



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

Tese de Doutorado

**PETROGRAFIA, LITOGEOQUÍMICA,
METAMORFISMO E EVOLUÇÃO
GEOTECTÔNICA DOS GRANULITOS DAS
REGIÕES DE AMARGOSA, BREJÕES, SANTA
INÊS, JAGUAQUARA E ITAMARI, BAHIA,
BRASIL.**

Eron Pires Macêdo

**Salvador – Bahia.
Maio/2006**



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**PETROGRAFIA, LITOGEOQUÍMICA, METAMORFISMO E EVOLUÇÃO
GEOTECTÔNICA DOS GRANULITOS DAS REGIÕES DE AMARGOSA,
BREJÕES, SANTA INÊS, JAGUAQUARA E ITAMARI, BAHIA, BRASIL.**

por

Eron Pires Macêdo

Géologo (Universidade Federal da Bahia), 1993

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

GEOLOGIA

à

Câmara de Ensino de Pós-graduação e Pesquisa da Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora:

**Prof. Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa –
Orientador/UFBA.**

Dr. Carlson M. Maia Leite/PETROBRAS.

Dr. Luiz César Côrrea Gomes/CEFET – UFBA.

Dra. Mônica Heilbron/UERJ.

Dr. Caetano Julianni/USP.

Data de aprovação: __/__/____

Grau conferido em : __/__/____

**Aos meus pais Clovis Filho e Maria da Conceição
pelo começo de tudo.
Aos meus irmãos Séphora, Cloves Neto e Hygina
pelo estímulo e companheirismo ao longo dos anos de vida
A esposa Ana Cídia pela ajuda nos momentos difíceis.
A Mariah meu sentido de vida.**

*Todos os dias quando acordo,
Não tenho mais o tempo que passou
Mas tenho muito tempo:
Temos todo o tempo do mundo*

*Todos os dias antes de dormir,
Lembro e esqueço como foi o dia:
“Sempre em frente,
Não temos tempo a perder”
(Renato Russo)*

AGRADECIMENTOS

Ao término deste trabalho, gostaria de expressar meus agradecimentos a todas as pessoas e Instituições que, de forma direta ou indireta, contribuíram durante esta pesquisa.

Em primeiro lugar, externo ao Prof. Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa o meu muito obrigado por ter aceitado a tarefa de me orientar com seus encaminhamentos, discussões, críticas, leituras e por sua contribuição na otimização da redação final da Tese.

A Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) pelo apoio logístico nas campanhas de campo e a ajuda financeira na confecção das lâminas delgadas e na realização das análises litogeoquímicas. Em particular, ao Dr. Moacyr Marinho, Diretor-Técnico da CBPM, Teresa Cristina, funcionária do setor de confecção de lâminas e, aos Srs. Erivaldo, Lourival e George, motoristas da CBPM, meus sinceros agradecimentos.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) pelo acesso as fotografias aéreas e à sua biblioteca. Em particular, agradeço também ao Dr. Ivanaldo Vieira G. da Costa, Superintendente da SUREG/Salvador.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da minha bolsa de estudos.

À DWG Computação Gráfica LTDA, na pessoa do Sr. Luciano Ribeiro Câmara pelo apoio na digitação das cartas geológicas anexas nesta Tese, meu sincero agradecimento.

Ao Centro de Pesquisa em Geologia e Geofísica (CPGG), nas pessoas dos funcionários e amigos Joaquim Bonfim Lago, Tiago Cavalcante Pinho, José Mota da Paz, Alcirlene Cruz da Fonseca, Reinaldo da Rocha Breves Castro e Ana d'O Pereira de Aragão, meus sinceros agradecimentos.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, nas pessoas dos funcionários Gilsélio Nascimento e Maria Lima dos Santos pela colaboração durante o desenvolvimento deste trabalho, meus sinceros agradecimentos.

Aos Profs. Dr. Maria da Glória da Silva, João Batista Teixeira, Herbet Conceição, Maria de Lourdes e Ângela Leal, pelas aulas ministradas. Em particular, ao Prof. Dr. Manoel Jerônimo pelo apoio dado no ingresso ao Curso de Pós-Graduação em Geologia.

Ao Instituto de Geociências, nas pessoas dos funcionários Itanajara e Bossal pela colaboração durante o empreendimento deste trabalho.

Aos colegas de doutorado do Curso de Pós-graduação em Geologia, principalmente à colega Dra. Ivana Conceição de Araújo Pinho pela ajuda empreendida nesta Tese.

Aos colegas do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (UFBA): Cristina, Simone, Jailma e Nyemer, pela colaboração nos trabalhos pro mim empreendidos.

Finalmente, ao término destes agradecimentos, gostaria de aproveitar a oportunidade de inteirar o meu eterno agradecimento aos meus pais Clovis Macedo Filho “em memória” e Maria da Conceição Pires Macedo, pelo começo de tudo. Aos meus irmãos Séphora da Conceição Pires Macedo, Cloves Macedo Neto e Hygina Pires Macedo e, a minha esposa Ana Cídia Pereira Estrela pelo estímulo e companheirismo ao longo dos anos de vida e deste Doutorado. Em particular, à Mariah Estrela Pires Macedo, meu sentido de vida.

Resumo

A área de pesquisa, situada no Cráton do São Francisco, está compreendida entre os paralelos 13° S e 14° S e meridianos 39° 30' W e 40° W. Nela ocorrem terrenos arqueanos/paleoproterozóicos, que fazem parte do Bloco Jequié (BJ). Este, no final do paleoproterozóico, a cerca de 2,1-1,9 Ga, colidiu e foi superposto pelo Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá. Esta colisão promoveu na região, o espessamento da crosta, deformando-a e metamorfisando-a na fácies granulito.

Na área em foco ocorrem granulitos heterogêneos (GH), com encraves de rochas supracrustais, granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1, CH2), domos charnockíticos (CH6) e granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4). Os GH podem ser divididos em termos ortoderivados e termos paraderivados. Os termos ortoderivados (CHO) são constituídos por rochas charnoenderbíticas e charnockíticas. Os termos paraderivados ocorrem como mega encraves nas rochas anteriores e, se apresentam sob a forma de: (i) bandas, encraves e *boudins* de granulitos básicos; (ii) bandas de granulitos quartzo-feldspáticos; (iv) granulitos alumino-magnesianos e (v) quartzitos portadores ou não de granada e ortopiroxênio. Além disso, associados aos kinzigitos verificam-se intrusões de leucocharnockitos com granada e cordierita (granitos do tipo "S"), definidos como derivados da fusão dos granulitos alumino-magnesianos. Os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) e (CH2) se apresentam com porfiroclastos reliquias parcialmente recristalizados, imersos numa matriz de granulometria média, sendo constituídos basicamente de quartzo, plagioclásio, mesopertita, microclina pertítica, ortopiroxênio e, subordinadamente clinopiroxênio, mirmequita e biotita. Os minerais acessórios são hornblenda, opacos, apatita, zircão e, esporadicamente, ocorre a granada. Os minerais metamórficos retrógrados são a hornblenda, biotita, muscovita, opacos, bastita, sercica, clorita e por vezes a uralita. Os charnockitos (CH6) são rochas que expõem porfiroclastos de mesopertita, imersos numa matriz variando de média a grossa. Além da mesopertita, os (CH6) são constituídos de quartzo, plagioclásio antipertítico, hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio e, subordinadamente, microclina pertítica, plagioclásio intersticial e biotita. Os minerais acessórios/secundários são opacos, apatita, zircão, mirmequita, sercica, bastita e raros cristais de granada. Os granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) são rochas de textura grossa e, constituídas de mesopertita, quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita e, subordinadamente ortopiroxênio e clinopiroxênio. Os opacos, a mirmequita, a bastita, a apatita e o zircão são minerais acessórios.

Estudos litogeoquímicos indicam que tanto os granulitos (CH1) e (CH2) foram originados da cristalização fracionada de magma granítico/granodiorítico, cálcio-alcalino de intermediário K, que deixou um cumulado de plagioclásio, hornblenda, magnetita e ilmenita (no caso do CH1) e, de plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, magnetita e ilmenita (no caso do CH2), ambos gerados sob condições da fácies anfíbolito. Os magmas parentais desses granulitos foram provenientes da fusão parcial de um tholeiito arqueano, com enriquecimento em LILE e com taxa de cristalização fracionada baixa, em torno de 30-31% (CH1) e 19-20% (CH2). Quanto aos charnockitos (CH6) (Domos de Brejões e Santa Inês), eles foram provenientes da fusão parcial dos granulitos (CH2). Neste caso restou um cumulado de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio. A presença deste último indica que a geração de (CH6) se deu sob condições da fácies granulito.

As rochas de alto grau metamórfico do Bloco Jequié (BJ) mostram um padrão da evolução PT *clockwise*, com pressão baixa/intermediária (5-8 kbars) e alta temperatura (850-870°C). As intrusões charnockíticas (CH6) juntamente com o calor vindo do manto causaram um incremento no gradiente termal ao redor destas estruturas dômicas produzindo gnaisses alumino-magnesianos com a paragênese hercinita + quartzo e promovendo a fusão parcial dessas rochas gerando magmas leucocharnockíticos contendo granada e cordierita.

