroxênio, estável em temperaturas entre 825 – 890° C e pressões em torno de 8 – 10 Kbar, envolvendo fases anidras (Pattison, 2003). Provavelmente resultam da reação de quebra da hornblenda e da granada gerando ortopiroxênio e clinopiroxênio, característica de granada granulitos de pressão intermediária a alta (Pattison, 2003; O'Brien & Rötzler, 2003), que é controlada pela seguinte reação:



Em associações minerais com ortopiroxênio ausente, o equilíbrio metamórfico provavelmente é controlado pela seguinte reação:



Os dados de temperatura obtidos através da calibração indicam uma temperatura inferior ao campo de estabilidade do ortopiroxênio. Isto se deve à presença de fluidos associados à geração de líquido silicático (Pattison, 2003).

O retrometamorfismo nos granada granulitos é caracterizado pela formação de texturas coroníticas simplectíticas e texturas do tipo *moat* de granada ao redor de plagioclásio e localmente de ortopiroxênio. A reação retrógrada mais freqüente é a substituição dos piroxênios

por hornblenda ($Hbl + Qtz \leftrightarrow Pl + Opx + Cpx + L$), sendo que nos locais onde o retrometamorfismo foi mais intenso, ou com maior percolação de fluidos, essa substituição é quase total. Observa-se também a substituição da hornblenda por biotita. As texturas coroníticas provavelmente representam uma trajetória metamórfica anti-horária, pós-pico metamórfico e tardi a pós-cinemática.

Aparentemente o metamorfismo das rochas metabásicas ocorreu sob maiores temperaturas (campo de estabilidade do ortopiroxênio) e níveis crustais mais rasos em relação aos paragneisses (campo de estabilidade da muscovita e passagem cianita-sillimanita). A partir das condições de temperatura máxima dos paragneisses, ambos seguiram juntos na trajetória de exumação da *nappe*.

15. GEOQUÍMICA

15.1. GEOQUÍMICA DE ROCHA-TOTAL

A determinação dos elementos maiores e elementos traço foram realizados através de fluorescência de raios-X, no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Instituto de Geociências, USP. Com base nas diferenças mineralógicas e texturais entre algumas amostras, foram selecionadas 14 amostras de rochas metabásicas para análise (NLD-7A, NLD-7B, NLD-7D, NLD-8A, NLD-8C, NLD-9A, NLD-9B, NLD-20A, NLD-20B, NLD-22A, NLD-22B, NLD-38C, SB-II-29 e SB-III-17). Os dados de química de rocha-total (Tabela 9) foram tratados através da utilização do software PetroGraph (Petrelli, 2005), e a interpretação dos diagramas discriminatórios foram feitas a partir de Rollinson, 1993. Foi feito um recálculo dos dados, multiplicando-se o valor inicial pela correção, por 100 e dividindo pelo valor total subtraído da perda ao fogo.

As amostras selecionadas foram agrupadas segundo critérios químicos, mineralógicos, texturais e estruturais para facilitar a compreensão dos dados, nos 4 grupos descritos a seguir:

- Granada anfibolito máfico a dois piroxênios, clinopiroxênio anfibolito com titanita ($\pm Opx$) (**GRUPO 1**): NLD-7A, NLD-7B, NLD-7D, NLD-38C e SB-III-17.
- Granada-clinopiroxênio anfibolito e clinopiroxênio-granada anfibolito máfico (**GRUPO 2**): NLD-8A, NLD-8C e SB-II-29.
- Clinopiroxênio-granada anfibolito e biotita anfibolito (**GRUPO 3**): NLD-9A e NLD-9B.
- Anfibolito simplectítico com granada e piroxênio reliquiar (**GRUPO 4**): NLD-20A, NLD-20B, NLD-22A, NLD-22B.

Tabela 9: Análises químicas das rochas metabásicas, obtidas através de fluorescência de raios-X.

	NLD-8A	NLD-8C	NLD-9A	NLD-9B	NLD-7A	NLD-7B	NLD-20A	NLD-20B	NLD-22A	NLD-22B	NLD-7D	NLD-38C	SB-III-17	SB-II-29
Elementos maiores (% peso)														
SiO ₂	45.86	47.83	50.48	50.67	50.28	49.56	49.99	49.99	49.46	49.94	49.83	48.58	50.18	47.09
Al ₂ O ₃	12.47	12.36	13.69	13.81	14.37	13.92	15.06	15.35	13.81	14.71	13.67	14.82	13.44	12.01
MnO	0.27	0.25	0.20	0.21	0.19	0.22	0.19	0.18	0.20	0.19	0.21	0.20	0.23	0.25
MgO	5.67	5.92	4.62	4.56	7.76	6.68	6.63	6.20	6.54	6.84	6.78	7.18	6.58	5.57
CaO	10.00	10.13	8.61	8.33	12.04	10.91	10.92	10.91	10.67	11.00	11.15	12.23	10.61	10.19
Na ₂ O	1.85	1.77	2.70	2.71	2.20	2.85	2.27	2.35	2.48	2.61	2.89	3.00	2.49	1.10
K ₂ O	0.56	0.38	1.42	1.49	0.42	0.33	0.44	0.45	0.53	0.48	0.33	0.77	1.07	0.64
TiO ₂	2.83	2.11	2.33	2.33	0.90	1.33	1.91	1.95	2.23	1.82	1.29	1.46	1.02	2.25
P ₂ O ₅	0.18	0.24	0.36	0.36	0.06	0.11	0.19	0.20	0.22	0.17	0.11	0.20	0.08	0.07
Fe ₂ O ₃	20.31	19.01	15.58	15.54	11.78	14.08	12.39	12.41	13.87	12.25	13.74	11.57	14.29	20.84
Total	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01
Elementos traço (ppm)														
Ba	101	104	355	279	59	122	119	121	152	218	1033	210	67	134
Ce	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	49	35
Cl	631	436	122	179	712	50	72	50	50	388	50	50	457	648
Co	81	70	45	45	55	48	40	36	46	49	48	42	56	86
Cr	64	80	89	85	214	104	162	135	172	179	102	43	88	33
Cu	250	156	144	75	124	56	94	124	150	135	81	37	103	92
F	550	550	653	550	919	550	550	550	550	550	550	704	1137	615
Ga	21	21	22	22	16	17	21	22	21	20	16	16	16	21
La	28	28	28	31	80	96	28	28	28	28	243	28	28	28
Nb	9	11	13	12	5	7	10	11	13	10	7	26	5	5
Nd	38	29	37	51	69	60	18	22	27	19	121	16	16	27
Ni	78	98	60	60	108	52	73	63	98	117	50	34	83	36
Pb	17	25	17	19	19	7	12	8	5	11	10	10	19	17
Rb	5	3	52	27	5	4	11	10	12	12	4	6	5	5
S	1112	1492	367	300	300	300	300	300	871	695	300	300	300	2765
Sc	43	46	34	32	43	44	38	35	36	38	43	39	39	53
Sr	83	71	156	141	130	123	231	242	229	238	130	267	83	106
Th	12	12	10	12	7	12	10	10	7	8	9	11	10	12
U	6	6	4	3	3	4	3	3	3	3	3	3	5	6
V	486	483	305	320	259	312	343	311	336	322	311	277	297	1025
Y	46	55	47	49	29	107	29	27	35	26	99	26	24	27
Zn	180	168	136	139	84	130	98	94	107	103	127	85	102	150
Zr	116	159	233	225	66	76	124	129	148	119	79	96	65	57

Observação: O limite de detecção do elemento Ce na fluorescência de raios-X é de 35 ppm.

15.1.1. CLASSIFICAÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA ATRAVÉS DE ELEMENTOS MAIORES

15.1.1.1. Diagrama TAS (Total Alkalies : Sílica)

Este diagrama é utilizado como base para classificação química de rochas ígneas. As rochas vulcânicas podem ser subdivididas em duas séries magmáticas maiores (série alcalina e série toleítica), através de um diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$). Foi utilizado o diagrama TAS de Le Bas et al. (1986), e todas as amostras caem no campo do basalto (Figura 38).

15.1.1.2. Diagramas AFM e $[\text{FeO}_T/\text{MgO} - \text{SiO}_2]$

O comportamento da relação FeO_T/MgO numa suíte de rochas é demonstrado através do diagrama AFM, onde $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = (\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO}_T)$ e $M = \text{MgO}$, com todos os óxidos em porcentagem de peso ou em porcentagem catiônica recalculadas para 100. O grau evolutivo da rocha é dado pelo teor relativo de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Todos os dados são plotados no campo da série toleítica, sendo que as amostras dos grupos 2 e 3 são mais ricas em ferro (Figura 37). As amostras dos grupos 1 e 4 apresentam uma tendência evolutiva de basalto, enquanto que as amostras dos grupos 2 e 3 apresentam uma tendência evolutiva de ferro-basalto (Figura 40).

15.1.2. CLASSIFICAÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA ATRAVÉS DE ELEMENTOS TRAÇO

Segundo Pearce & Cann (1971, 1973), é possível utilizar a geoquímica para distinguir basaltos produzidos em diferentes contextos tectônicos conhecidos, através de diagramas de discriminação tectono-magmática. Os elementos discriminantes mais efetivos entre basaltos gerados em diferentes ambientes tectônicos são Ti, Zr, Y e Nb, por serem elementos traço relativamente imóveis. Isto significa que são estáveis sob condições de hidrotermalismo, intemperismo de fundo oceânico e grau metamórfico médio. Pouco se sabe ainda sobre a estabilidade destes elementos em grau metamórfico alto. Foram aplicados os seguintes diagramas de discriminação de elementos traço de Pearce & Cann (1973): $[\text{Ti} - \text{Zr} - \text{Y}]$, $[\text{Ti} - \text{Zr} - \text{Sr}]$ e $[\text{Ti} - \text{Zr}]$. Sugere-se que seja utilizado primeiramente o diagrama $[\text{Ti} - \text{Zr} - \text{Y}]$, por identificar basaltos intraplaca, no entanto os efeitos de contaminação crustal não são considerados por Pearce & Cann (1973).

15.1.2.1. Diagrama $[\text{Ti} - \text{Zr} - \text{Y}]$

Este diagrama discrimina efetivamente basaltos intraplaca (ilha oceânica ou toleitos intraplaca) e outros tipos de basaltos (Figura 41). Toleitos de Arcos de Ilha são plotados no campo A e basalto cálcio-alcalinos no campo C. MORB, toleitos de arcos de ilha e basaltos cálcio-alcalinos são todos plotados no campo B. Os dados pontuais são calculados de acordo

com seus respectivos pesos [Ti/100 (ppm), Zr (ppm), Y*3 (ppm)], rearranjados para 100% e plotados no diagrama ternário.

15.1.2.2. Diagrama [Ti – Zr – Sr]

Toleítos de arcos de ilhas plotam no campo A, basaltos cálcio-alcálinos no campo B e MORB no campo C. Dados individuais pontuais são calculados de acordo com seus pesos [Ti/100 (ppm), Zr (ppm), Sr/2 (ppm)], rearranjados para 100%.

15.1.2.3. Diagrama [Ti – Zr]

Através da relação Ti : Zr é possível discriminar basaltos de fundos oceânicos de basaltos de arcos de ilha e basaltos cálcio-alcálinos, estes mais enriquecidos em Ti (Figura 39). Os campos A, C e D abrangem os toleítos de arcos de ilhas, basaltos cálcio-alcálinos e MORB (basaltos de cadeia-meso-oceânica), respectivamente. O campo B abrange todos os três tipos.

15.1.2.4. Diagrama [Nb – Zr – Y]

Meschede (1986) sugeriu que o elemento traço Nb, imóvel, pode ser utilizado para separar diferentes tipos de basaltos de fundo oceânico e reconheceu dois tipos de MORB:

- MORB Tipo-N (normal): gerado em ambiente de cadeia meso-oceânica “normal” e empobrecida em elementos traço incompatíveis.
- MORB Tipo-E ou Tipo-P (enriquecido ou de pluma): basaltos de fundo oceânico de regiões influenciadas por plumas, geralmente enriquecidas em elementos traço incompatíveis.

As causas das variações de Ti-Zr-Y-Nb nos basaltos de diferentes contextos tectônicos foram investigadas por Pearce & Norry (1979), que concluíram que estas variações estão relacionadas a heterogeneidades de fontes antigas. As diferenças entre os basaltos intraplaca ($> \text{Zr/Y}$) e outros tipos de basalto refletem em uma diferença na área-fonte mantélica. Diferenças em Zr/Nb e Y/Nb entre basaltos alcálinos e toleíticos são análogas. No entanto, basaltos de arcos de ilhas e MORB provêm da mesma fonte. Mas neste caso, o empobrecimento em Ti, Zr, Y e Nb nos basaltos de arcos de ilhas representa um grau de fusão parcial maior.

15.1.2.5. Diagrama [Y - Zr]

Este diagrama expressa o teor de elementos incompatíveis, indicando o grau de fusão parcial sofrido pelo magma gerador destas rochas e se houve contaminação crustal por assimilação de crosta continental.

15.1.2.6. Diagramas [Y - Sr], [(Sr/Y) - Sr] e [(Sr/Y) - Y]

Os teores elevados de Sr sugerem presença de granada na fonte (retenção de Y pela granada) ou ausência de plagioclásio (responsável pela retenção de Sr). Tratando-se de rochas com plagioclásio, este diagrama indicaria uma possível relação de granada na fonte mantélica. A alta razão Sr/Y sugere retenção de Y na fonte e liberação de Sr e baixas razões sugerem retenção de Sr e liberação de Y.

15.1.2.7. Diagrama [Y - Nb]

Este diagrama é utilizado na distinção entre basaltos de cadeias meso-oceânicas (MORB) de basaltos toleíticos continentais. A relação Nb/Y expressa o índice de alcalinidade das diferentes séries magmáticas e mostra apenas uma pequena variação durante o processo de diferenciação.

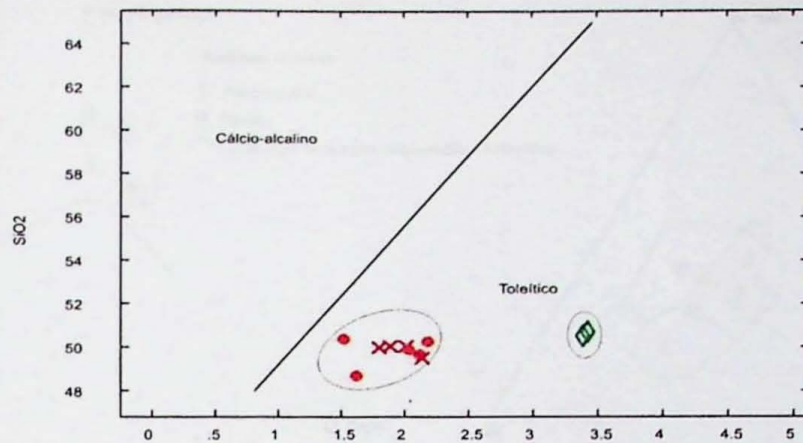


Figura 37: Diagrama binário F/M - SiO₂, segundo Miyashiro (1974).

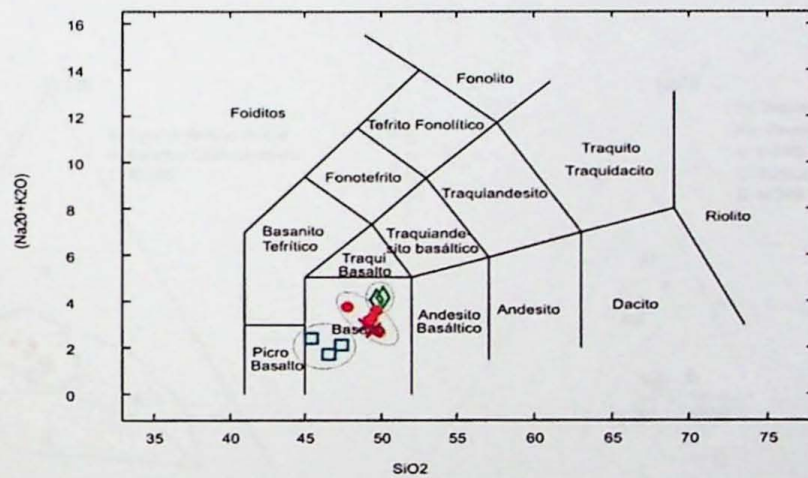


Figura 38: Diagrama TAS (álcalis-silica) para rochas vulcânicas, segundo Le Bas et al. (1986).

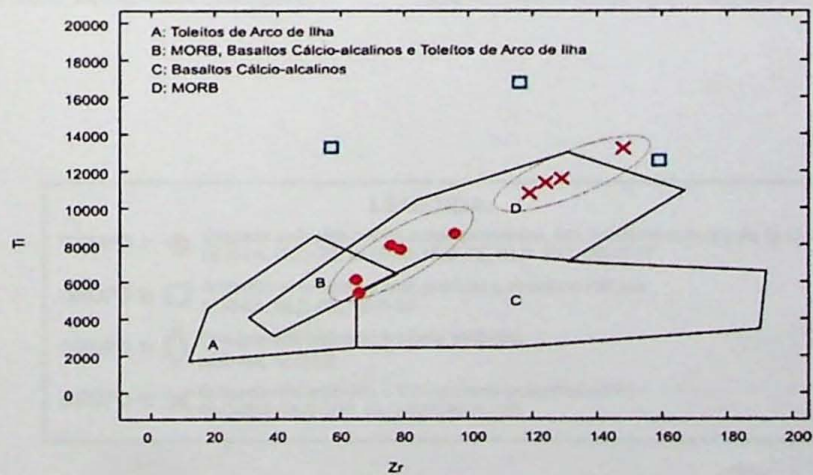


Figura 39: Diagrama binário (Ti-Zr), segundo Pearce & Cann (1973).

LEGENDA:	
GRUPO 1:	Granada anfibolito máfico a dois piroxênios, cpx anfibolito com titanita (± Opx) NLD-7A, NLD-7B, NLD-7D, NLD-7E, NLD-38C, SB-III-17
GRUPO 2:	Anfibolito simplectítico com granada e piroxênio reliquiar NLD-8A, NLD-8C, SB-II-29
GRUPO 3:	Cpx-granada anfibolito e biotita anfibolito NLD-9A, NLD-9B
GRUPO 4:	Granada-cpx anfibolito e Cpx-granada anfibolito máfico NLD-20A, NLD-20B, NLD-22A, NLD-22B

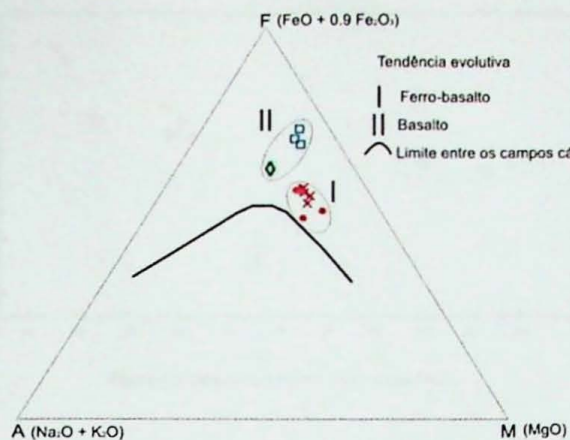


Figura 40: Diagrama ternário AFM, segundo Irvine & Baragar (1971).

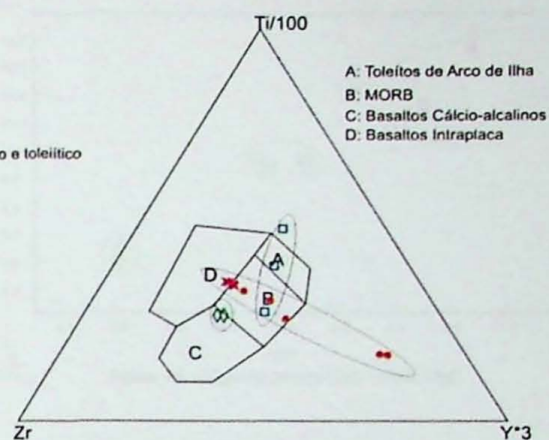


Figura 41: Diagrama ternário Ti-Zr-Y, segundo Pearce & Cann (1973).

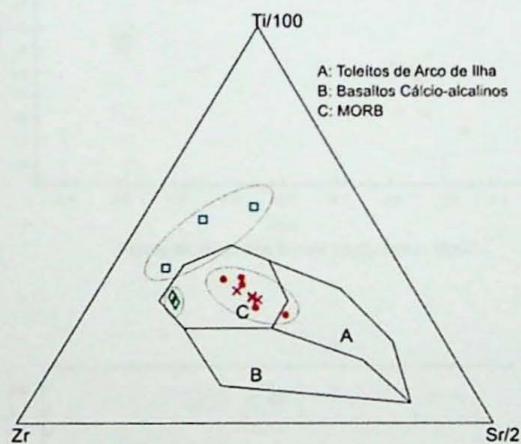


Figura 42: Diagrama ternário Ti-Zr-Sr, segundo Pearce & Cann (1973).

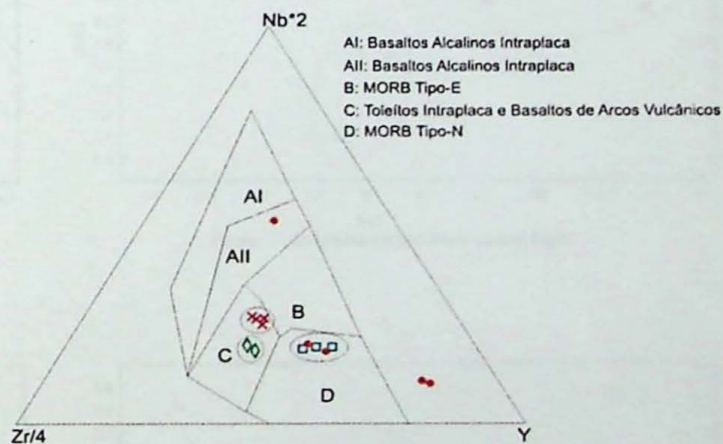


Figura 43: Diagrama ternário Nb-Zr-Y, segundo Meschede (1986).

LEGENDA:	
GRUPO 1: ●	Granada anfibolito máfico a dois piroxênios, cpx anfibolito com titanita (± Opx) NLD-7A, NLD-7B, NLD-7D, NLD-7E, NLD-38C, SB-III-17
GRUPO 2: □	Anfibolito simplectítico com granada e piroxênio reliquiar NLD-8A, NLD-8C, SB-II-29
GRUPO 3: ◇	Cpx-granada anfibolito e biotita anfibolito NLD-9A, NLD-9B
GRUPO 4: ✕	Granada-cpx anfibolito e Cpx-granada anfibolito máfico NLD-20A, NLD-20B, NLD-22A, NLD-22B

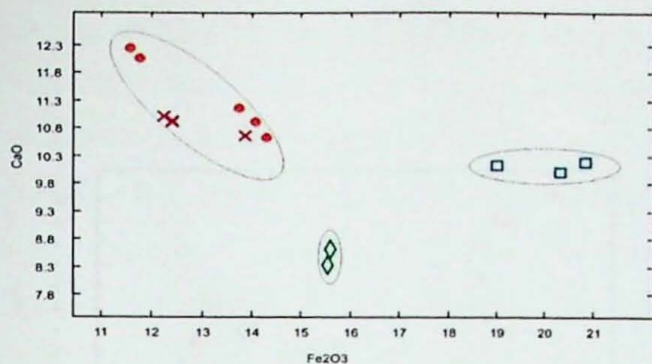


Figura 44: Diagrama binário CaO versus Fe_2O_3 .

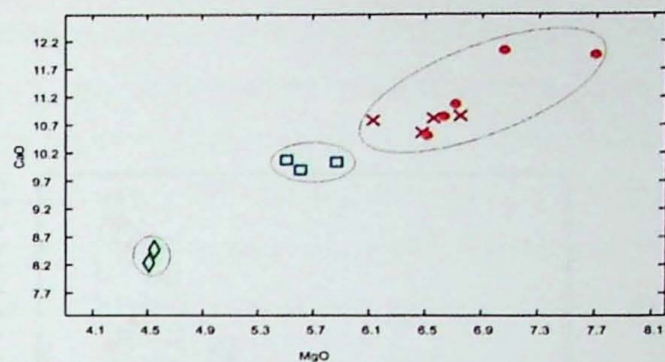


Figura 45: Diagrama binário CaO versus MgO.

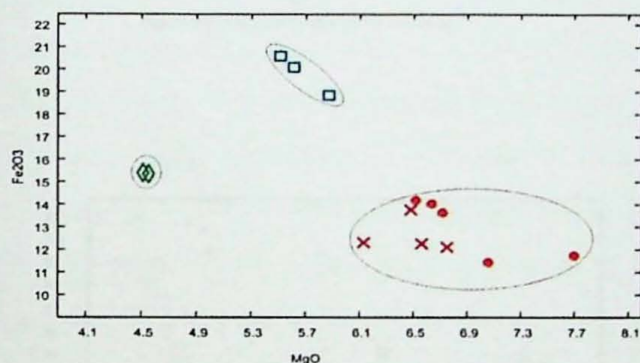


Figura 46: Diagrama binário Fe_2O_3 versus MgO.