Os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) e (CH2) mostram idades de cristalização U/Pb em zircão (SHRIMP) em torno de 2,8 e 2,7 Ga, respectivamente. As idades superiores a 2,9 encontradas nos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), têm mostrado que eles são mais antigos que (CH1) e (CH2). Todas estas rochas foram deformadas e reequilibradas na fácies granulito, entre 2,1-2,0 Ga. As intrusões (CH6) datadas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão, resultaram em idades de 2.096 ± 3 Ma e 2.044 ± 1 Ma, sincrônicas ao metamorfismo granulítico, datado em 2.086 ± 18 Ma e 2.061 ± 6 Ma (Silva *et al.*, 2002). As idades modelo Sm/Nd do (GH), (CH1) e (CH2), situadas em torno de 3,2-3,1Ga, indicam que seus protólitos foram também arqueanos.

ABSTRACT

The study area is situated in the Cráton of the San Francisco between the 13° to 14° S parallels and 39° 30' W to 40° W meridians. In this occurs archean/paleoproterozoic terrain, that makes part of the Block Jequié (BJ). In the end of the Paleoproterozoic, about 2,1-1,9 Ga, this block had collision and was overthrust by Itabuna-Salvador-Curaçá Block. The collision promoting thickening crustal, resulting in the metamorphism and deformation in granulite facies.

In the area in focus occurs heterogeneous granulites (HG), with enclaves of metasupracrustais rocks, for enderbite-charnockitic granulites (CH1, CH2), charnockitic domical structures (CH6) and, augen-charnoenderbitic-charnockitic granulites (CH4). The heterogeneous granulites (HG) can be divided in orthoderivated terms and paraderivated terms. The orthoderivated terms (CHO) The paraderivated terms occur as mega enclaves in the previous rocks constituted of: (i) bands, enclaves and "boudins" of basic granulites, (ii) bands of granulites quartz-feldspatic; (iii) aluminous-magnesian granulites; (iv) metacherts and carrying quartzites or not of garnet and orthopyroxene. Moreover, associates kinzigites are also verified intrusions of leucocharnockites with garnet and cordierite (granites do type "S"), defined as derived from the melting of aluminous-magnesian granulites. The enderbite-charnockitic granulites (CH1) and (CH2) present with porfiroclastes reliquiares partially recrystallized, immersed in medium-grained matrix, constituted by quartz, plagioclase, mesoperthite, microcline perthitic, orthopyroxene and, clinopyroxene, myrmequite and biotite subordinate. The accessory minerals are hornblende, opaques, apatite and zircon and rarely garnet. The retrograde metamorphic minerals are hornblende, biotite, muscovite, opaques, bastite, sercrite, clorite and sometimes the uralite. The charnockites (CH6) are rocks the showed porfiroclastos of mesoperthite immersed in medium-grained matrix varying the medium to coarse. Beyond of the mesoperthite, the (CH6) are constituted of quartz, plagioclase antiperthitic, hornblende, orthopyroxene, clinopyroxene and, subordinated, microcline perthitic, plagioclase interstitial and biotite. The accessory minerals are cloudy, apatite, zircon, myrmequite, sercrite, bastite and rare crystals of garnet. The augen-charnoenderbitic-charnockitic granulites (CH4) are rocks of coarse texture and constituted of mesoperthite, quartz, plagioclase, hornblende, biotite and, orthopyroxene and clinopyroxene subordinated. The cloudy ones, the myrmequite, the bastite, the apatite and the zircon are mineral accessories.

Lithogeochemical studies indicated that the granulites (CH1) and (CH2) were originated by fractionated crystallization of magma granite/granodiorite, calc-alkaline magma, of intermediate K, being a cumulate of plagioclase, hornblende, magnetite and ilmenite (in the case CH1), and plagioclase, hornblende, clinopyroxene, magnetite and ilmenite (in the case CH2) both generated under conditions of facies amphibolite. The parental magma these plutonic granulites were deriving from partial melting of an archean tholeiite, with enrichment in LILE and values of fractionated crystallization, around 30-31% (CH1) and 19-20% (CH2). For the charnockites (CH6) (e.g. Brejões and Santa Ines domes), were deriving from the partial melting of the granulites (CH2). In this case, was rested a cumulate of plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene. The presence of this last, indicates that the generation of the (CH6) was under conditions of granulite facies.

The rocks of high metamorphic degree of Block Jequié (BJ) presents a clockwise P-T paths, with low/intermediate pressure (5-8Kbar) and high-temperature (850-870°C). The intrusions charnockitic (CH6), associated to heat proceeding from the mantle, causing an increment in the thermal gradient around of these domical structures, having produced in the aluminous-magnesian gneiss with the paragenesis hercynite + quartz, and promoting partial melting of the rocks, generated garnet and cordierite-bearing leucocharnockites magmas.

The enderbite-charnockitic granulites (CH1) and (CH2) showed U/Pb SHRIMP ages of around 2.8 and 2.7 Ga respectively. The older ages to 2.9 founded in the orthoderivated heterogeneous granulites (CHO) had showed that they are more ancient than the (CH1) and

(CH2). All these rocks had been deformed and reequilibrated in granulite facies, between 2.1-2.0 Ga. The intrusions (CH6) dated for the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ method evaporation in zircon, had given to ages of 2.096 ± 3 Ma and 2.044 ± 1 Ma, therefore the synchronous ones to the granulitic metamorphism, dated of 2086 ± 18 Ma and 2061 ± 6 Ma (Silva et al. 2002). The Sm/Nd models ages (T_{DM}) of the (GH), (CH1) and (CH2) situated around of the 3.2 – 3.1 Ga, have indicated that the protholits were also archaean.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	iii
ABSTRACT	v
SUMÁRIO	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	xi
ÍNDICE DE TABELAS	xix
ÍNDICE DE PRANCHAS	xxiii
ANEXO	xxviii
CAPÍTULO I – Introdução	1
I.1 Justificativas	1
I.2 Objetivos	2
I.3 Metodologia	3
I.3.1 Integração dos dados anteriores e confecção do mapa preliminar.....	4
I.3.2 Trabalhos de campo e elaboração do mapa geológico definitivo.....	5
I.3.3 Seleção e preparação das amostras.....	6
I.3.4 Descrições petrográficas.....	6
I.3.5 Estudos litogeoquímicos.....	6
I.3.7 Química mineral.....	9
CAPÍTULO II - Geologia Regional e Trabalhos Anteriores	10
II.1 Localização Geográfica	10
II.2 Geologia Regional	12
II.3 Evolução Geotectônica da Área	19
II.4 Conclusões Parciais	25
CAPÍTULO III – Geologia Local e Petrografia	26
III.1 Introdução	26
III.2 Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1)	28
III.3 Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2)	41
III.4 Charnockitos (CH6)	50

III.5	Granulitos <i>Augen</i>-Charnoenderbíticos-Charnockíticos (CH4)	57
III.6	Granulitos Heterogêneos (GH)	61
III.6.1	Granulitos Heterogêneos Ortoderivados (CHO).....	62
III.6.2	Granulitos Heterogêneos Praderivados.....	72
III.6.2.1	Bandas, Enclaves e <i>Boudins</i> de Granulitos Básicos.....	72
III.6.2.2	Bandas de Granulitos Quartzo-Feldspáticos..	76
III.6.2.3	Granulitos Kinzigíticos ou Granulitos Alumino-magnesianos.....	76
III.6.2.4	Quartzitos e Quartzitos Granatíferos.....	78
III.6.3	Leucocharnockitos com Granada e Cordierita.....	80
III.3	Conclusões Parciais	86
 CAPÍTULO IV – Química Mineral		89
IV.1	Introdução	89
IV.2	Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1)	90
IV.2.1	Piroxênios.....	90
IV.2.2	Anfibólios.....	93
IV.2.3	Biotitas.....	97
IV.2.4	Feldspatos.....	99
IV.3	Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2)	102
IV.3.1	Piroxênios.....	102
IV.3.2	Anfibólios.....	108
IV.3.3	Biotitas.....	112
IV.3.4	Feldspatos.....	114
IV.4	Charnockitos (CH6)	116
IV.4.1	Piroxênios.....	116
IV.4.2	Anfibólios.....	119
IV.4.3	Biotitas.....	123
IV.4.4	Feldspatos.....	124
IV.5	Granulitos <i>Augen</i>-Charnoenderbíticos-Charnockíticos (CH4)	128
IV.5.1	Anfibólios.....	128
IV.5.2	Biotitas.....	131
IV.5.3	Feldspatos.....	133
IV.6	Granulitos Heterogêneos (GH)	135
IV.6.1	Piroxênios.....	135
IV.6.2	Anfibólios.....	141
IV.6.3	Biotitas.....	146