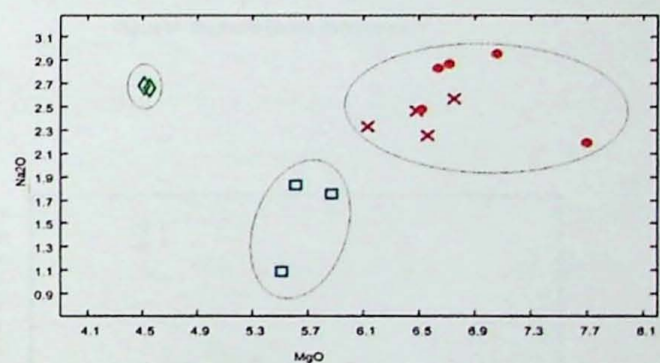


Figura 47: Diagrama binário Na_2O versus MgO.

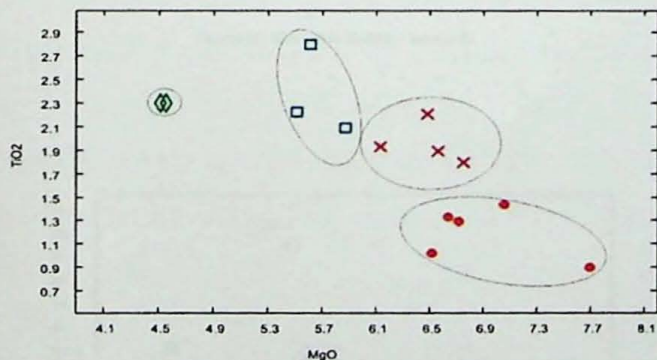


Figura 48: Diagrama binário TiO_2 versus MgO.

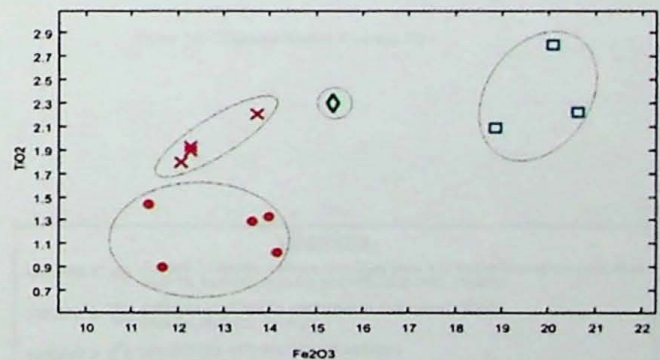


Figura 49: Diagrama binário TiO_2 versus Fe_2O_3 .

LEGENDA:

- GRUPO 1:** ● Granada anfibolito máfico a dois piroxênios, cpx anfibolito com titanita ($\pm$ Opx)
NLD-7A, NLD-7B, NLD-7D, NLD-7E, NLD-38C, SB-III-17
- GRUPO 2:** ■ Anfibolito simplectítico com granada e piroxênio reliquiar
NLD-8A, NLD-8C, SB-II-29
- GRUPO 3:** ◆ Cpx-granada anfibolito e biotita anfibolito
NLD-9A, NLD-9B
- GRUPO 4:** ✕ Granada-cpx anfibolito e Cpx-granada anfibolito máfico
NLD-20A, NLD-20B, NLD-22A, NLD-22B

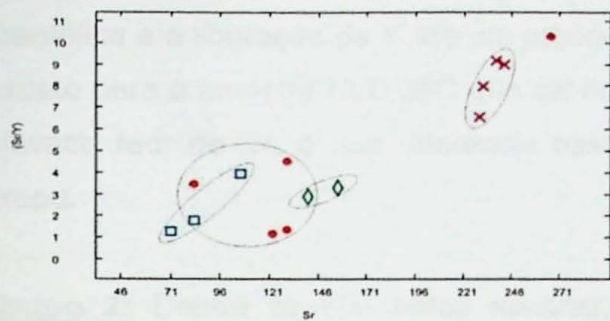


Figura 50: Diagrama binário (Sr/Y) versus Sr

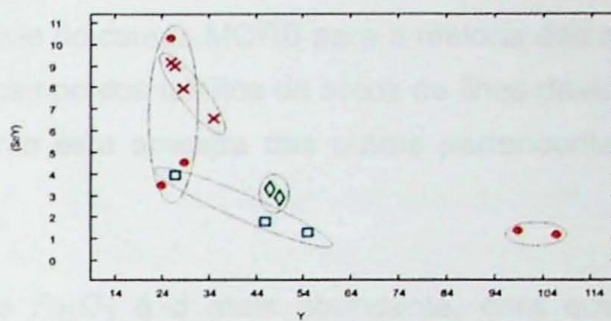


Figura 51: Diagrama binário (Sr/Y) versus Y

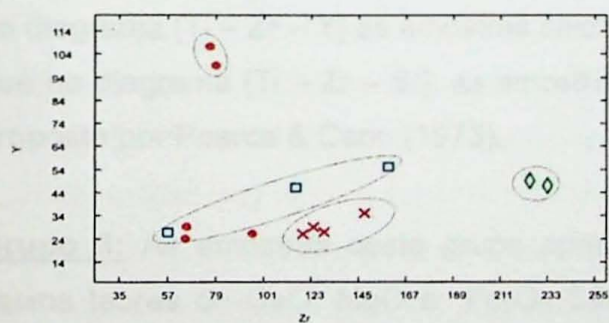


Figura 52: Diagrama binário Y versus Zr.

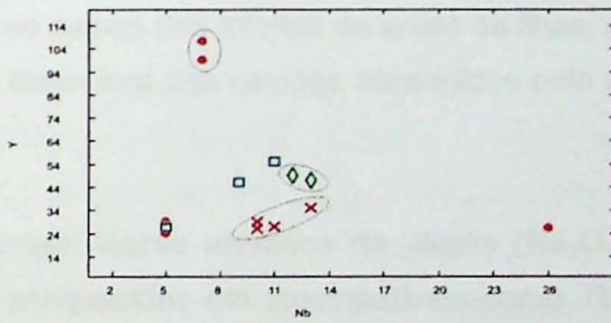


Figura 53: Diagrama binário Y versus Nb.

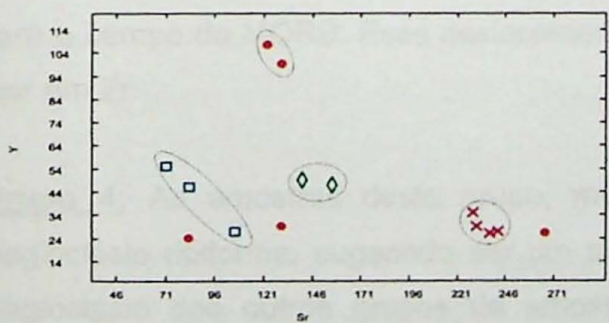


Figura 54: Diagrama binário Y versus Sr.

LEGENDA:	
GRUPO 1:	● Granada anfibolito máfico a dois piroxênios, cpx anfibolito com titanita ($\pm$ Opx) NLD-7A, NLD-7B, NLD-7D, NLD-7E, NLD-38C, SB-III-17
GRUPO 2:	□ Anfibolito simplectítico com granada e piroxênio reliquiar NLD-8A, NLD-8C, SB-II-29
GRUPO 3:	◇ Cpx-granada anfibolito e biotita anfibolito NLD-9A, NLD-9B
GRUPO 4:	× Granada-cpx anfibolito e Cpx-granada anfibolito máfico NLD-20A, NLD-20B, NLD-22A, NLD-22B

Grupo 1: Os elementos maiores que ocorrem em maior abundância nas amostras deste grupo são: CaO, MgO e Fe_2O_3 . É pobre em elementos incompatíveis (Ti, Zr), o que sugere que o magma gerador destas rochas não sofreu contaminação crustal. Em duas amostras deste grupo (NLD-7B e NLD-7D) o teor de Y é mais elevado, em contrapartida aos teores de Sr e Nb elevados nas amostras restantes. É possível que tenha havido uma retenção de Sr na fonte mantélica e a liberação de Y. Há um predomínio do campo MORB para a maioria das amostras, exceto para a amostra NLD-38C que cai no campo dos toleítos de arcos de ilhas devido ao seu elevado teor de Sr, o que diferencia bastante esta amostra das outras pertencentes a este grupo.

Grupo 2: Dentre os elementos maiores, o Fe_2O_3 é o mais abundante, com quantidades intermediárias de CaO e MgO. Apresenta teores elevados de Ti, Zr e Y. Apresenta uma baixa razão (Sr/Y), o que indica uma possível retenção de Sr na fonte e a liberação do Y. As amostras deste grupo são classificadas em MORB, tipo normal. Porém o elevado teor de Ti faz com que no diagrama [Ti – Zr – Y] as amostras caiam no campo dos toleítos de arcos de ilhas, enquanto que no diagrama [Ti – Zr – Sr], as amostras caem fora dos campos abrangidos pelo diagrama proposto por Pearce & Cann (1973).

Grupo 3: As amostras deste grupo apresentam teores elevados de álcalis (Na_2O , K_2O) e baixos teores de CaO, MgO e Fe_2O_3 . São enriquecidas em incompatíveis como Ti, Zr. São classificadas em basalto intraplaca continental, devido à provável assimilação de elementos incompatíveis por contaminação crustal. Porém no diagrama [Ti – Zr – Y], encontram-se deslocadas no campo dos toleítos de arcos de ilhas e no diagrama [Ti – Zr – Sr] está deslocada para o campo do MORB. Esse deslocamento provavelmente está sendo causado pelo elevado teor em Zr.

Grupo 4: As amostras deste grupo, muito semelhantes texturalmente por apresentarem plagioclásio ripiforme, sugerindo ser um plagioclásio ígneo, em contraposição aos cristais de plagioclásio dos outros grupos de amostras, que são poligonizados e com evidência de deformação. Dentre os elementos maiores, os maiores teores são de MgO e Na_2O , seguido de MnO. O Fe_2O_3 ocorre em menor quantidade. Apresenta uma razão (Sr/Y) elevada, o que sugere que parte significativa do Y tenha sido retida na granada da fonte. É classificado como basalto intraplaca nos diagramas [Ti – Zr – Y] de Pearce & Cann (1973) e [Nb – Zr – Y] de Meschede (1986). No diagrama [Ti – Zr – Sr], as amostras do grupo 4 são plotadas no campo MORB, provavelmente devido ao teor elevado de Zr.

15.2. GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

As análises isotópicas de Sm e Nd foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Foram selecionadas para análise 5 amostras de rochas metabásicas, representativas dos quatro grupos com composições químicas, mineralogia e texturas distintas (NLD-7A, NLD-8A, NLD-9A, NLD-20A, NLD-22A).

15.2.1. IDADES-MODELO

As idades-modelo são bastante usuais para o sistema Sm-Nd. Os cálculos de idade-modelo são baseados na composição isotópica do manto da qual as amostras se originaram e representam uma medida do tempo que a amostra foi extraída do seu reservatório mantélico de origem. Para os isótopos de neodímio, há dois modelos de reservatórios de manto:

- CHUR (the Chondritic Uniform Reservoir)
- DM (Depleted Mantle)

Segundo o modelo CHUR, o manto primitivo da Terra possuía as mesmas composições isotópicas que o meteorito condritico durante a formação da Terra (4.6 Ga). Uma idade-modelo calculada em relação ao CHUR, representa o tempo no passado em que a amostra foi extraída do reservatório do manto e adquiriu uma diferente razão Sm/Nd. Antes de ser extraída da fonte, assume-se que a amostra possuía a mesma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do que CHUR. A curva de evolução da amostra é construída a partir da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para os dias atuais e a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para a amostra num tempo passado (t) calculado a partir da seguinte equação:

$$(1) \quad (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} (e^{\lambda t} - 1)$$

A idade-modelo T-CHUR é também calculada a partir das razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dos dias-atuais através da equação:

$$(2) \quad (T^{\text{Nd}})_{\text{CHUR}} = (1/\lambda) \ln^* (((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, hoje}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, hoje}}) / ((^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, hoje}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, hoje}}) + 1)$$

onde: λ = constante de decaimento de ^{147}Sm para ^{144}Nd

t = tempo arbitrário selecionado do passado

O cálculo de idades-modelo para rochas da crosta continental é feito com base no reservatório de manto empobrecido (DM). Isto se deve ao fato da razão Sm/Nd ser maior do que a do CHUR para a crosta continental desde o início de sua geração. Estes cálculos são feitos a partir da substituição apropriada dos valores de DM no lugar de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ e $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ na equação anterior. Os parâmetros utilizados na normalização dos dados isotópicos de Nd para o cálculo das idades-modelo e dos valores de epsilon são baseados em DePaolo (1981a). A notação epsilon representa o empobrecimento relativo ao CHUR.