VI.6.4	Feldspatos.....	152
IV.7	Conclusões Parciais.....	158
CAPÍTULO V – Litogeoquímica.....		162
V.1	Introdução.....	162
V.2	Caracterização Geoquímica.....	162
V.2.1	Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1).....	162
V.2.2	Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2).....	167
V.2.3	Charnockitos (CH6).....	172
V.2.4	Granulitos <i>Augen</i> -Charnoenderbíticos-Charnockíticos (CH4).....	175
V.2.5	Granulitos Heterogêneos (GH).....	178
V.2.5.1	Granulitos Heterogêneos Ortoderivados (CHO).....	178
V.2.5.2	Bandas, enclaves e <i>boudins</i> de granulitos básicos.....	183
V.2.5.3	Leucocharnockitos com Granada e Cordierita.....	186
V.3	Mecanismos de Diferenciação.....	189
V.3.1	Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1).....	189
V.3.2	Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2).....	194
V.3.3	Charnockitos (CH6).....	198
V.3.4	Granulitos <i>Augen</i> -Charnoenderbíticos-Charnockíticos (CH4).....	202
V.3.5	Granulitos Heterogêneos (GH).....	206
V.3.5.1	Granulitos Heterogêneos Ortoderivados (CHO).....	206
V.3.5.2	Bandas, enclaves e <i>boudins</i> de granulitos básicos.....	210
V.3.5.3	Leucocharnockitos com Granada e Cordierita.....	215
V.4	Modelamento Geoquímico.....	219
V.4.1	Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1).....	220
V.4.2	Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2).....	225
V.4.3	Charnockitos (CH6).....	228
V.5	Possíveis Fontes Magmáticas.....	228
V.5.1	Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1 e CH2).....	228
V.5.2	Charnockitos (CH6).....	228
V.6	Conclusões Parciais.....	231
CAPÍTULO VI – Metamorfismo.....		234
VI.1	Introdução.....	234
VI.2	Geologia do Domo de Brejões.....	236
VI.3	Petrografia	239

VI.3.1	Granulitos Alumino-Magnesianos/Kinzigitos	240
VI.3.2	Leucocharnockitos com Granada e Cordierita	244
VI.4	Química Mineral	245
VI.4.1	Granulitos Alumino-Magnesianos/Kinzigitos	245
VI.4.2	Leucocharnockitos com Granada e Cordierita	252
VI.5	Evolução das Assembléias Minerais	252
VI.5.1	Granulitos Alumino-Magnesianos/Kinzigitos	256
VI.5.2	Leucocharnockitos com Granada e Cordierita	258
VI.6	Termobarometria	259
VI.7	Ambiente Tectônico	262
VI.8	Conclusões	264
 CAPÍTULO VII – Geocronologia.....		271
VIII.1	Introdução.....	271
VIII.2	Métodos Rb-Sr e Sm-Nd.....	271
VIII.3	Métodos Pb-Pb por Evaporação.....	272
VIII.4	Método U-Pb SHRIMP.....	276
VIII.5	Conclusões Parciais.....	278
 CAPÍTULO VIII – Conclusões finais.....		279
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		287
 ANEXO.....		
Mapa Geológico das Regiões de Amargosa, Brejões, Santa Inês, Jaguaquara e Itamari.		

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Pág.
<p>II.1 - Localização do Estado da Bahia no Brasil e na América Latina (A). Localização da área de Tese no Estado da Bahia (B). Localização da área de Tese mostrando os principais municípios envolvidos (C).....</p>	11
<p>II.2 - Mapa esquemático mostrando os limites e as maiores unidades estruturais do Cráton do São Francisco 1. Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico com as seqüências <i>greenstone belts</i> (em preto); 2. Coberturas Mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço; 3. Coberturas Neoproterozóicas do Supergrupo São Francisco; 4. Coberturas Fanerozóicas; 5. Limites do Cráton (Ussami 1993); 6. Cinturões de dobramentos Brasileiros; BJ. - Bloco Jequié. BS. - Bloco Serrinha. BG. - Bloco Gavião. BISC. - Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá. Na figura aparece destacada a área pesquisada. Adaptado de Alkmim <i>et al.</i> (1993).....</p>	13
<p>II.3 - Mapa esquemático do embasamento do Cráton na Bahia, mostrando as unidades geotectônicas mais importantes e a área de pesquisa. 1 - granitóides paleoproterozóicos; 2 - cinturões metassedimentares; 3 - cinturões metavulcanossedimentares (<i>greentones belts</i>); 4 - bloco cratônico arqueano (Itabuna-Salvador e Salvador-Curaçá); 5 - bloco cratônico granulítico arqueano (Jequié); 6 - blocos cratônicos gnáissicos-migmatíticos arqueanos (Gavião e Serrinha). Adaptado de Sabaté <i>et al.</i> (1990) e Teixeira <i>et al.</i> (2000).....</p>	15
<p>II.4 - Mapa simplificado da região granulítica do sul/sudeste da Bahia (Barbosa <i>et al.</i> 2002 a).....</p>	16
<p>II.5 - Idades Arqueanas Sm/Nd (T_{DM}) do Cráton do São Francisco na Bahia. Segundo Barbosa & Sabaté (2002, 2004).....</p>	20
<p>II.6 - Diagrama $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$ ($t = 2.0$ Ga) mostrando campos distintos de idade Arqueana. As idades do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Ita. Ssa-Curaçá) são mais próximas ao DM (manto depletado). Os outros blocos são: (Jequié) Bloco Jequié, (Serrinha) Bloco Serrinha e (Gavião) Bloco Gavião. Segundo Barbosa & Sabaté (2002).</p>	21
<p>II.7 - Posições postuladas dos blocos Arqueanos (Blocos do Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá), antes da colagem/colisão no Paleoproterozóico. Segundo Barbosa & Sabaté (2002).....</p>	22
<p>II.8- Disposição dos blocos Arqueanos do Cráton do São Francisco após a colagem/colisão no Paleoproterozóico que formou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Considera-se que os quatro blocos Arqueanos (Jequié, Gavião, Serrinha e Itabuna-Salvador) movimentaram-se no sentido preferencial NW – SE, com as setas indicando o campo de tensão regional. Os dados estruturais de campo mostram uma cinemática global inicialmente reversa que evoluiu para sinistral. Adaptado de Barbosa & Sabaté (2002).....</p>	23

Figura	Pág.
II.9 - Perfis geotectônicos SE-SW do estado da Bahia, destacando apenas rochas Paleoproterozóicas do Cráton do São Francisco. (a) Estágio intermediário da colisão com disposição final dos sedimentos siliciclásticos nos <i>Greenstone Belts</i> de Umburanas e Contendas Mirante, e início da produção de charnockitos na região de Brejões. (b) Estágio final da orogênese com cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador sobre o Bloco Jequié e ambos sobre o Bloco Gavião. Os diagramas PTt da lateral superior direita das seções foram obtidas a partir do estudo de gnaisses alumino-magnesianos. Segundo Barbosa & Sabaté (2002, 2004).....	24
III.1 – Mapa geológico simplificado das regiões de Amargosa-Brejões-Santa Inês-Jaguaquara-Itamari, BA.....	27
III.2 - Diagrama Q-A-P modal para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) (STRECKEISEN, 1976).....	33
III.3 – Diagrama Q-A-P modal para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) (STRECKEISEN, 1976).....	43
III.4 - Diagrama Q-A-P modal para os charnockitos (CH6) (STRECKEISEN, 1976).....	51
III.5 - Diagrama Q-A-P modal para os granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) (STRECKEISEN, 1976).....	58
III.6 – Diagrama Q-A-P modal para os granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (STRECKEISEN, 1976).....	63
III.7 – Diagrama Q-A-P modal para os leucocharnockitos com granada e cordierita do (GH) (STRECKEISEN, 1976).....	81
IV.1 – Classificação dos grãos de piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1), segundo o diagrama ternário En-Wo-Fs (Morimoto <i>et al.</i> , 1988).....	91
IV.2 – Classificação dos grãos de anfibólio dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) através do diagrama binário Mg/(Mg+Fe ²⁺) versus Si (Leake, 1978).....	94
IV.3 - Classificação das biotitas dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1), segundo o diagrama Al ^{IV} versus Fe/(Fe+Mg) (Deer <i>et al.</i> , 1992).....	97
IV.4 - Classificação dos cristais de feldspatos potássicos e plagioclásios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> , 1963).....	99
IV.5 – Classificação dos piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), segundo o diagrama En-Wo-Fs (Morimoto <i>et al.</i> , 1988).....	102
IV.6 - Classificação dos anfibólios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), para anfibólios cálcicos, segundo Leake (1978).....	108
IV.7 – Classificação das biotitas dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), segundo o diagrama binário Al ^(IV) versus Fe/(Fe+Mg) (Deer <i>et al.</i> , 1992).....	112
IV.8 - Classificação dos cristais de feldspato dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> , 1963).....	114
IV.9 - Classificação dos piroxênios dos charnockitos (CH6), segundo o diagrama En-Wo-Fs (Morimoto <i>et al.</i> , 1988).....	117
IV.10 - Classificação dos anfibólios dos charnockitos (CH6), para anfibólios cálcicos, segundo Leake (1978).....	120
IV.11 - Classificação das biotitas dos charnockitos (CH6), segundo o diagrama binário Al ^(IV) versus Fe/(Fe+Mg) (Deer <i>et al.</i> , 1992).....	123