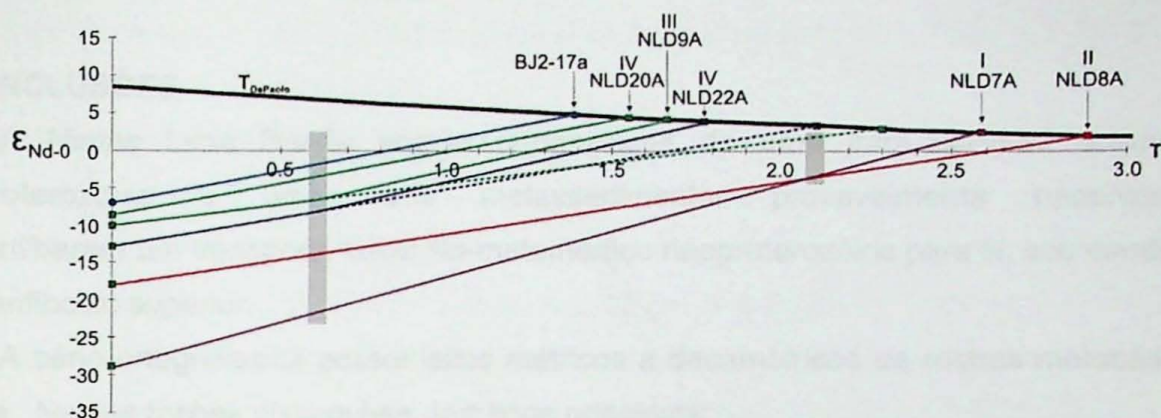


Figura 55: Idade-modelo de cada amostra calculada para um reservatório de manto empobrecido (DM), utilizando a notação epsilon.

O principal controle na retenção dos produtos radiogênicos-filhos é a temperatura. No entanto, deve ser feita uma distinção entre a temperatura de fechamento e o reajuste de um sistema isotópico. No caso de reajuste de sistemas de rocha-total, a quantidade de fluido e a composição química do fluido são mais relevantes do que a temperatura. Rochas que foram reajustadas isotopicamente, darão idades que variando desde o tempo da formação da crosta e o evento metamórfico mais recente, dependendo da escala de amostragem.

Tabela 10: Dados isotópicos de Sm/Nd.

Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon(0)$	$f\text{Sm}/\text{Nd}$	TDM (Ma)	$\epsilon(\text{TDM})$	T1	$\epsilon(\text{T1})$
	(ppm)	(ppm)							(Ma)	
BJ2-17a			0.13	0.51	-6.96	-0.34	1389.02	4.81	610	-1.79
NLD-7A D56	10.70	63.44	0.10	0.51	-28.83	-0.48	2585	2.40	610	-21.46
NLD-8A D56	7.61	32.19	0.14	0.51	-17.89	-0.27	2888	1.91	610	-13.70
NLD-9A D56	8.11	35.92	0.14	0.51	-12.89	-0.31	2108.5	3.28	610	-8.21
NLD-20A D56	4.57	21.20	0.13	0.51	-8.69	-0.34	1551.5	4.44	610	-3.53
NLD-22A D56	5.49	21.76	0.15	0.51	-10.05	-0.22	2298	2.92	610	-6.61

As amostras NLD-7A e NLD-8A possuem TDM arqueano e compartilham um epsilon Nd -3.4 a 2.1 Ga. Devem representar produtos de um magmatismo básico original da série ortognáissica. As demais amostras possuem TDM mesoproterozóicos, duas das quais, NLD-9A e NLD-22A foram recalculadas por duplo estágio a partir de 0.61 Ga (quando de modificações impostas pelo metamorfismo e anatexia neoproterozóicos). O epsilon Nd nesta época encontra-se entre -3.5 a -8.2 (Tabela 10). É provável que estas rochas representem um magmatismo básico (toleítico, intraplaca, e ricos em elementos litófilos), sin-tectônico em relação aos processos orogênicos neoproterozóicos.

A amostra BJ-2-17A é um gnaiss metatexítico semi-pelítico, a granada e sillimanita. Possui TDM neoproterozóico e epsilon Nd (0.61 Ga) -1.8 , sugerindo proveniência de uma área-fonte neoproterozóica.

16. CONCLUSÕES

A *Nappe* Lima Duarte engaja ortognaisses de uma infra-estrutura arqueana ou paleoproterozóica e uma série metassedimentar provavelmente neoproterozóica. Compartilharam um transporte dúctil sin-metamórfico neoproterozóico para N, sob condições de fácies anfibolito superior.

A série ortognaissica possui leitos métricos a decamétricos de rochas metabásicas em *boudins*. Nestas rochas distingui-se dois tipos principais:

- toleítos com afinidades MORB, empobrecidos em elementos incompatíveis, e com baixa razão Sr/Y (entre 1 e 4). Apresentam baixa residência crustal de Nd a 2.1 Ga.
- Toleítos com afinidades intraplacas, enriquecidos em elementos incompatíveis, e com alta razão Sr/Y, refletindo a retenção de Y na granada da fonte, o que permite o recálculo do TDM para dois estágios a partir de 0.61 Ga. Essas rochas possuem texturas hipidiomórficas reliquiares e provavelmente representam um magmatismo sin-tectônico em relação ao evento neoproterozóico.

Essas rochas metabásicas apresentam texturas retrogressivas na forma de *moat* de granada ao redor do plagioclásio e coronas simplectíticas de Hbl + Qtz + Pl substituindo os piroxênios. O ortopiroxênio ocorre localmente. Apresentam uma trajetória metamórfica anti-horária, com soterramento e aquecimento a 890°C - 9 Kbar (THERMOCALC), seguido de um resfriamento quase isobárico para 680-780°C, 7-8 Kbar.

Os paragneisses no domínio frontal da *Nappe* Lima Duarte, possuem raramente cianita inclusa em granada, em associação com Bt + Ms + Kfs + Sil + Rt + Ilm. Predomina a sillimanita fibrolítica, no geral como pseudomorfos de sillimanita prismática. Estes gnaisses registram reações de quebra da muscovita, com geração de feldspatos, biotita e sillimanita. A trajetória metamórfica obtida é retrogressiva, e admite um estágio inicial de descompressão ao campo da sillimanita. O pico térmico encontra-se em torno de 820°C, 7 Kbar (THERMOCALC). As temperaturas de Zr no rutilo chegam ao máximo de 795°C, no interior de granadas intercinemáticas, registrando etapa de descompressão (pré-pico metamórfico) no limite Ky/Sil. A continuidade da trajetória retrogressiva indica o resfriamento, a condições P-T de 600-790°C, 4 -7 Kbar.

Admite-se para estes dois conjuntos litológicos e tectônicos que o evento metamórfico tenha ocorrido no neoproterozóico. No entanto apresentaram, nos estágios iniciais, distintas

trajetórias na crosta. As rochas metabásicas registrando soterramento ao fácies granulito, enquanto os metassedimentos à decompressão ao campo da sillimanita, sob condições de fácies anfibolito superior. Os estágios posteriores da trajetória metamórfica de extrusão da *nappe* foram compartilhados por esses dois conjuntos de rochas.

17. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, J.L. & SMITH, D.R. 1995. The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80**: 549-559.
- BACHMANN, O. & DUNGAN, M.A. 2002. Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist*, **87**: 1062-1076.
- BELL, T.H., RUBENACH, M.J. & FLEMING, P.D. 1986. Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. *Journal of metamorphic Geology*, **4**: 37-67.
- BELL, T.H., JOHNSON, S.E., DAVIS, B., FORDE, A., HAYWARD, N. & WILKINS, C. 1992. Porphyroblast inclusion-trail orientation data: eppure non son girate. *Journal of metamorphic Geology*, **10**: 295-307.
- BELL, T.H., HICKEY, K.A. & UPTON, G.J.G. 1998. Distinguishing and correlating multiple phases of metamorphism across a multiply deformed region using the axes of spiral, staircase and sigmoidal inclusion trails in garnet. *Journal of metamorphic Geology*, **16**: 767-794.
- BERMAN, R.G. 1988. Internally consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system $Na_2O-K_2O-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2$. *Journal of Petrology*, **29**: 445-522.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104(2)**: 208-224.
- BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C. & FUCK, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**: 155-166.
- CAMPOS NETO, M.C. & CABY, R. 1999. Tectonic constrain on Neoproterozoic high-pressure metamorphism and *nappe* system south of São Francisco craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **97**: 3-26.
- CAMPOS NETO, M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. *Tectonic Evolution in South America*, 335-365.
- CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M.A.S., VLACH, S.R.F., CABY, R., SZABÓ, G.A.J., & VASCONCELLOS, P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um

- esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Geologia USP, série científica*, **4** (1): 13-40.
- COOKE, R.A., O'BRIEN, P.J. & CARSWELL, D.A. 2000. Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral compositions in high-pressure-temperature granulites from the Moldanubian Zone, Austria. *Journal of metamorphic Geology*, **18**: 551-569.
- COSTA, A.G., ROSIÈRE, C.A., EBERT, H.D., FISCHER, D.P., FUCK, R.A. & PIMENTEL, M.M. 1998. The relation between frontal and strike-slip shear zones and the regional metamorphism and magmatism in a deep-crustal segment of the northern Ribeira belt, SE-Brazil. In: *14th International Conference on Basement Tectonics*, 1998, Ouro Preto, Brazil, Abstracts, 26-28.
- DAHL, P.S. 1980. The thermal-compositional dependence of Fe²⁺-Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene, applications to geothermometry. *American Mineralogist*, **65**: 852-866.
- DEPAOLO, D.J. 1981a. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**: 193-196.
- ECKERT, J.O. Jr., NEWTON, R.C. & KLEPPA, O. J. 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist*, **76**: 148-160.
- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet – clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71**: 13-22.
- FERRY, J. & WATSON, E. B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, doi. 10.1007/s00410-007-0201-0, in press.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & TEIXEIRA, W. 1996. The Mantiqueira metamorphic complex, eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**: 223-246.
- FISCHER, D.P., PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., COSTA, A.G. & ROSIÈRE, C.A. 1998. Geology and Sm-Nd isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora complex (Ribeira Belt) in the Abre Campo-Manhuaçu region, Minas Gerais, Brazil. In: *14th International Conference on Basement Tectonics*, 1998, Ouro Preto, Brazil, Abstracts, 21-23.
- GANGULY, J. 1979. Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **43**: 1021-1029.
- GANGULY, J. & SAXENA, S.K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist*, **69**: 88-97.

- GREEN, D.H. & LAMBERT, I.B. 1965. Experimental Crystallization of Anhydrous Granite at High Pressures and Temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **70**: 5259-5268.
- HARALY, N.L.E., HASUI, Y., MIOTO, J.A., HAMZA, V.M. & RODRIGUES, C.R. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica. *Boletim Especial da Sociedade Brasileira de Geologia*, Belo Horizonte: 71-93.
- HELGESON, H.C., DELANY, J.M., NESBIT, H.W. & BIRD, D.K. 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. *American Journal of Sciences*, **278A**: 1-229.
- HENSEN, B.J. 1976. The stability of pyrope-grossular garnet with excess silica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **55**: 279-292.
- HOLDAWAY, M.J. 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, **271**: 97-131.
- HOLLAND, T. J. B. & BLUNDY, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**: 433-447.
- HOLLAND, T. & POWELL, R. 2001. Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, **42**: 673-683.
- 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.
- KELSEY, D.E., WHITE, R.W. & POWELL, R. 2003. Orthopyroxene-sillimanite-quartz assemblages: distribution, petrology, quantitative P-T-X constraints and P-T paths. *Journal of metamorphic Geology*, **21**: 439-453.
- KOHN, M.J. & SPEAR, F.S. 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to south-eastern Vermont. *American Mineralogist*, **75**: 89-96.
- KRETZ, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**: 277-279.
- KUSHIRO, I. & YODER, H.S. 1966. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *Journal of Petrology*, **7**: 337-362.
- 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.
- LE BRETON, N. & THOMPSON, A.B. 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**: 226-237.
- MESCHEDE, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental toleites with the Nb – Zr – Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**: 207-218.

- MIYASHIRO, A. 1974. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, **83** (2): 249-81.
- NAIR, R. & CHACKO, T. 2002. Fluid-absent melting of High-grade Semi-pelites: P-T Constraints on Orthopyroxene Formation and Implications for Granulite Genesis. *Journal of Petrology*, **43**: 2121-2142.
- NEWTON, R.C., & HASELTON, H.T. 1981. Thermodynamics of the Garnet-Plagioclase- Al_2SiO_5 -Quartz geobarometer. In: Newton, R.C., Navrotsky, A. & Wood, B.J. (eds). *Thermodynamics of minerals and melts*. Springer, Berlin: p.129-145.
- O'BRIEN, P.J. & RÖTZLER, J. 2003. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of metamorphic Geology*, **21**: 3-20.
- PARIA, P., BHATTACHARYA, A. & SEN, S.K. 1988. The reaction garnet + clinopyroxene + quartz = 2 orthopyroxene + anorthite: a potential geobarometer for granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**: 126-133.
- PASSCHIER, C.W., TROUW, R.A.J., ZWART, H.J., & VISSERS, R.L.M. 1992. Porphyroblast rotation: eppur si muove? *Journal of metamorphic Geology*, **10**: 283-294.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Second edition, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 289 p.
- PATÍÑO DOUCE, A.E. & BEARD, J.S. 1995. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 Kbar. *Journal of Petrology*, **36**: 707-738.
- PATTISON, D.R.M. 2003. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet+clinopyroxene+plagioclase±quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of metamorphic Geology*, **21**: 21-34.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1971. Ophiolites origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**: 339-349.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 33-47.
- PEDROSA-SOARES, A.C. & NOCE, C.M., 1998. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. In: *14th International Conference on Basement Tectonics*, 1998, Ouro Preto, Brazil, Abstracts, 35-37.
- PERKINS, D. & NEWTON, R.C. 1981. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet – pyroxene – plagioclase – quartz. *Nature*, **292**: 144-146.
- PETRELLI, M., POLI, G., PERUGINI, D. & PECERILLO, A. 2005. PetroGraph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**: 1-15.

- PINTO, C.P. (org). 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Lima Duarte, Folha SF-23-X-C-VI, Estado de Minas Gerais, Escala 1: 100 000*. DNPM/CPRM, Belo Horizonte, Mapas e Texto Explicativo, 224 p.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. 1988. An internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: 3. Application methods, a worked example and computer program. *Journal of metamorphic Geology*, **16**: 577-588.
- RÅHEIM A. & GREEN, D.H. 1974a. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **48**: 179-203.
- RIBEIRO, A., TROUW, R.A.J., ANDREIS, R.R., PACIULLO, P. & VALENÇA, J.G. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do cráton de São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **25(4)**: 235-248.
- RICHARD, L. 1995. *Minpet for Windows*. Version 2.02 (software).
- ROLLINSON, H. 1993. Using geochemical data. Essex, England: Longman Scientific & Technical, New York: John Wiley & Sons, Inc., 352p.
- SAXENA, S.K. 1969. Silicate solid solutions and geothermometry. 4. Statistical study of chemical data on garnets and clinopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **23**: 140-156.
- SAXENA, S.K. 1979. Pyroxene and garnet crystalline solutions, in Problems of physico-chemical petrology. In: V.A. Zharikov et al., Eds., D. S. Korzhinskii 80th Anniversary Volume. *Academy of Science*, U.S.S.R.
- SAXENA, S.K. & ERIKSON, G. 1983. Theoretical computation of mineral assemblages in pyrolyte and lherzolite. *Journal of Petrology*, **24**: 538-555.
- SAWYER, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatetic rocks. *Journal of metamorphic Geology*, **19**: 291-309.
- SENGUPTA, P., DASGUPTA, S., BHATTACHARYA, P. K. & HARIYA, Y. 1989. Mixing behavior in quaternary garnet solid solution and an extended Ellis and Green garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **103**: 223-227.
- SOTO, J.I. & SOTO, V.M. 1995. PTMAFIC: Software package for thermometry, barometry and activity calculations in mafic rocks using an IBM-compatible computer. *Computers and Geosciences*, **21**: 619-652.
- SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**: 149-164.
- SPEAR, F.S. 1995. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America*, Washington, D.C. Second edition, Book Crafters, 799p.

- SPEAR, F.S., KOHN, M.J. & CHENEY, J.T. 1999. P-T paths from anatetic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**: 17-32.
- SPEAR, F.S. & DANIEL, C.G., 2001. Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine, USA. *Journal of metamorphic Geology*, **19**: 179-195.
- SPIESS, R., BERTOLO, B., BORGHI, A. CHINELLATO, M. & TINOR CENTI, M. 2000. Microtextures of opaque inclusions: their use as indicators for hiatuses during garnet porphyroblast growth. *Journal of metamorphic Geology*, **18**: 591-603.
- STÍPSKÁ, P. & POWELL, R. 2005. Constraining the P-T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif. *Journal of metamorphic Geology*, **23**: 725-743.
- TOMKINS, H.S., POWELL, R. & ELLIS, D.J. 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of metamorphic Geology*, **25**: 703-713.
- VIELZEUF, D. & HOLLOWAY, J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**: 257-276.
- VIELZEUF, D. & MONTEL, J.M. 1994. Partial melting of metagreywackes. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117**: 375-393.
- VILELA, L.G.G. 2000. Petrografia, geotermobarometria e evolução metamórfica de granulitos básicos de alta pressão e rochas transicionais para fácies eclogito na região de Lima Duarte, MG. *Dissertação de Mestrado, IG-USP*: 180 pp.
- WATERS, D.J. 2001. The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks. *Lithos*, **56**: 97-110.
- WATSON, E.B., WARK, D.A. & THOMAS, J.B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **151**: 413-433.
- WEI, C.J. & POWELL, R., 2004. Calculated phase relations in high-pressure metapelites in the system NKFMASH ($\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$). *Journal of Petrology*, **45**: 183-202.
- WEI, C.J., POWELL, R. & CLARKE, G.L. 2004. Calculated phase equilibria for low and medium pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems. *Journal of metamorphic Geology*, **22**: 495-508.
- WERDING, G. & SCHREYER, W. 1996. Experimental studies on borosilicates and selected borates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **33**: 117-163.
- ZACK, T., MORAES, R. & KRONZ, A. 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **148**: 471-488.

ANEXOS

Tabela de análises químicas de feldspato das amostras OL-II-112B e OL-III-39A

Sample	OL2-112B	OL2-112B	OL2-112B	OL2-112B	OL2-112B	OL2-112B	OL2-112B	OL2-112B	OL2-112B	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A	OL3-39A
SiO2	64.28	64.36	62.44	62.05	64.55	64.48	64.44	63.79	63.32	64.54	56.9	58.41	60.27	60.28	60.8	60.6	61.16	61.35	61.31	61.14	59.58	58.27
TiO2	0.04	0.18	0	0	0.03	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0.03	0.01	0.03	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01
Al2O3	18.92	18.75	18.25	18.5	18.84	19.13	18.77	18.99	18.75	18.88	27.28	26.39	24.8	24.48	24.63	24.65	24.76	24.78	24.67	24.42	24.35	26.8
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0.02	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0.05	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03
MgO	0	0	0.02	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0.17	0.01
CaO	0.01	0.01	0.03	0	0.01	0.02	0.01	0	0	0.01	9.22	8.02	6.14	5.81	5.46	6	5.75	5.87	5.88	5.75	3.28	8.25
Na2O	1.4	1.27	0.45	1.49	1.86	2.03	1.67	2.08	2.23	1.91	6.17	8.36	7.92	8.2	8.36	8.17	8.32	8.25	8.28	8.36	8.09	7
K2O	14.71	14.84	16.13	14.45	14.28	13.83	14.31	13.69	13.46	14.3	0.05	0.05	0.13	0.13	0.14	0.08	0.13	0.14	0.15	0.18	0.06	0.06
Totals	99.38	99.44	97.33	96.52	99.56	99.55	99.23	98.58	97.77	99.66	99.62	99.78	99.24	98.94	99.39	99.51	100.17	100.48	100.28	99.81	95.56	100.41
Oxygens	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.97	2.972	2.967	2.964	2.979	2.97	2.981	2.967	2.968	2.977	2.555	2.608	2.695	2.703	2.708	2.704	2.71	2.71	2.714	2.719	2.727	2.588
Ti	0.001	0.006	0	0	0.001	0	0.001	0	0.001	0	0.001	0.001	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.03	1.021	1.023	1.042	1.025	1.039	1.024	1.041	1.036	1.026	1.444	1.389	1.307	1.294	1.293	1.296	1.294	1.291	1.288	1.281	1.314	1.404
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0.01	0.011	0.013	0	0.001	0	0.002	0.002	0.004	0	0.007	0.011	0.005	0.007	0.012	0.004	0.002	0.003	0.001	0.002	0.026	0.014
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0
Mg	0	0	0.001	0.001	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0.001	0.001
Ca	0	0.001	0	0	0	0.001	0.001	0	0	0	0.444	0.383	0.294	0.279	0.26	0.287	0.273	0.278	0.279	0.274	0.161	0.392
Na	0.125	0.114	0.042	0.138	0.167	0.181	0.15	0.188	0.202	0.171	0.537	0.592	0.687	0.713	0.722	0.707	0.719	0.713	0.708	0.714	0.718	0.603
K	0.867	0.875	0.978	0.978	0.841	0.813	0.845	0.812	0.805	0.842	0.003	0.003	0.005	0.007	0.008	0.005	0.008	0.008	0.008	0.01	0.003	0.003
Sum	5.005	5	5.025	5.025	5.013	5.007	5.003	5.012	5.016	5.017	4.989	4.989	4.994	5.005	5.003	5.002	5.005	5.003	4.999	5.001	4.961	5.005
An	0	0	0.10	0.00	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	45.12	39.16	29.82	27.93	26.26	28.73	27.30	27.83	28.04	27.45	18.25	39.28
Ab	12.60	11.53	4.11	13.54	16.57	18.19	15.06	18.80	20.06	16.88	54.57	60.53	69.68	71.37	72.93	70.77	71.90	71.37	71.16	71.54	81.41	60.42
Or	87.40	88.47	95.79	86.46	83.43	81.71	84.84	81.20	79.94	83.12	0.30	0.31	0.51	0.70	0.81	0.50	0.80	0.80	0.80	1.00	0.34	0.30
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabela de análises químicas de rutilo das amostras OL-II-112B e OL-III-39A

[illegible]

Tabela de análises químicas de ilmenita das amostras OL-II-112B e OL-III-39A

Ammonia	OL-2-112B	OL-2-112B	OL-2-112B	OL-2-112B	OL-2-112B	OL-3-39A	OL-3-39A	OL-3-39A
SO ₂	0.029	0.034	0	0.035	0.019	0.033	0	0.044
SiO ₂	50.78	51.718	51.733	52.059	50.761	52.044	52.588	50.551
Al ₂ O ₃	0.01	0.04	0.003	0.02	0	0.012	0.022	0.007
Cr ₂ O ₃	0.018	0	0.037	0.017	0.034	0.032	0.023	0.055
FeO	47	46.996	47.535	48.601	47.332	45.84	45.9	48.905
MnO	0.249	0.232	0.268	0.194	0.209	0.462	0.398	0.524
MgO	0.246	0.234	0.114	0.405	0.592	0.605	0.988	0.624
CaO	0.006	0.016	0	0.004	0.011	0.009	0.003	0.016
lib ₂ O ₅	0.046	0.092	0.021	0.034	0.096	0	0.032	0.032
Total	98.383	99.363	99.711	101.37	99.055	99.038	99.964	98.759

Tabela de análises químicas de granada da amostra OL-III-39A

[illegible][illegible]