Figura	Pág.
IV.12 - Classificação dos feldspatos potássicos e plagioclásios dos charnockitos (CH6), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> , 1963).....	125
IV.13 - Classificação dos anfibólios dos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), para anfibólios cálcicos, segundo Leake (1978).....	128
IV.14 - Classificação das biotitas dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), segundo o diagrama binário Al ^(IV) versus Fe/(Fe+Mg) (Deer <i>et al</i> 1992).....	131
IV.15 - Classificação dos feldspatos potássicos e plagioclásios dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> , 1963).....	133
IV.16 - Composição química dos ortopiroxênios e clinopiroxênios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), segundo o diagrama En-Wo-Fs de Morimoto <i>et al.</i> , (1988).....	135
IV.17 - Classificação dos ortopiroxênios e clinopiroxênios dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i> , segundo o diagrama En-Wo-Fs de Morimoto <i>et al.</i> , (1988).....	137
IV.18 - Classificação dos grãos de piroxênios dos leucocharnockitos, segundo o diagrama En-Wo-Fs (MORIMOTO <i>et al.</i> , 1988).....	140
IV.19 - Classificação dos anfibólios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), segundo Leake (1978).....	142
IV.20 - Classificação dos anfibólio dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i> , segundo Leake (1978).....	144
IV.21 - Classificação das biotitas dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), segundo Deer <i>et al.</i> ,(1992).....	146
IV.22 - Classificação das biotitas dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i> , segundo o diagrama binário Al ^(IV) versus Fe/(Fe+Mg) de Deer <i>et al.</i> ,(1992).....	148
IV.23 - Classificação das biotitas dos leucocharnockitos, segundo o diagrama binário Al ^(IV) versus Fe/(Fe+Mg) de Deer <i>et al.</i> ,(1992).....	150
IV.24 - Classificação dos feldspatos potássicos e plagioclásios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> , 1963).....	152
IV.25 - Classificação dos plagioclásios dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i> , segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> , 1963).	155
IV.26 - Classificação dos plagioclásios dos leucocharnockitos, segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer <i>et al.</i> , 1963).....	157

- V.1** - Diagramas ternários para os granulitos enderbíticos-charnockíticos do CH1. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo (Streckeisen, 1975). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982) sendo **(A)** *trend* cálcio-alcálico de baixo K e **(B)** *trend* cálcio-alcálico intermediário. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbito; Gr: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemitito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar, 1971). Th: toleítco; CA: cálcio-alcálico; AL: alcálico. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanas; CA: rochas cálcio-alcálicas 164
- V.2** – Diagramas ternários para os granulitos enderbíticos-charnockíticos do CH2. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo modal (Streckeisen, 1975). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): **(A)** *trend* cálcio-alcálico de baixo K; **(B)** *trend* cálcio-alcálico intermediário K. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbito; Gr: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemitito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar, 1971). Th: toleítco; CA: cálcio-alcálico; AL: alcálico. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanos; CA: rochas cálcio-alcálicas..... 168
- V.3** – Diagramas ternários para os charnockitos do CH6. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo modal (Streckeisen, 1975). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): **(A)** *trend* cálcio-alcálico de baixo K; **(B)** *trend* cálcio-alcálico intermediário K. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbito; Gr: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemitito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar, 1971). Th: toleítco; CA: cálcio-alcálico; AL: alcálico. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanos; CA: rochas cálcio-alcálicas..... 173
- V.4** – Diagramas ternários para os granulitos *augen*-charnockíticos-charnockitos do CH4. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo modal (Streckeisen, 1975). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): **(A)** *trend* cálcio-alcálico de baixo K; **(B)** *trend* cálcio-alcálico intermediário K. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbito; Gr: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemitito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar, 1971). Th: toleítco; CA: cálcio-alcálico; AL: alcálico. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanos; CA: rochas cálcio-alcálicas..... 176

V.5 – Diagramas ternários para os granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO). (A) diagrama triangular Q-A-P normativo modal (Streckeisen, 1975). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): (A) <i>trend</i> cálcio-alcálico de baixo K; (B) <i>trend</i> cálcio-alcálico intermediário K. (B) diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbito; Gr: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemitó. (C) diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar, 1971). Th: toleítico; CA: cálcio-alcálico; AL: alcálico. (D) diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanas; CA: rochas cálcio-alcálicas.....	179
V.6 – Diagrama triangular AFM para as bandas, enclaves e boudins de granulitos básicos do GH (Irvine & Baragar, 1971). Th: campo toleítico; CA: campo cálcio-alcálico; AL: campo alcálico. ◆ - (Enc1), ▲ - (Enc2), ● - (Enc3), ■ - (Enc4) e ▼ - (Enc5)....	184
V.7 – Diagramas ternários para os leucocharnockitos do GH. (A) diagrama triangular Q-A-P normativo (Streckeisen, 1975). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): (A) <i>trend</i> cálcio-alcálico de baixo K; (B) <i>trend</i> cálcio-alcálico intermediário K. (B) diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbito; Gr: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemitó. (C) diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar, 1971). Th: toleítico; CA: cálcio-alcálico; AL: alcálico. (D) diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth, 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanas; CA: rochas cálcio-alcálicas.....	187
V.8 - Elementos maiores plotados nos diagramas de Harker (1909), para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	190
V.9 - Análises dos elementos traços dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) nos diagramas binários de Harker (1909).....	191
V.10 – <i>Spiderdiagrama</i> normalizados segundo os dados de MORB para as amostras dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	192
V.11 – Padrão de distribuição dos elementos terras raras das amostras dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1). Normalização segundo os dados de Sun (1980).....	192
V.12 – Diagrama log (Sr) incompatível versus log (Rb) compatível para os granulitos (CH1), mostrando um <i>trend</i> tendendo para a verticalidade, sugerindo que os protólitos do CH1 foram originados pelo processo de cristalização fracionada.....	193
V.13 - Elementos maiores dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) plotados nos diagramas de Harker (1909).....	194
V.14 - Elementos traços dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) plotados nos diagramas de Harker (1909).....	195
V.15 – <i>Spiderdiagrama</i> dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), normalizados segundo os dados de MORB.....	196
V.16 – Padrão dos elementos Terras Raras dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), normalizados segundo os dados de Sun (1980).....	197

Figura	Pág.
V.17 – Diagrama log (Sr) incompatível versus log (Rb) compatível para os granulitos CH2, mostrando um <i>trend</i> tendendo para a verticalidade, sugerindo que estas rochas foram originadas pelo processo de cristalização fracionada.....	197
V.18 - Elementos maiores dos charnockíticos (CH6) plotados nos diagramas de Harker (1909).....	199
V.19 - Elementos traços dos charnockitos (CH6) plotados nos diagramas de Harker (1909).....	200
V.20 – <i>Spiderdiagrama</i> dos charnockitos (CH6) normalizados segundo os dados de MORB.....	201
V.21 – Padrão dos elementos Terras Raras dos charnockitos (CH6), normalizados segundo os dados de Sun (1980).....	201
V.22 – Diagrama logarítmico com valores de Sr - incompatível versus Rb - compatível para os charnockitos CH6, mostrando um <i>trend</i> tendendo para a horizontalidade, sugerindo que estas rochas foram originadas pelo processo de fusão parcial.....	202
V.23 - Elementos maiores dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) plotados nos diagramas de Harker (1909).....	203
V.24 - Elementos traços dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) plotados nos diagramas de Harker (1909).....	204
V.25 - <i>Spiderdiagrama</i> dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) normalizados segundo os dados do MORB.....	205
V.26 – Padrão dos elementos Terras Raras dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), normalizados segundo os dados de Sun (1980).....	205
V.27 - Elementos maiores dos granulitos heterogêneos ortoderivados CHO plotados nos diagramas de Harker (1909).....	207
V.28 – Elementos traços dos granulitos heterogêneos ortoderivados CHO plotados nos diagramas de Harker (1909).....	208
V.29 – <i>Spiderdiagrama</i> dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) normalizados segundo os dados de MORB.....	209
V.30 - Padrão dos elementos terras raras dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), normalizados segundo os dados de Sun (1980).....	209
V.31 - Elementos maiores dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i> plotados nos diagramas de Harker (1909). ◆ - (Enc1), ▲- (Enc2), ● - (Enc3), ■ - (Enc4) e ▼ - (Enc5).....	211
V.32 - Elementos traços dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i> plotados nos diagramas binários de Harker (1909). ◆ - (Enc1), ▲- (Enc2), ● - (Enc3), ■ - (Enc4) e ▼ - (Enc5).....	212
V.33 – <i>Spiderdiagrama</i> dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i> normalizados segundo os dados do MORB. A – tipo 1 (Enc1) (◆); B – tipo 2 (Enc2) (▲); C – tipo 3 (Enc3) (●); D – tipo 4 (Enc4) (■) e, E – tipo 5 (Enc5) (▼).....	214
V.34 – Padrão dos elementos terras raras das amostras das bandas, enclaves e <i>boudins</i> de granulitos básicos do GH. Normalização segundo os dados do condrito de Sun (1980). ◆ - (Enc1), ▲- (Enc2), ● - (Enc3), ■ - (Enc4) e ▼ - (Enc5).....	215
V.35 - Elementos maiores dos leucocharnockitos plotados nos diagramas de Harker (1909).....	216
V.36 - Elementos traços dos leucocharnockitos plotados nos diagramas de Harker (1909).	217
V.37 - <i>Spiderdiagrama</i> dos leucocharnockitos normalizados segundo os dados de MORB.....	218

Figura	Pág.
V.38 – Padrão dos elementos Terras Raras dos leucocharnockitos normalizados segundo os dados de Sun (1980).....	219
V.39 - Diagrama comparando os padrões dos elementos Terras Raras das amostras JA-11A e JA-49A dos granulitos (CH1) com os resultados da modelagem geoquímica considerando a cristalização fracionada. A composição do cumulado e a taxa de cristalização fracionada (CF) (30-31%) foram determinadas usando os valores dos elementos maiores da tabelas (V.1A e V.1B). Os dados utilizados na normalização são do condrito de Sun (1980).....	223
V.40 – Diagrama comparando os padrões dos elementos Terras Raras as amostras IJ-17 e ZI-10 dos granulitos CH2 considerando processo de cristalização fracionada. A composição do cumulado e a taxa de cristalização fracionada (CF) (19-20%) são determinadas usando os valores dos elementos maiores da tabela (V.2A, V.2B, V.2C).....	226
V.41 - Diagrama dos padrões dos elementos terras raras do magma parental dos charnockitos CH6. Nesta figura mostra-se a comparação dos padrões dos ETR do magma derivado da fusão parcial (75-78%) dos granulitos do CH2, a modelagem foi realizada utilizando-se os valores obtidos da média de 12 amostras dos charnockitos CH6 e também da média das 46 amostras dos granulitos (CH2) (Tabela V.4.1). A composição do resíduo e a taxa de fusão parcial (FP = 75-785%) foram determinadas usando-se os valores contidos na tabela V.41. Os valores do condrito são de Sun (1982).....	229
VI.1 - Domínios Geotectônicos na Bahia com a localização da área de estudo (Barbosa e Dominguez 1996).....	235
VI.2 - Mapa Simplificado da área de Brejões, Bloco Jequié, Bahia, Brasil (Barbosa <i>et al.</i> 2006)	237
VI.4 - Composição da granada dos granulitos alumino-magnesianos/kinzigitos e leucocharnockitos com granada e cordierita no diagrama piropo - (grossulária + andradita) - (almandina + espessartita). Todos os grãos analisados foram de Grt1.....	246
VI.5 – Composições de ortopiroxênio dos granulitos alumino-magnesianos/kinzigitos e leucocharnickitos com granada e cordierite no diagrama wollastonita-ferrosilita-enstatita (Morimoto <i>et al.</i> 1988).....	250
VI.6 – Composição do espinélio do granulito contendo hercinita-quartzo no diagrama $Zn+Mn/Fe^{2+}/Mg$	251
VI.7 – O Padrão P-T da área do Domo de Brejões. O padrão de mais alta temperature foi obtido nas amostras coletadas próximas ao Domo de Brejões e o padrão de alta temperatura (Barbosa 1990) foi configurado para as rochas situadas longe do domo. As reações $Grt1 + Sill \pm Qtz = Crd1 + Spl1$, $Spl2 + Qtz = Crd2$ e $Grt1 + Qtz = Opx3 + Crd3$ são observadas nas rochas estudadas e são similares àquelas estudadas por Harris & Holland (1984), Harley & Hensen (1990), Waters (1991) e Mohan & Windley (1993). IPG – granulito de pressão intermediária e LPG – granulito de pressão baixa (Green & Ringwood 1972). O ponto tríplice de alumínio silicatos é de Holdaway (1971).....	263

Figura	Pág.
VIII.1 - Perfis geotectônicos da região granulítica do sul da Bahia, (A) Estágio intermediário da colisão com início da produção de charnockitos (CH6) na região de Brejões. (B) Estágio final da orogênese com cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador sobre o Bloco Jequié e ambos sobre o Bloco Gavião. Os diagramas PTt da lateral superior direita das seções foram obtidas a partir do estudo de gnaisses alumino-magnesianos. Segundo Barbosa & Sabaté (2002, 2004).....	277
VIII.2 - Episódios de deformação dúctil mais importantes encontrados na área de Tese, formados durante o processo colisional, Bloco Jequié(BJ) e Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC). A - (fase tectônica F1) dobras recumbentes com vergências para oeste e grandes thrust sub-horizontais; B - (fase tectônica F2 e F3) dobras recumbentes redobradas coaxialmente, gerando dobras isoclinais e zonas de cisalhamento verticais paralelas aos planos axiais dessas dobras isoclinais.....	279
VIII.3 - Evolução Geotectônica com diagramas esquemáticos da área de Tese próxima ao Domo de Brejões (Bloco Jequié). A - Crosta arqueana inicial de fácies anfíbolito com os granitos-granodioritos de 2,8-2,6 Ga intrudindo em gnaisses e migmatitos. B e C - Espessamento crustal no paleoproterozóico, terminando com o metamorfismo na fácies granulito ($\cong 2,04$ Ga) e deformações associadas: primeira fase (F1) (dobras recumbentes com vergência para oeste); segunda fase (F2) (dobras isoclinais); e, terceira fase (F3) (zonas de cisalhamento vertical sub-paralelas aos planos axiais da (F2)). D - Intrusões charnockíticas (CH6), em ambientes da fácies granulito, formando os domos de Brejões e Santa Inês e causando um incremento no gradiente termal ao redor destas estruturas. E - Situação atual nas proximidades dos Domos de Brejões e Santa Inês. O diagrama PTt próxima ao Domo de Brejões indicam metamorfismo de pressão intermediária e temperatura ultra-altas, enquanto que o metamorfismo granulítico de uma maneira geral é de pressão intermediária e temperatura alta.....	280

ÍNDICE DE PRANCHAS

Prancha	Pág.
III.1A – Afloramento em lajedo do granulito enderbítico-charnockítico (CH1), onde as rochas se apresentam deformadas/bandadas e com coloração cinza-esverdeadas a cinza escura.....	30
III.1B – Afloramento em lajedo do granulito enderbítico-charnockítico (CH1), apresentando partes verdes-rosadas constituídas essencialmente de material quartzo-feldspático e partes verdes acinzentadas onde aparece maior proporção de minerais ferromagnesianos.....	30
III.1C – Afloramento na estrada que liga os vilarejos de Filanésia e Itiúba (Mapa Geológico Anexo), mostrando o bandamento constituído de faixas claras e escuras..	31
III.1D – Afloramento de uma pequena pedreira na beira da mesma estrada da prancha 1C.....	31
III.2A – Afloramento na beira do Rio Limoeiro das rochas do CH1 (Mapa Geológico Anexo), apresentando foliação (F2) deformada e orientada na direção N 40/65°NW.	32
III.2B – Afloramento na estrada que liga o vilarejo de Filanésia ao de Itiúba (Mapa Geológico Anexo) dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1), onde observa-se a foliação (F2) bem marcada orientada na direção N35°, com mergulho sub-vertical. Pode ser vista também o bandamento, composto por faixas claras e escuras, paralelo a foliação.....	32
III.3A – Cristal xenoblástico de quartzo (Qtz) em contato curvo a interlombado com cristais de mesopertita (Mp), plagioclásio (Pl) e outros minerais de quartzo (Qtz). Amostra YJ-51A. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	37
III.3B – Cristal xenoblástico de mesopertita (Mp) em contato irregular com cristais de quartzo (Qtz) e com inclusão de quartzo anédrico subarredondado (Qtz). Observa-se que ocorre borda de reação tanto no contato mesopertita (Mp) e quartzo (Qtz) quanto no contato do grão de quartzo (Qtz) com outros minerais. Amostra YJ-57. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	37
III.3C – Cristal xenoblástico de plagioclásio (Pl) em contato irregular a curvilíneo com cristais de quartzo (Qtz) e mesopertita (Mp), mostrando inclusões anédricas e anédricas subarredondadas de quartzo (Qtz). Amostra EJ-16A. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	37
III-4A – Cristais hipidioblásticos a idioblásticos de ortopiroxênio (Opx) com lamelas de clinopiroxênio (Cpx) em contato retilíneo com cristais de mesopertita (Mp) e quartzo (Qtz). Amostra YJ-57. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	39
III-4B – Cristal xenoblástico geminado de clinopiroxênio (Cpx) em contato irregular a retilíneo com cristais de quartzo (Qtz) e mesopertita (Mp). Observa-se ainda um cristal idioblástico de piroxênio em contato retilíneo com mineral opaco, idioblástico e, várias inclusões subédricas a anédricas subarredondadas de quartzo (Qtz). Amostra YJ-57. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	39
III-4C – Associação de minerais ferromagnesianos, ortopiroxênio (Opx), clinopiroxênio (Cpx), biotita (Bi) e mineral opaco (Op), orientados e alguns levemente estirados, constituindo uma lineação mineralógica. Amostra YJ-61. Enderbito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	39