Tabela de Análises químicas de granada da amostra OL-II-112B

Sample	g Gnt-1	g Gnt-2	g Gnt-3	g Gnt-4	g Gnt-5	g Gnt-6	g Gnt-7	g Gnt-8	g Gnt-9	g Gnt-10	g Gnt-11	g Gnt-12	g Gnt-13	g Gnt-14	g Gnt-15	g Gnt-16	g Gnt-17	g Gnt-18	g Gnt-19	g Gnt-20	g Gnt-21	g Gnt-22	g Gnt-23	g Gnt-24	g Gnt-25	
SiO2	37.77	37.97	37.5	37.62	37.38	37.69	37.48	37.33	37.26	36.77	37.08	37.39	37.05	37.3	37.45	37.21	37.36	37.74	37.19	37.04	37.53	37.18	37.27	37.66	37.31	
TiO2	0.03	0.1	0.04	0.03	0.05	0.07	0.05	0.03	0.08	0.01	0.02	0.05	0.02	0.07	0.07	0.05	0.07	0.07	0	0	0.08	0	0.08	0.02	0	
Al2O3	21.94	21.96	21.98	22.01	21.91	22.08	21.98	22.03	22.06	21.97	22.04	21.84	21.73	21.95	21.71	22.05	21.95	22.07	21.95	21.98	21.93	21.88	21.9	21.76	22.05	
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Fe2O3	34.39	34.62	34.2	33.51	34.09	33.37	33.63	33.21	33.34	32.47	33.74	33.31	32.61	34.37	34.19	33.96	33.77	33.85	34.53	34.45	34.44	34.68	34.34	34.6	34.85	
MnO	1.84	1.51	1.31	1.3	1.22	1.22	1.27	1.23	1.16	1.16	1.46	1.2	1.41	1.69	0.83	1.02	0.84	0.92	1.63	1.74	1.53	1.43	1.06	1.07	1.37	
MgO	2.36	2.44	2.89	2.76	2.69	2.53	2.63	2.51	2.54	2.6	2.55	2.5	2.52	2.41	2.72	2.72	2.77	2.9	2.31	2.21	2.5	2.58	2.84	2.99	2.69	
CaO	1.27	1.91	1.98	2.18	2.59	3.21	2.77	2.9	3.01	2.89	2.03	2.96	2.55	1.64	2.67	2.72	2.38	2.39	1.78	1.46	1.87	1.85	1.97	1.72	1.59	
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Totals	99.6	100.52	99.9	99.43	99.94	100.18	99.82	99.26	99.44	97.86	98.84	99.31	97.89	99.36	99.63	99.72	99.15	99.93	99.39	98.88	99.88	99.47	99.82	99.87	99.87	
Oxysum	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	
Si	3.03	3.02	2.999	3.014	2.992	3.001	2.998	2.999	2.999	2.991	2.996	3.005	3.014	3.006	3.004	2.982	3.003	3.008	2.999	3.002	3.007	2.992	2.994	3.013	2.992	
Ti	0.002	0.006	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.005	0.001	0.003	0.003	0.001	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0	0.005	0.005	0.001	0	0	
Al	2.075	2.066	2.072	2.08	2.07	2.073	2.073	2.087	2.087	2.107	2.1	2.069	2.084	2.084	2.053	2.083	2.08	2.073	2.087	2.1	2.071	2.076	2.074	2.053	2.084	
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe	2.307	2.303	2.287	2.247	2.282	2.223	2.25	2.231	2.238	2.209	2.28	2.239	2.219	2.216	2.294	2.276	2.27	2.256	2.329	2.334	2.307	2.334	2.308	2.316	2.337	
Fe2	0.125	0.102	0.088	0.088	0.084	0.082	0.086	0.084	0.079	0.08	0.1	0.081	0.097	0.115	0.057	0.069	0.057	0.062	0.111	0.119	0.104	0.097	0.072	0.071	0.093	
Mn	0.282	0.29	0.345	0.33	0.321	0.31	0.314	0.302	0.304	0.315	0.301	0.306	0.305	0.325	0.289	0.326	0.312	0.345	0.278	0.266	0.299	0.31	0.34	0.356	0.321	
Mg	0.109	0.163	0.169	0.187	0.222	0.274	0.238	0.25	0.259	0.252	0.176	0.255	0.222	0.141	0.229	0.233	0.205	0.204	0.154	0.127	0.16	0.17	0.148	0.137	0.121	
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Sum	7.93	7.94	7.96	7.95	7.97	7.96	7.96	7.96	7.96	7.95	7.95	7.96	7.94	7.95	7.97	7.97	7.95	7.95	7.96	7.95	7.95	7.97	7.96	7.96	7.97	
Alm	81.72	80.58	78.79	78.45	77.91	77.82	77.71	77.55	77.15	77.05	77.72	78.05	78.37	78.37	78.37	78.37	78.37	78.37	81.09	82.01	80.38	80.46	79.86	80.06	80.92	
Prp	9.99	10.15	11.94	11.57	11.03	10.73	10.87	10.53	10.56	11.03	10.54	10.62	10.73	10.10	11.19	11.23	11.59	12.03	9.68	10.42	10.42	10.69	11.76	12.31	11.11	
Grs	3.86	5.70	5.85	6.56	7.63	9.48	8.24	8.72	8.99	8.82	6.16	8.85	7.81	4.93	7.88	8.02	7.16	7.12	5.36	4.46	5.57	5.52	5.88	5.12	4.74	
Spn	4.43	3.05	3.09	2.89	2.89	2.84	2.98	2.91	2.74	2.80	3.50	2.81	3.41	4.02	1.96	2.38	1.89	2.16	3.86	4.18	3.62	3.34	2.49	2.52	3.22	
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Sample	g Gnt-26	g Gnt-27	g Gnt-28	g Gnt-29	g Gnt-30	g Gnt-31	g Gnt-32	g Gnt-33	g Gnt-34	g Gnt-35	g Gnt-36	g Gnt-37	g Gnt-38	g Gnt-39	g Gnt-40	g Gnt-41	g Gnt-42	g Gnt-43	g Gnt-44	g Gnt-45	g Gnt-46	g Gnt-47	g Gnt-48	Sample	
SiO2	36.99	37.24	37.36	37.32	37.3	37.34	37.49	36.83	37.52	37.53	37.37	37.32	37.54	37.51	37.74	37.43	37.85	37.62	37.39	36.83	37.36	37.17	37.01	SiO2	
TiO2	0.1	0.05	0.07	0.07	0.02	0	0.1	0.01	0.07	0.07	0.02	0.01	0.02	0	0.04	0	0.02	0	0.12	0	0	0.04	0.06	TiO2	
Al2O3	21.91	21.86	21.93	21.86	21.86	21.79	21.98	21.76	21.95	21.82	21.79	21.94	21.87	22.14	21.82	22.02	21.74	22.11	21.86	22.05	21.83	21.89	21.78	Al2O3	
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr2O3	
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Fe2O3	
MnO	35.65	34.29	35.03	33.95	33.07	34.78	32.91	33.8	32.52	33.08	33.45	32.61	33.23	33.89	33.6	34.83	33.84	34.31	34.43	35.45	34.58	35	33.72	MnO	
MgO	1.82	1.78	1.45	1.19	1.29	1.52	1.25	1.28	1.35	1.2	1.26	1.3	1.16	1.18	1.2	1.27	1.17	1.38	1.42	1.41	1.6	1.7	1.76	MgO	
CaO	2.3	2.4	2.67	2.62	2.68	2.5	2.54	2.57	2.45	2.63	2.42	2.59	2.5	2.5	2.55	2.92	2.73	2.88	2.82	2.67	2.57	2.4	2.46	CaO	
Na2O	0.86	1.32	1.49	2.02	2.72	1.49	3.28	3.15	3.21	3.24	3.11	3.14	3.23	3.17	3.06	1.83	2.51	1.78	1.66	1.4	1.27	1.1	0.8	Na2O	
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	K2O	
Totals	99.63	98.9	99.97	99.23	98.94	99.42	99.56	99.41	99.66	99.5	99.42	98.91	99.53	100.39	100.01	100.3	99.87	100.07	99.7	99.81	99.22	99.3	99.59	Totals	
Oxygen	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	Oxygen	
Si	2.987	3.013	2.996	3.005	3.005	3.009	3.001	2.972	3.014	3.008	3.004	3.005	3.009	2.988	3.013	2.988	3.023	3.002	2.999	2.966	3.013	3.002	2.99	Si	
Ti	0.006	0	0.003	0.004	0.001	0	0.006	0.001	0.004	0	0.001	0.001	0	0.002	0	0.002	0	0.001	0.007	0	0	0.002	0.004	Ti	
Al	2.086	2.085	2.073	2.075	2.076	2.07	2.075	2.07	2.078	2.062	2.065	2.082	2.067	2.079	2.053	2.072	2.048	2.08	2.067	2.094	2.076	2.084	2.074	Al	
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr	
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe	
Fe2	2.41	2.32	2.35	2.29	2.23	2.34	2.20	2.28	2.19	2.22	2.25	2.20	2.23	2.26	2.24	2.33	2.26	2.29	2.31	2.39	2.33	2.36	2.41	Fe2	
Mn	0.13	0.12	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.11	0.12	0.12	Mn	
Mg	0.28	0.29	0.32	0.31	0.32	0.30	0.30	0.31	0.29	0.32	0.29	0.31	0.30	0.30	0.30	0.35	0.33	0.34	0.34	0.32	0.31	0.29	0.30	Mg	
Ca	0.07	0.12	0.13	0.17	0.24	0.13	0.28	0.27	0.28	0.28	0.27	0.27	0.28	0.27	0.26	0.16	0.21	0.15	0.14	0.12	0.11	0.10	0.07	Ca	
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Na	
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	K	
Sum	7.96	7.94	7.97	7.95	7.96	7.96	7.96	7.99	7.94	7.96	7.96	7.95	7.96	7.97	7.96	7.98	7.95	7.96	7.96	7.99	7.95	7.95	7.97	Sum	
Alm	83.50	81.49	81.20	79.71	77.55	76.68	77.30	77.30	76.77	76.66	77.74	76.62	77.27	77.73	77.61	79.73	78.53	79.56	80.04	81.67	81.51	82.54	83.27	Alm	
Prp	9.60	10.19	10.99	10.95	11.21	10.43	10.55	10.47	10.30	10.89	10.02	10.82	10.34	10.22	10.52	11.89	11.29	11.89	11.68	10.94	10.80	10.09	10.21	Prp	
Gr	2.57	4.04	4.42	6.07	8.18	4.45	9.82	9.25	9.70	9.61	9.26	9.65	9.65	9.37	9.07	5.58	7.43	5.32	4.95	4.10	3.84	3.32	2.38	Gr	
Sp	4.33	4.29	3.39	3.28	3.66	3.62	2.96	2.98	3.23	2.84	2.97	3.11	2.74	2.75	2.80	2.95	2.74	3.23	3.33	3.28	3.84	4.05	4.14	Sp	
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Tabela de análises químicas de biotita, recalculada para 110

[illegible]

Tabela de análises químicas de muscovita, recalculada para 11 O

[illegible]

Tabela de análises químicas de rutilo das lâminas OL-II-112B e OL-III-39A

OL-2-112B

OL-II-112B	ZrO ₂ (%peso)	ZrO ₂ ppm	Temperatura (Watson, 2006)				T(°C) média
Rt - 1	0.044	325.732	693.8981	654.808874	606.296	643.34129	649.6
Rt - 2	0.036	266.508	676.4673	638.7473	591.0742	626.8219	633.3
Rt - 3	0.054	399.762	712.3595	671.7947	622.3936	660.8374	666.8
Rt - 4	0.039	288.717	683.3441	645.0867	597.0822	633.3392	639.7
Rt - 5	0.117	866.151	788.9085	741.9464	688.8773	733.3839	738.3
Rt - 6	0.114	843.942	786.1442	739.4209	686.4839	730.7641	735.7
Rt - 7	0.115	851.345	787.072	740.2687	687.2873	731.6434	736.6
Rt - 8	0.096	710.688	768.2127	723.0244	687.2873	713.7702	723.1
Rt - 9	0.123	910.569	794.2713	746.8443	693.5191	738.4663	743.3
Rt - 10	0.104	769.912	776.4885	730.5948	693.5191	721.6133	730.6
Rt - 11	0.109	806.927	781.4051	735.0898	682.3792	726.2728	731.3
Rt - 12	0.046	340.538	697.8462	658.4436	609.7407	647.083	653.3
Rt - 13	0.123	910.569	794.2713	746.8443	693.5191	738.4663	743.3
Rt - 14	0.066	488.598	731.146	689.0527	638.7493	678.6417	684.4
Rt - 15	0.031	229.493	663.8818	627.1358	638.7493	614.8945	636.2
Rt - 16	0.044	325.732	693.8981	654.8089	606.296	643.3413	649.6
Rt - 17	0.043	318.329	691.8687	652.9402	606.296	643.3413	648.6

OL-3-39A

OL-III-39A	ZrO ₂ (%peso)	ZrO ₂ ppm	Temperatura (Watson, 2006)				T(°C) média
Rt - 1	0.045	333.135	695.89	656.6429	608.0341	645.2291	651.4
Rt - 2	0.063	466.389	726.7274	684.996	634.9047	674.454	680.3
Rt - 3	0.044	325.732	693.8981	654.8089	634.9047	643.3413	656.7
Rt - 4	0.039	288.717	683.3441	645.0867	597.0822	633.3413	639.7
Rt - 5	0.051	377.553	707.1363	666.9917	617.8418	655.8874	662.0

Tabela de análises químicas de ilmenita das lâminas OL-II-112B e OL-III-39A

	OL-2-112E		OL-2-112E		OL-2-112E		OL-2-112E		OL-2-112B	
	Ilm 1	Ilm 2	Ilm 3	Ilm 4	Ilm 5					
SiO ₂	0.029	0.034	0	0.035	0.019					
TiO ₂	50.78	51.718	51.733	52.059	50.761					
Al ₂ O ₃	0.01	0.04	0.003	0.02	0					
Cr ₂ O ₃	0.018	0	0.037	0.017	0.034					
FeO	47	46.996	47.535	48.601	47.332					
MnO	0.249	0.232	0.268	0.194	0.209					
MgO	0.246	0.234	0.114	0.405	0.592					
CaO	0.006	0.016	0	0.004	0.011					
Nb ₂ O ₅	0.046	0.092	0.021	0.034	0.096					
Total	98.383	99.363	99.711	101.37	99.055					
	OL-3-39A		OL-3-39A		OL-3-39A					
	Ilm 1	Ilm 2	Ilm 3							
SiO ₂	0.033	0	0.044							
TiO ₂	52.044	52.588	50.551							
Al ₂ O ₃	0.012	0.022	0.007							
Cr ₂ O ₃	0.032	0.023	0.055							
FeO	45.84	45.9	46.905							
MnO	0.462	0.398	0.524							
MgO	0.605	0.998	0.624							
CaO	0.009	0.003	0.016							
Nb ₂ O ₅	0	0.031	0.032							
Total	99.038	99.964	98.759							