III.5A – Cristais hipidioblásticos e idioblásticos de hornblenda marrom (Hb) e clinopiroxênio (Cpx). Observa-se que o contato da hornblenda (Hb) com plagioclásio (Pl) e com o quartzo (Qtz) são retilíneos. Amostra YJ-61. Enderbito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	40
III.5B – Palheta de biotita (Bt) aglutinando mineral opaco (Op) e associada a minerais hipidioblásticos de ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx). Amostra YJ-61. Enderbito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	40
III.5C – Palheta de biotita (Bt) levemente deformada em contato com minerais opacos (Op), clinopiroxênio (Cpx) e quartzo (Qtz), todos alinhados e constituindo a lineação da rocha. Amostra YJ-61. Enderbito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	40
III.6A – Cristal xenoblástico estirado de quartzo (Qtz) acompanhando alinhamento dos outros minerais e constituindo a foliação da rocha. Amostra 239C. Charnockito (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	47
III.6B – Textura inequigranoblástica suturada. Amostra BJ-164. Charnockito (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	47
III.6C – Cristal xenoblástico de mesopertita (Mp) com inclusão anédrica subarredondada de quartzo (Qtz). Amostra BJ-163A. Charnoenderbitos (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	47
III.6D – Porfiroblasto de mesopertita (Mp) com várias inclusões de cristais subarredondados de quartzo (textura poiquiloblástica). Observa-se contato lombado deste porfiroblasto de mesopertita (Mp) com o quartzo (Qtz). Amostra BJ-165A. Charnockito (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	47
III.7A – Cristal xenoblástico de plagioclásio (Pl) geminado em contato retilíneo com ortopiroxênio (Opx) que apresenta lamelas de ex-solução de clinopiroxênio (Cpx). Amostra JA-144A. Charnoenderbitos (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	48
III.7B – Cristais xenoblásticos a hipidioblásticos de ortopiroxênio (Opx) em contato com mineral opaco. Observa que os ortopiroxênios (Opx) estão alterados para bastita. A apatita (Ap) ocorre preferencialmente associada aos piroxênios e opacos (Op). Amostra JA-143A. Charnockito (CH2). Luz plana. Objetiva de 5x.....	48
III.7C – Cristais xenoblásticos de hornblenda marrom (Hb1) e verde (Hb2) na borda de minerais opacos (Op). Observa-se certo alinhamento da hornblenda marrom (Hb1), hornblenda verde (Hb2), opacos (Op) e cristais alongados de quartzo (Qtz) Amostra 239C. Charnockito (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	48
III.8A – Afloramento de rocha charnockítica (CH6), próximo ao Riacho Água Fria no povoado de Cachoeira Alta, região de Rio Piau, apresentando uma foliação N15 com mergulho subhorizontalizado.....	52
III.8B – Mesmo afloramento anterior, na parte central do Domo de Brejões, mostrando um enclave de rocha gabro-anortosítica evidenciando também a foliação N15 com mergulho subhorizontalizado.....	52
III.9A – Cristal xenoblástico embaiado de quartzo (Qtz) em contato irregular ou interlombado com grãos de mesopertita (Mp), mostrando o desequilíbrio entre as fases minerais. Amostra IJ-17A. Charnockito (CH6). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	55

III-9B – Cristais hipidioblásticos a idioblásticos de hornblenda marrom (Hb1) em contato com a mesopertita (Mp) e quartzo (Qtz). Observa-se ainda um pequeno cristal de hornblenda marrom (Hb1) incluso num grão de mesopertita (Mp). Esta hornblenda (Hb1) foi formada provavelmente por cristalização magmática (primária) ficando preservada no metamorfismo. Amostra JA-48A. Charnockito (CH6). Luz plana. Objetiva de 5x.....	55
III-9C – Cristal idioblástico de clinopiroxênio (Cpx) parcialmente alterado em hornblenda verde (Hb2) a qual esta ocupando também a borda do mineral opaco (Op). Amostra IJ-17A. Charnockito (CH6). Luz plana. Objetiva de 5x.....	55
III-9D – Cristal hipidioblástico de hornblenda marrom (Hb1) associado à apatita (Ap). Percebe-se que há alinhamento entre a apatita (Ap), quartzo (Qtz), mesopertita (Mp) e hornblenda marrom alongada (Hb1), constituído a lineação mineralógica das rochas CH6. Amostra TA-17. Charnockito (CH6). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	55
III.10A – Porfiroblasto de mesopertita (Mp) com inclusões embaixadas ou lombadas de quartzo (Qtz2). No contato entre o porfiroblasto e o cristal de plagioclásio nota-se a presença da mirmequita (Mir). Amostra XH-003. <i>Augen</i> -charnockito (CH4). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	59
III.10B – Cristal porfiroblástico de mesopertita (Mp1) com inclusões de quartzos anédricos sub-arredondados (Qtz2) a euédricos e hornblenda plutônica (Hb1) (Cpx) idioblástico. Amostra XH-003. <i>Augen</i> -charnockito (CH4). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	59
III.10C – Cristal porfiroblástico de mesopertita (Mp1) envolvida por cristais de biotita (Bti) formando a estrutura em <i>augen</i> do (CH4). Amostra TA-17. <i>Augen</i> -charnockito (CH4). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	59
III.10D – Associação de cristais xenoblásticos a hipidioblásticos de ortopiroxênio (Opx), clinopiroxênio (Cpx) e biotita avermelhada (Bti). Amostra IJ-17A. <i>Augen</i> -charnockito (CH4). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	59
III.11A - Afloramento de granulito heterogêneo ortoderivado do (CHO), nas margens da estrada BA-891 (antiga pedreira), apresentando foliação com orientação N20° e mergulho subvertical.....	64
III.11B - O mesmo afloramento anterior, mostrando faixas e corpos <i>boudinados</i> de granulitos básicos, com a mesma foliação N20° e mergulho subvertical.....	64
III.11C – Afloramento de granulito heterogêneo ortoderivado do (CHO), na margem da estrada BA-891 (antiga pedreira), apresentando foliação com orientação N20° e mergulho subvertical. Os centros dos <i>boudins</i> são anfíbolitos sem ortopiroxênios, entretanto, no centro, com os granulitos charnockíticos verifica-se na qual o granulito básico “cede” as encaixantes, material ferro-magnésiano para os corpos, formando-se nestas os ortopiroxênios (metamorfismo progressivo). A foliação é N20° com mergulho 85 para SE.....	65
III.11D – Mesmo afloramento anterior mostrando no granulito básico, flancos de dobras rompidas e níveis <i>boudinados</i> , mantendo a mesma foliação com mergulho subvertical.....	65
III.12A - Cristal xenoblástico de plagioclásio (Pl), geminado, em contato lombado ou embaixado com o quartzo (Qtz) e mesopertita (Mp). Amostra YJ-56. Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	69

Prancha	Pág.
III.12B – Cristal de mesopertita (Mp) com leve geminação de microclina. Amostra 210C. Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	69
III.12C – Cristais hipidioblásticos de clinopiroxênio (Cpx) geminados em associação com mineral opaco (Op) e apatita (Ap). Ambos os grãos de clinopiroxênio (Cpx) apresentam-se geminados. Amostra YJ-55. Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	69
III.13A – Cristal idioblástico de hornblenda marrom primária (Hb1) inclusa no grão de mesopertita (Mp1). Cristais subarredondados de quartzo (Qtz1) também são encontrados inclusos na mesopertita (Mp1). Amostra IJ-17A. Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	70
III.13B – Grande cristal em forma de palheta de biotita (Bt1) com inclusão de mineral opaco (Op). Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Amostra YJ-55. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	70
III.14A – Cristal xenoblástico de plagioclásio (Pl) geminado, em contato irregular ou curvilíneo com ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx). Amostra YJ-59B. Granulito básico. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	75
III.14B – Cristal de biotita (Bt1) na forma de palheta na borda do mineral opaco (Op). Amostra YJ-59B. Granulito básico. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	75
III.14C – Cristais xenoblásticos alinhados de hornblenda verde (Hb). Amostra YJ-55. Charnockito. Luz Plana. Objetiva de 5x.....	75
III.14D – Cristal idioblástico de ortopiroxênio (Opx). Amostra YJ-59B. Granulito básico. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	75
III.14E – Cristais de ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) perfazendo um mosaico poligonal. Amostra YJ-55. Granulito básico. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	75
III.15A – Afloramento de quartzito bastante intemperizado na estrada que liga o povoado de Água Vermelha a Limoeiro. No depósito arenoso (cascalheira) observam-se zonas onde predominam material argiloso de cor branca, vez por outra dando para identificar textura gráfica.....	79
III.15B – Afloramento de quartzito intemperizado onde observam-se níveis ferruginosos e argilosos intercalados aos níveis arenosos. Este último é produto de alteração dos quartzitos.....	79
III.16A - Afloramento de leucocharnockito próximo ao Rio Jequiriçá Mirim (Ponto YJ-59), visualizando um nível básico paralelo à foliação da rocha. Esta mostra orientação N150° e mergulho subvertical. Observa-se no contato entre ambos, a presença de faixas de ortopiroxênio e granada.....	83
III.16B – Outro lado do afloramento anterior, destacando-se uma faixa granatífera, falhada, dentro do leucocharnockito. Estas faixas granatíferas são mais freqüentes quando próximas aos níveis básicos.....	83

Prancha	Pág.
III.17A – Cristal xenoblástico de mesopertita (Mp) com aparência de microclina pertítica, em contato suturado ou lombado com o quartzo (Qtz) . Amostra EJ-29E. Leucocharnockito. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	84
III.17B – Cristal xenoblástico de granada (Grt). Amostra EJ-29F. Leucocharnockito. Luz plana. Objetiva de 5x.....	84
III.17C – Cristais xenoblásticos de granada (Grt) com inclusões de minerais opacos (Op). Amostra YJ-55. Leucocharnockito. Luz Plana. Objetiva de 5x.....	84
III.17D – Cristal xenoblástico de granada (Grt) com borda de cordierita (Cd). Amostra EJ-29E. Leucocharnockito. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.....	84
VI.3 – (a) Simplectito de Crd1 + Spl1 como produto da reação: $Grt1 + Sil1 \pm Qtz = Crd1 + Spl1$. granulito contendo hercinita-quartzo, amostra KJ-3. (b) Cristal de hercinita (Spl2) com bordas retas dentro do grão de quartzo. Granulito contendo hercinita-quartzo, amostra KJ-1. (c) Biotita, quartzo e plagioclásio incluído na granada (Grt1). Granulito hercinita-quartzo, amostra KJ-1. (d) Simplectito de ortopiroxênio (Opx3) + cordierita (Crd3) formado ao redor da granada, indicando reação de descompressão: $Grt1 + Qtz = Opx3 + Crd3$. Granulito contendo hercinita-quartzo, amostra BJ-137-A. (e) Ortopiroxênio (Opx2) + mesopertita (Kfs) formado, indicando reação de desidratação: $Bt1 + Qtz = Opx2 + Kfs + L$. Granulito hercinita-quartzo, amostra BJ-137-A (f) Cristais de hercinita (Spl2) incluído no quartzo, com bordas de cordierita (Crd2), indicando reação de retrometamorfismo: $Spl2 + Qtz = Crd2$. Granulito contendo hercinita-quartzo, amostra KJ-1.....	242

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela	Pág.
III.1A – Composição mineralógica modal dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	36
III.1B – Composição mineralógica modal dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	37
III.2A – Composição mineralógica modal dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	46
III.2B – Composição mineralógica modal dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	47
III.3 – Composição mineralógica modal dos charnockitos (CH6).....	54
III.4 - Composição mineralógica modal dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockitos (CH4).....	61
III.5A - Composição mineralógica modal dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) do (GH).....	68
III.5B - Composição mineralógica modal dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) do (GH).....	69
III.6 – Composição mineralógica modal das bandas, enclaves e <i>boudins</i> dos granulitos básicos do (GH).....	74
III.7 - Composição mineralógica modal dos granulitos kinzigíticos ou aluminomagnesianos do (GH).....	78
III.8 - Composição mineralógica modal dos quartzitos com ou sem granadas do (GH)....	81
III.9 - Composição mineralógica modal dos leucocharnockitos com granada e cordierita do (GH).....	83
IV.1 – Análises químicas representativas de piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	93
IV.2 – Valores dos principais cátions alocados nos sitios de coordenação dos piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	94
IV.3 – Análises químicas representativas de anfibólios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	96
IV.4 – Valores dos principais cátions alocados dos anfibólios nos sitios de coordenação (Morimoto, 1988), dos granulitos enderbíticos-charnockíticos do CH1.....	97
IV.5 – Análises químicas representativas das biotitas dos granulitos enderbíticos-charnockíticos do CH1.....	99
IV.6 – Análises químicas dos plagioclásios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	101
IV.7 – Análises químicas dos feldspatos potássicos dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	102
IV.8 – Análises químicas representativas dos ortopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	104

Tabela	Pág.
IV.9 - Análises químicas representativas dos clinopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	105
IV.10 - Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos ortopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	106
IV.11 - Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos clinopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	108
IV.12 - Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	110
IV.13 - Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos anfibólios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	111
IV.14 - Análises químicas representativas das biotitas dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	114
IV.15 - Análises químicas representativas dos feldspatos potássicos e plagioclásios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	116
IV.16 - Análises químicas representativas dos ortopiroxênios dos charnockitos (CH6).....	119
IV.17 - Análises químicas representativas dos clinopiroxênios dos charnockitos (CH6).....	120
IV.18 - Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos charnockitos (CH6).....	122
IV.19 - Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos anfibólios dos charnockitos (CH6).....	123
IV.20 - Análises químicas representativas das biotitas dos charnockitos (CH6).....	125
IV.21 - Análises químicas representativas dos plagioclásios dos charnockitos (CH6).....	127
IV.22 - Análises químicas representativas dos feldspatos potássicos dos charnockitos (CH6).....	128
IV.23 - Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4).....	130
IV.24 - Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos anfibólios dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), segundo Morimoto <i>et al.</i> , (1988).....	131
IV.25 - Análise química representativa da biotita dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4).....	133
IV.26 - Análises químicas representativas dos feldspatos potássicos e plagioclásios dos granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4).....	135
IV.27 - Análises químicas representativas de ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).....	137
IV.28 - Análises químicas representativas dos ortopiroxênios (Opx) e clinopiroxênios (Cpx) dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i>	139
IV.29 - Análises químicas representativas dos ortopiroxênios do leucocharnockitos.....	142
IV.30 - Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).....	144
IV.31 - Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i>	146
IV.32 - Análises químicas representativas das biotitas dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).....	148

Tabela	Pág.
IV.33 – Análises químicas representativas das biotitas dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i>	150
IV.34 – Análises químicas representativas das biotitas dos leucocharnockitos.....	152
IV.35 – Análises químicas representativas dos plagioclásios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).....	154
IV.36 - Análises químicas representativas dos feldspatos potássicos dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).....	155
IV.37 – Análises químicas representativas dos plagioclásios dos granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i>	157
IV.38 - Análises químicas representativas dos plagioclásios dos leucocharnockitos.....	159
V.1A – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).....	166
V.1B – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) (Continuação).....	167
V.2A – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).....	170
V.2C – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) (Continuação).....	171
V.B – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) (Continuação).....	172
V.3 – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) para os charnockitos (CH6).....	175
V.4 – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) para os granulitos <i>augen</i> -charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4).....	178
V.5A – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).....	181
V.5B – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (Continuação).....	182
V.5C – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (Continuação).....	183
V.6 – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) para os granulitos básicos das bandas, enclaves e <i>boudins</i> . ◆ - (Enc1), ▲ - (Enc2), ● - (Enc3), ■ - (Enc4) e ▼ - (Enc5).....	186
V.7 – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras Raras (ppm) para os leucocharnockitos com granada e cordierita	189
V.8 - Composições dos elementos maiores (%) obtidas através da modelagem geoquímica considerando a cristalização fracionada dos protólitos dos granulitos (CH1), utilizando o <i>software</i> Gênese 4 de Teixeira (2005).....	225
V.9 - Composições dos elementos maiores (%) obtidas através da modelagem geoquímica considerando a cristalização fracionada dos protólitos dos granulitos (CH2), utilizado o <i>software</i> Gênese 4 de Teixeira (2005).....	228
V.10 – Elementos maiores dos granulitos CH1 e CH2, mostrando o modelamento por fusão parcial da média do CH2 produzindo o CH6.....	231
VI.1 – Dados químicos e assembléias minerais	241

Tabela	Pág.
VI.2 – Composição química representativa da granada.....	247
VI.3 – Composição química representativa do ortopiroxênio	249
VI.4 – Composição química representativa da biotita	253
VI.5 – Composição química representativa da cordierita e silimanita.....	254
VI.6 – Composição química representativa do espinélio.....	255
VI.7 – Composição química representativa do plagioclásio e mesopertita.....	256
VI.8 – Cálculos de geotermometria das rochas estudadas, valores de temperatura em °C.	260
VI.9 - Cálculos de geotermobarometria das rochas estudadas.....	261
VI.10 - Cálculos de geobarometria das rochas estudadas	261
VII.1 – Idades Rb-Sr e Sm-Nd de granulitos da área de Tese segundo de Marinho <i>et al.</i> , (1994), Wilson (1987) e Barbosa <i>et al.</i> , (2004).....	266
VII.2 - Idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb por evaporação, de zircões e monazitas de litologias da área de Tese, segundo Barbosa <i>et al.</i> (2004).....	268
VII.3 – Idades U/Pb SHRIMP de litologias da área de Tese segundo Alibert e Barbosa (1992) e Silva <i>et al.</i> , (2002).....	270

I.1 - Justificativas.