Tabela de análises químicas de anfibólios de rochas metabásicas

Sample	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-20A	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D
SiO2	43.491	44.552	44.042	45.76	45.891	43.843	44.091	45.671	45.074	45.587	47.146	44.831	45.634	43.819	42.224	44.058	43.107	
TiO2	1.052	0.954	0.986	0.926	0.811	1.366	0.92	0.926	0.866	0.85	0.658	0.947	0.843	0.786	1.264	1.215	1.013	
Al2O3	12.137	12.018	11.846	10.499	10.01	12.577	12.499	11.108	11.29	11.033	9.334	12.458	10.673	11.82	11.854	10.764	10.971	
FeO	17.118	15.617	16.215	15.904	15.943	17.626	15.794	16.117	15.606	16.083	14.918	15.95	15.811	16.283	17.342	17.508	17.889	
MnO	0.173	0.159	0.131	0.157	0.189	0.147	0.19	0.155	0.163	0.18	0.174	0.188	0.107	0.108	0.12	0.127	0.197	
MgO	9.924	10.98	10.69	11.224	11.512	9.525	10.428	10.843	10.706	10.946	11.661	10.001	10.95	11.377	9.589	10.166	10.041	
CaO	10.847	12.103	12.201	11.827	11.066	10.442	10.674	11.014	10.874	12.138	12.149	10.092	10.716	11.846	13.119	13.347	11.597	
Na2O	1.321	1.174	1.253	1.172	1.078	1.435	1.165	1.316	1.139	1.109	0.969	1.233	1.145	1.424	1.428	1.248	1.45	
K2O	0.858	0.701	0.772	0.723	0.693	1.01	0.754	0.726	0.732	0.716	0.561	0.749	0.746	1.129	1.071	1.036	1.213	
F	0.041	0	0	0	0.075	0.113	0.112	0.035	0.077	0.042	0.116	0.11	0.042	0.075	0	0.113	0.109	
Cl	0.054	0.036	0.028	0.028	0.036	0.003	0.023	0.018	0.008	0.018	0	0.031	0.036	0.018	0.044	0.008	0.046	
Total	97.02	98.29	98.16	98.22	97.3	98.09	96.65	97.93	96.53	98.7	97.69	96.59	96.7	98.69	98.05	99.59	97.63	
O_F-Cl	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.05	0.05	0.02	0.03	0.02	0.05	0.05	0.03	0.04	0.01	0.05	0.06	
O_F	0.02	0	0	0	0.03	0.05	0.05	0.01	0.03	0.02	0.05	0.05	0.02	0.03	0	0.05	0.05	
O_Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0	0.01	
TSi	6.437	6.509	6.481	6.685	6.707	6.422	6.483	6.654	6.646	6.648	6.914	6.576	6.705	6.401	6.38	6.542	6.45	
TAI	1.563	1.491	1.519	1.315	1.293	1.578	1.517	1.346	1.354	1.352	1.086	1.424	1.295	1.599	1.62	1.458	1.55	
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
CAI	0.553	0.576	0.534	0.491	0.43	0.592	0.647	0.56	0.606	0.543	0.527	0.728	0.552	0.434	0.49	0.424	0.383	
CFe3	0.795	0.454	0.417	0.451	0.783	0.811	0.83	0.637	0.657	0.382	0.215	0.823	0.716	0.671	0	0	0.569	
CTi	0.117	0.105	0.109	0.102	0.089	0.151	0.102	0.101	0.096	0.093	0.073	0.104	0.093	0.086	0.144	0.136	0.114	
CMg	2.19	2.391	2.345	2.444	2.508	2.08	2.286	2.355	2.353	2.38	2.55	2.399	2.477	2.16	2.25	2.24	2.24	
CFe2	1.324	1.454	1.579	1.492	1.165	1.349	1.112	1.327	1.267	1.58	1.614	1.134	1.227	1.318	2.191	2.174	1.67	
CMn	0.022	0.02	0.016	0.019	0.023	0.018	0.024	0.019	0.02	0.022	0.022	0.023	0.013	0.013	0.015	0.016	0.025	
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	
BCa	1.72	1.894	1.924	1.851	1.733	1.639	1.681	1.719	1.718	1.897	1.909	1.586	1.687	1.854	2	2	1.859	
BNa	0.28	0.106	0.076	0.149	0.267	0.361	0.319	0.281	0.282	0.103	0.091	0.351	0.313	0.146	0	0	0.141	
Sum_B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1.937	2	2	2	2	2	
ACa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.124	0.123	0	
ANa	0.099	0.227	0.281	0.183	0.038	0.046	0.014	0.091	0.043	0.21	0.185	0	0.013	0.257	0.418	0.359	0.28	
AK	0.162	0.131	0.145	0.135	0.129	0.189	0.141	0.135	0.138	0.133	0.105	0.14	0.14	0.21	0.206	0.196	0.232	
Sum_A	0.261	0.358	0.426	0.318	0.168	0.235	0.155	0.226	0.181	0.343	0.29	0.14	0.153	0.468	0.749	0.679	0.511	
Sum_cat	15.261	15.358	15.426	15.318	15.168	15.235	15.155	15.226	15.181	15.343	15.29	15.077	15.153	15.468	15.749	15.679	15.511	
CCI	0.014	0.009	0.007	0.007	0.009	0.001	0.006	0.004	0.002	0.004	0	0.008	0.009	0.004	0.011	0.002	0.012	
CF	0.019	0	0	0	0.035	0.052	0.052	0.016	0.036	0.019	0.054	0.051	0.02	0.035	0	0.053	0.052	
Sum_oxy	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23.015	23.02	23	

Sample	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D
SiO2	42.469	43.211	43.154	43.187	43.446	43.869	43.281	44.429	43.646	43.096	47.963	45.553	42.045	42.275	42.107	42.453	42.149
TiO2	1.773	1.598	1.668	1.674	1.591	1.599	0.956	0.713	1.077	1.31	0.376	0.423	1.66	1.311	1.22	1.272	1.406
Al2O3	12.7	12.128	11.689	11.895	11.775	11.961	12.333	12.241	11.641	12.37	9.009	10.693	12.756	13.186	12.47	11.721	11.866
FeO	17.291	17.983	17.036	18.071	16.726	18.077	17.703	15.864	17.898	18.144	14.456	16.338	17.597	17.882	16.992	18.075	17.729
MnO	0.138	0.154	0.185	0.184	0.189	0.146	0.181	0.092	0.19	0.18	0.112	0.144	0.145	0.147	0.131	0.131	0.129
MgO	9.502	9.777	10.215	10.195	10.319	10.133	10.178	11.075	10.205	10.07	12.577	11.6	9.777	9.607	9.574	9.765	9.455
CaO	10.522	10.979	11.47	11.54	11.6	10.131	10.259	12.13	11.798	11.56	11.881	12.041	11.708	11.735	13.253	11.689	11.658
Na2O	1.502	1.601	1.632	1.452	1.582	1.585	1.481	1.387	1.42	1.511	1.14	1.199	1.553	1.553	1.52	1.573	1.5
K2O	1.355	1.275	1.071	1.085	1.084	1.084	1.036	1.067	1.049	1.088	0.556	0.924	1.448	1.374	1.217	1.321	1.319
F	0.109	0.185	0.189	0.076	0	0.037	0	0.228	0	0.117	0	0.117	0.037	0.004	0	0	0.077
Cl	0.054	0.031	0.051	0.026	0.033	0.005	0.018	0.005	0.018	0.005	0.021	0.031	0.052	0.013	0.041	0.01	0.026
Total	97.42	98.92	98.36	99.38	98.3	98.63	97.43	99.23	98.94	99.45	98.09	99.06	98.78	99.09	98.52	98.01	97.31
O_F-Cl	0.06	0.08	0.09	0.04	0.01	0.02	0	0.1	0	0.05	0	0.06	0.03	0	0.01	0	0.04
O_F	0.05	0.08	0.08	0.03	0	0.02	0	0.1	0	0.05	0	0.05	0.02	0	0	0	0.03
O_Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0	0.01
TSi	6.31	6.352	6.389	6.314	6.415	6.372	6.347	6.472	6.411	6.296	6.944	6.614	6.23	6.232	6.343	6.344	6.356
TAI	1.69	1.648	1.611	1.666	1.585	1.628	1.653	1.528	1.589	1.704	1.056	1.386	1.77	1.768	1.657	1.656	1.644
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
CAI	0.532	0.451	0.427	0.362	0.463	0.418	0.476	0.573	0.424	0.424	0.48	0.442	0.456	0.521	0.555	0.406	0.463
CFe3	0.723	0.69	0.503	0.727	0.45	1.061	1.128	0.422	0.613	0.743	0.385	0.598	0.506	0.548	0	0.513	0.403
CTi	0.198	0.177	0.186	0.184	0.177	0.175	0.105	0.078	0.119	0.144	0.041	0.046	0.185	0.145	0.138	0.143	0.159
CMg	2.105	2.142	2.255	2.222	2.271	2.194	2.225	2.405	2.235	2.193	2.715	2.511	2.16	2.111	2.15	2.175	2.125
CFe2	1.425	1.52	1.607	1.482	1.616	1.135	1.043	1.511	1.586	1.474	1.366	1.386	1.675	1.657	2.141	1.745	1.833
CMn	0.017	0.019	0.023	0.023	0.024	0.018	0.022	0.011	0.024	0.022	0.014	0.018	0.018	0.018	0.017	0.017	0.016
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
BCa	1.675	1.729	1.819	1.808	1.835	1.577	1.612	1.893	1.857	1.809	1.843	1.873	1.859	1.853	2	1.871	1.883
BNa	0.325	0.271	0.181	0.192	0.165	0.423	0.388	0.107	0.143	0.191	0.157	0.127	0.141	0.147	0	0.129	0.117
Sum_B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
ACa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.139	0	0
ANa	0.108	0.185	0.288	0.219	0.288	0.023	0.033	0.285	0.261	0.237	0.163	0.211	0.305	0.297	0.444	0.327	0.322
AK	0.257	0.239	0.202	0.202	0.196	0.201	0.194	0.198	0.197	0.203	0.103	0.171	0.274	0.258	0.234	0.252	0.254
Sum_A	0.364	0.424	0.49	0.422	0.484	0.224	0.227	0.483	0.458	0.44	0.266	0.382	0.579	0.556	0.817	0.579	0.576
Sum_cat	15.364	15.424	15.49	15.422	15.484	15.224	15.227	15.483	15.458	15.44	15.266	15.382	15.579	15.556	15.817	15.579	15.576
CCI	0.014	0.008	0.013	0.006	0.008	0.001	0.004	0.0									

Tabela de análises químicas de granada em rochas metabásicas, recalculadas para 12 O.

[illegible][illegible]

Sample	NLD1D	NLD2D	NLD3D	NLD4D	NLD5D	NLD6D	NLD7D	NLD8D	NLD9D	NLD10D	NLD11D	NLD12D	NLD13D	NLD14D	NLD15D	NLD16D	NLD17D	NLD18D	NLD19D	NLD20D	NLD21D	NLD22D	NLD23D	NLD24D	NLD25D	NLD26D	NLD27D	NLD28D
SiO2	37.82	37.45	37.81	38.21	37.79	35.51	37.22	37.9	37.61	38.14	37.9	37.43	37.69	37.72	37.99	37.6	37.78	37.3	38.01	37.77	38.16	37.65	38.69	37.71	38.27	38.27	38.27	NLD29D
ThO2	0.01	0.03	0.08	0	0.04	0.01	0.05	0.04	0.12	0.08	0.08	0.11	0.03	0.07	0.06	0.08	0.01	0.08	0	0.16	0.02	0.08	0	0.08	0.04	0.08	0.09	0
Al2O3	21.63	21.47	21.81	21.93	21.62	22.44	21.28	21.57	21.66	21.53	21.57	21.82	21.27	21.48	21.57	21.38	21.74	21.6	21.99	21.78	21.68	21.59	21.91	22.29	21.7	21.98	22.02	21.98
Fe2O3	0.23	0	0	0	0.74	3.05	1.21	0.75	1.38	1.32	0.53	0.57	0	1.2	0.47	0.34	0.15	0	0.31	0.12	0.51	0	0.13	0	0.58	0	0	
FeO	26.81	26.07	27.07	28.05	27.41	25.08	26.73	27.57	26.72	27.12	27.35	26.76	28.55	27.15	27.93	27.5	28.02	27.48	28.36	27.8	28.39	27.88	29.15	28.41	27.62	27.81	27.84	
MnO	2.09	2.16	2.1	2.23	2.24	2.2	2.14	2.17	1.99	2.16	1.95	2.13	2.14	2.08	2.23	2.23	2.52	2.12	2.23	2.36	2.3	2.27	2.43	2.35	2.27	2.28	2.4	
MgO	3.64	3.54	3.58	3.48	3.57	3.44	3.61	3.61	3.75	3.64	3.77	3.75	3.65	3.55	3.58	3.53	3.75	3.41	3.49	3.46	3.54	3.33	3.11	3.49	3.36	3.5	3.5	
CaO	6.88	7.2	7.17	7.11	7.17	7.04	7.2	7.14	7.53	7.7	7.43	7.23	7.69	7.35	7.11	7.22	6.72	6.76	6.72	6.99	6.72	6.71	6.8	6.87	7.1	7.02	6.85	
Totals	100.06	98.66	99.64	101.02	100.78	98.78	99.45	100.46	100.8	101.7	100.46	99.8	98.94	100.69	100.76	99.73	100.2	98.74	101.2	100.44	100.73	100.21	102.45	101.9	100.81	100.98	100.98	
Si	2.986	2.993	2.99	2.99	2.966	2.847	2.962	2.972	2.95	2.969	2.98	2.959	3.003	2.965	2.984	2.984	2.983	2.983	2.976	2.975	2.984	2.975	2.956	2.977	2.972	2.997	2.992	
Al	0.001	0.002	0.005	0	0.002	0.001	0.003	0.002	0.007	0.005	0.005	0.007	0.002	0.004	0.004	0.005	0.001	0.005	0	0.01	0.001	0.005	0	0.005	0.002	0.005	0.005	
Fe3	2.013	2.022	2.033	2.023	2.014	2.043	1.997	2.005	2.005	1.978	1.959	2.034	1.998	1.99	1.997	2.001	2.024	2.037	2.03	2.023	1.999	2.011	2	2.055	2.017	2.029	2.029	
Fe2	0.014	0	0	0	0.043	0.184	0.073	0.044	0.081	0.077	0.031	0.034	0	0.71	0.028	0.07	0.009	0	0.018	0.007	0.03	0.029	0.008	0	0.034	0	0	
Mn	1.825	1.792	1.79	1.836	1.759	1.681	1.779	1.808	1.752	1.765	1.798	1.767	1.769	1.835	1.825	1.851	1.838	1.857	1.837	1.857	1.842	1.888	1.858	1.821	1.821	1.821	1.821	
Mg	0.14	0.146	0.141	0.148	0.149	0.149	0.144	0.142	0.132	0.143	0.142	0.144	0.137	0.138	0.15	0.15	0.144	0.148	0.157	0.152	0.152	0.16	0.156	0.145	0.151	0.159		
Ca	0.431	0.422	0.422	0.405	0.418	0.411	0.428	0.422	0.439	0.423	0.442	0.442	0.424	0.428	0.416	0.4	0.414	0.407	0.406	0.413	0.417	0.384	0.363	0.41	0.392	0.408	0.408	
Sum	0.591	0.617	0.608	0.597	0.603	0.605	0.614	0.601	0.634	0.643	0.616	0.613	0.657	0.62	0.599	0.615	0.569	0.58	0.564	0.59	0.564	0.569	0.565	0.577	0.6	0.59	0.575	
Aln	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	7.993	8	8	8	8	8	7.994	7.989	8	7.984	
Prp	61.10	60.45	61.49	60.59	59.07	60.00	60.77	59.25	59.35	60.21	59.64	59.08	60.10	61.41	61.04	62.03	61.91	62.40	61.37	62.19	61.81	63.00	62.90	61.18	61.65	61.46	61.46	
Ox	14.43	14.18	14.25	13.56	14.08	14.44	14.44	14.18	14.85	14.62	14.80	14.90	14.16	14.41	13.92	13.38	13.87	13.71	13.68	13.60	13.83	13.99	12.81	12.28	13.78	13.77	13.77	
Ops	19.79	20.73	20.53	19.99	20.31	21.26	20.71	20.20	21.44	21.22	20.63	20.67	21.94	20.88	20.05	20.57	19.07	19.54	18.95	19.77	18.89	18.85	19.53	20.17	19.67	19.41	19.41	
4.69	4.90	4.70	4.96	5.02	5.24	4.86	4.64	4.81	4.46	4.61	4.35	4.79	4.61	4.62	5.02	5.03	4.85	4.97	5.26	5.09	5.10	5.34	5.28	4.87	5.11	5.37	5.37	
Sample	NLD29D	NLD30D	NLD31D	NLD32D	NLD33D	NLD34D	NLD35D	NLD36D	NLD37D	NLD38D	NLD39D	NLD40D	NLD41D	NLD42D	NLD43D	NLD44D	NLD45D	NLD46D	NLD47D	NLD48D	NLD49D	NLD50D	NLD51D	NLD52D	NLD53D	NLD54D	NLD55D	NLD56D
SiO2	37.34	37.68	37.46	37.81	37.46	37.74	37.83	37.63	37.85	37.78	37.8	37.63	37.65	37.72	37.8	37.68	37.4	37.71	37.81	37.82	38.04	37.35	37.83	37.52	38.43	34.77	37.71	NLD57D
ThO2	0.02	0.03	0	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.07	0.03	0.05	0.03	0.04	0.02	0.05	0.01	0.05	0	0.03	
Al2O3	21.65	21.84	22.08	21.62	21.76	21.45	21.52	21.63	21.68	21.52	21.63	21.64	21.68	21.52	21.61	21.53	21.73	21.55	21.85	21.89	21.69	21.72	21.85	21.81	21.69	28.44	21.61	
Fe2O3	0	0	0	0	0.66	0.08	0	0.33	0.26	0	0.37	0.26	0	0	0	0	0	0	0	0	0.12	0	0.2	0	0.2	0	0	
FeO	26.2	25.54	26.43	26.43	26.62	26.75	26.01	15.88	26.05	26.4	26.34	26.67	26.05	26.4	26.34	26.34	28.53	27.64	27.2	27.1	27.31	26.3	26.52	26.89	25.62	24.61	26.57	
MnO	2.92	2.95	2.88	2.64	2.71	2.73	2.72	2.09	2.79	2.83	2.72	2.66	2.7	2.66	2.7	2.66	2.7	2.05	2.59	2.48	1.82	1.86	2.32	2.55	2.35	2.59	2.64	
MgO	2.98	2.88	2.86	2.9	3.01	3.01	0.92	2.44	3.05	3.12	2.97	2.85	2.88	3.21	2.85	3.21	3.77	3.88	3.12	3.58	3.57	3.32	3.19	3.16	3.04	2.78	3.04	
CaO	7.95	8.7	8.7	7.75	7.9	8.28	11.83	10.27	7.42	7.62	7.96	8.39	8.54	7.66	7.15	5.63	7.13	7.11	7.75	7.75	7.78	7.58	8.02	7.28	7.36	8.15	8.15	
Totals	99.96	99.37	99.55	99.93	100.07	99.94	99.43	99.83	99.36	99.9	100.31	99.59	99.75	99.27	97.3	97.3	99.72	99.74	99.59	99.59	100.4	98.65	99.59	99.22	99.53	99.73	99.76	NLD58D
Si	2.98	2.988	2.969	2.962	2.964	2.993	3.003	2.987	2.996	3.002	2.987	2.996	2.996	3.002	2.989	3.002	3.002	2.994	2.997	2.989	2.989	2.984	2.99	2.986	3.022	2.758	2.989	
Al	0.001	0.002	0	0.001	0.001	0.002	0.003	0	0.002	0.002	0.003	0	0.002	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001	0.003	0	0.002	
Al1	2.037	2.042	2.063	2.019	2.03	2.005	2.014	1.927	2.015	2.042	2.014	2.011	2.031	2.023	2.017	2.041	2.027	2.018	2.042	2.034	2.009	2.046	2.039	2.046	2.011	2.472	2.019	
Fe3	0.001	0	0	0	0.039	0.005	0	0.02	0.022	0.015	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.002	0.007	0	0	0	0.012	0	0.001	
Fe2	1.749	1.663	1.693	1.749	1.762	1.774	1.727	1.066	1.629	1.778	1.774	1.709	1.724	1.754	1.754	1.754	1.888	1.835	1.603	1.764	1.795	1.757	1.748	1.79	1.685	1.632	1.76	
Mn	0.197	0.198	0.193	0.19	0.162	0.164	0.163	0.163	0.165	0.168	0.169	0.163	0.162	0.179	0.186	0.179	0.166	0.137	0.174	0.167	0.121	0.124	0.159	0.155	0.172	0.156	0.174	
Mg	0.354	0.341	0.341	0.342	0.365	0.366	0.356	0.362	0.368	0.35	0.338	0.338	0.338	0.338	0.338	0.338	0.345	0.364	0.369	0.421	0.418	0.395	0.375	0.374	0.356	0.326	0.36	
Ca	0.68	0.757	0.74	0.705	0.656	0.672	0.705	1.009	0.87	0.635	0.648	0.674	0.717	0.725	0.653	0.623	0.477	0.607	0.605	0.655	0.656	0.649	0.678	0.621	0.738	0.628	0.692	
Sum	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	7.987	7.994	7.983	7.983	7.993	7.991	7.988	7.99	7.97	8	8	
Aln	58.69	56.20	57.06	58.57	59.39	59.21	58.13	32.57	54.87	59.64	59.39	57.80	58.05	59.14	60.55	60.47	61.58	61.24	59.85	59.17	59.37	59.36	59.13	60.53	57.41	59.17	58.88	
Prp	11.88	11.52	11.49	11.45	12.30	12.22	11.98	35.90	9.67	12.19	12.34	11.72	11.43	11.41	12.81	12.08	15.10	12.21	12.53	14.12	13.97	13.34	12.69	12.65	12.13	11.62	12.04	
Ox	22.82	25.68	24.94	23.61	22.18	22.43	23.73	31.12	29.30	21.38	21.72	22.56	24.25	24.41	22.02	21.08	16.19	20.37	20.55	21.92	21.93	22.94	22.70	23.15	22.70	23.15	23.15	
Ops	6.61	6.69	6.50	6.36	6.13	6.14	6.16	6.40	6.16	6.57	6.33	6.53	6.13	6.04	6.29	4.65	5.84	5.67	5.67	4.06	4.14	5.32	5.82	5.62	5.32	6.31	6.31	

Tabela de análises químicas de ortopiroxênio de rochas metabásicas

Tabela de abundâncias químicas de elementos químicos nos meteoritos					
sample	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D	NLD-7D
S02	58.865	51.173	51.624	50.773	31.45
T02	0.065	0.014	0.068	0.019	0.073
A03	0.961	0.027	0.023	0.058	0.954
M01	29.178	30.686	30.332	29.766	30.777
M02	0.087	0.068	0.039	0.744	0.656
M03	0.726	0.697	0.614	0.832	0.807
M04	17.213	16.821	16.535	16.942	16.668
M05	0.426	0.326	0.425	0.433	0.456
M06	0.435	0.426	0.435	0.456	0.461
M07	0.003	0	0.015	0.016	0
K20	0	0.018	0.044	0.025	0.036
K20	0	0	0	0.008	0
Total	99.35	100.68	100.28	99.5	101.08
TS	1971	1968	2.001	1.968	1972
TAI	0.029	0.032	0	0.032	0.028
MAl	0.014	0.008	0.034	0.005	0.009
MTl	0.001	0	0.002	0.001	0.002
MIFe2	0	0.027	0.013	0.021	0.028
MIMg	0.884	0.865	0.952	0.874	0.977
M2Mg	0.011	0	0	0	0
M2Fe2	0.847	0.859	0.959	0.855	0.959
M2Mn	0.024	0.023	0.021	0.024	0.021
M2Ca	0.018	0	0.013	0.018	0.019
M2Na	0	0.001	0.004	0.001	0.002
M2K	0	0.001	0.002	0.001	0.002
Sum cat	4	3.999	3.998	3.999	3.998
Ce	0.911	0.882	0.688	0.882	0.907
Ca	50.173	48.443	48.56	48.938	48.178
Mg	50.483	47.443	48.56	48.938	48.178
Fe2 Mn	48.915	50.675	50.18	49.915	50.731
Jd	0.012	0.045	0.17	0.241	0.141
AE1	0	0	0.018	0	0
CTTS1	0.003	0.021	0	0.028	0.083
CAIS1	0.724	0.341	0	0.336	0.502
VOI1	0.136	0.53	0.695	0.661	0.498
EN1	50.778	48.985	49.328	49.721	48.718
FST1	48.686	50.835	50.186	49.721	50.731
J	1.96	1.968	1.998	1.965	1.961
W	0	0.002	0.008	0.002	0.003
WO	0.911	0.882	0.688	0.882	0.907
EN	50.173	48.443	48.56	48.938	48.178
FS	48.915	50.675	50.18	49.915	50.731
Wf	99.977	100	99.866	99.911	99.802
JD	0.023	0	0.134	0.389	0.096

DOAÇÃO
<i>ILG C-USP</i>
Data: <i>07/05/08</i>