A área de pesquisa envolve quase toda a extensão das folhas do IBGE, SD.24-V-D-11 e SD.24-V-D-V (escala 1:100.000), abrangendo os municípios de Amargosa, Brejões, Jaguaquara, Itamari, além de Itaquara, Cravolândia, Santa Inês, Ubaíra, Jequiriçá, Mutuípe, Apuarema, Nova Ibiá, Itaibó e Algodão. Ela está inserida em uma das mais importantes províncias de rochas metamórficas de alto grau aflorantes no mundo, a região granulítica do sul/sudeste da Bahia. Esta faz parte do embasamento do Cráton do São Francisco (Almeida 1967, 1977), também denominado de "Província São Francisco" (Mascarenhas *et al.* 1984) ou Antepaís do São Francisco (Alkmin *et al.* 1993). Este cráton apresenta feições geológicas que expressam os processos geodinâmicos de crescimento crustal desde o arqueano até o paleoproterozóico, sendo identificado neste último, o denominado Ciclo Geotectônico Transamazônico ($\approx 2,0$ Ga, Hurley *et al.* 1967; Cordani 1973).

Em um breve resumo, trabalhos de reconhecimento geológico na escala 1:250.000 mostraram que na região granulítica do sul/sudeste da Bahia ocorrem, de oeste para leste, três unidades geotectônicas distintas: (i) na porção oeste, o Complexo Jequié (Cordani 1973), ou Bloco de Jequié (Pedreira *et al.* 1976, Barbosa 1995), ou Domínio Jequié-Mutuípe (Barbosa 1986), ou ainda Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás (Barbosa *et al.* 1992); (ii) na porção central, o Domínio de Ipiaú (Barbosa 1986) ou Banda de Ipiaú (Barbosa 1986) e, (iii) na porção leste, o Bloco de Itabuna (Pedreira *et al.* 1975), ou "Mobile Belt" da Costa Atlântica (Moutinho da Costa & Mascarenhas 1982), ou Domínio da Costa Atlântica (Barbosa 1986, Figueiredo 1989), ou Cinturão Itabuna-Salvador (Barbosa & Côrrea Gomes *et al.* 2001), ou ainda, Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2002).

O desconhecimento do detalhe da geologia da área e a ausência de mapa geológico em escala adequada foram as principais justificativas para a realização deste trabalho. Os mapas existentes são isolados e abrangem somente parte da área, como aqueles de Miranda *et al.* (1983) e Barbosa (1986), considerados insuficientes para alcançar os objetivos desejados nestes estudos.

Os trabalhos realizados em parte do Bloco Jequié, enfocando o mapeamento geológico na escala 1:100000, a petrografia fina, a petroquímica, a química mineral e o metamorfismo, acoplados à análise dos dados geocronológicos existentes, se justificam, visto que vêm permitindo dar um novo impulso no conhecimento desses terrenos de alto grau. Com essas técnicas está sendo possível

estabelecer uma melhor cartografia das unidades litotípicas, a determinação da mineralogia e das paragéneses minerais existentes, a origem dos seus protólitos via modelagem geoquímica, além da determinação das condições termobarométricas de formação das rochas envolvidas. Com a coleta e conhecimento dos dados advindos desses trabalhos, modelos geotectônicos mais precisos poderão ser estabelecidos para esta região granulítica.

I.2 – Objetivos.

A presente Tese de doutoramento visa aprofundar os conhecimentos sobre as rochas da área, a partir da aplicação de modernas técnicas de pesquisa geológica, envolvendo a petrologia, a litogeoquímica e o metamorfismo. Ela pretende conseguir:

- um maior detalhamento do quadro petrográfico desses metamorfitos, o que possibilitará, (i) a investigação dos processos metamórficos, conduzindo à definição de relações composicionais primárias preservadas, além da caracterização dos magmas, suas fontes e do grau de evolução de sua diferenciação e, (ii) cartografar essas rochas segundo sua natureza original ;
- um maior detalhamento do quadro petroquímico das rochas metamórficas/plutônicas da área de estudo, utilizando-se como parâmetro a determinação e interpretação de sua composição química, em termos de seus elementos maiores, menores, traços e Terra Raras, o que possibilitará, (i) obtenção das assinaturas geoquímicas dos diferentes litotipos e conseqüente classificação petrogenética dos mesmos, (ii) a caracterização e modelagem dos tipos de magmas, suas fontes e do grau de evolução de sua diferenciação;
- um estudo mais aprofundado das modificações metamórficas a que foram submetidos os protólitos, através de estudos petrográficos, petroquímicos e de química mineral, o que permitirá: (i) definição das reações mineralógicas durante o evento metamórfico; (ii) a estimativa das condições barométricas e termométricas do metamorfismo, utilizando-se modelos termodinâmicos empíricos e testados, em terrenos granulíticos; (iii) estabelecimento da trajetória pressão-temperatura ao longo do evento metamórfico;
- um panorama dos estudos isotópicos/geocronológicos realizados anteriormente nesses metamorfitos, sobretudo aqueles que utilizaram os métodos Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb e U-Pb em zircão, o que permitirá, (i) a identificação da idade das rochas originais pré-granulitização; (ii) o reconhecimento das épocas em que se efetivaram o metamorfismo regional e as deformações associadas e, (iii) uma estimativa mais realística da ordenação dos fenômenos geológicos que ocorreram nos terrenos em foco, possibilitando assim o estabelecimento de modelos geotectônicos mais precisos.

I.3–Metodologia

Para atingir os objetivos propostos e responder às questões necessárias à compreensão da geologia da área executou-se trabalhos de campo com a descrição macroscópica dos afloramentos e suas feições estruturais. Sobre as amostras coletadas, foram realizados estudos petrográficos, petroquímicos e de química mineral. Permitindo-se definir melhor o metamorfismo que atingiu essas rochas. Uma compilação detalhada sobre a geologia isotópica/geocronológica foi também realizada possibilitando compatibilizar os processos geológicos e as suas idades.

Vale colocar aqui que, como os granulitos enderbíticos-charnoenderbíticos-charnockíticos são predominantes na área de Tese, foi feita uma síntese bibliográfica fundamental sobre a gênese dos mesmos. Waard (1969), por exemplo, afirmou que os charnockitos poderiam ter sido derivados tanto de rochas ígneas, como de rochas sedimentares, ressaltando, entretanto, que o ortopiroxênio na sua assembléia mineral, é diagnóstico da fácies granulito, restringindo sua formação a ambientes desta fácies. Outros modelos genéticos são propostos, podendo citar aqueles que supõem sua proveniência a partir: (i) de líquidos anatéticos subsaturados em H₂O, presentes em ambiente da fácies granulito (Martignole 1979, Jahn 1990); (ii) de resíduos (restitos) que ficaram na fácies granulito após a remoção de líquidos graníticos (Nesbitt 1980, Pride & Muecke 1980, Clemens & Vielzeuf 1987); (iii) de cumulos formados a partir de fracionamentos magmáticos de outras rochas (Field *et al.* 1980) e, (iv) do influxo de CO₂, a partir do manto, que ao percorrer rochas graníticas, transformaram-nas em rochas charnockíticas (Janardhan *et al.* 1982, Friend 1981).

Estas hipóteses têm sido amplamente discutidas (Vielzeuf & Vidal 1990) tendo gerado um grande número de trabalhos experimentais (Clemens 1990, Vielzeuf *et al.* 1990) e de geologia regional (Nicollet 1990). Alguns deles têm permitido restringir alguns dos modelos enumerados acima. Por exemplo, com respeito ao influxo de CO₂, hoje é quase um consenso que ele não é a causa fundamental na gênese dessas rochas, mas sim um fenômeno local (Lamb 1996, Touret 1997). Em relação à origem relacionada aos restitos, esta tem sido também questionada (Arculus & Ruff 1990), embora algumas evidências favoreçam a possibilidade de que os granulitos podem conter restitos da fusão de rochas pelíticas ou semi-pelíticas (Vielzeuf *et al.* 1990). Nesse último caso, Jahn (1990) estudando granulitos arqueanos da China considerou que essas rochas teriam se formado pela granulitização de seqüências supracrustais associadas a granitos. Neste caso o metamorfismo teria ocorrido por subducção de margem continental ou por acalvamentos intracontinentais.

I.3.1 - Integração dos dados anteriores e confecção do mapa preliminar.

Entre esses trabalhos realizados na área podem-se citar aqueles de Barbosa (1986, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1994, 1995, 1996, 1998), Barbosa & Arcanjo *et al.* (1996), Barbosa & Fonteilles (1986, 1989, 1992), Wilson (1987), Wilson *et al.* (1988), Xavier *et al.* (1989), Conceição *et al.* (1989), Conceição (1990), Sá & Barbosa (1991), Conceição *et al.* (1991), Padilha *et al.* (1990), Silva (1991), Teixeira & Figueiredo (1991), Marinho (1991), Fornari (1993), Fornari & Barbosa (1992), Alibert & Barbosa (1992), Barbosa *et al.* (1992), Arcanjo *et al.* 1992, Aillon & Barbosa (1992), Alkmin *et al.* (1993), Marinho *et al.* (1994 a,b), Iyer *et al.* (1995), Barbosa & Dominguez (1996), Alves da Silva (1996), Arcanjo *et al.* (1998), Bastos Leal (19998), Conceição *et al.* (1999), Almeida *et al.* (2000), Teixeira *et al.* (2000), Barbosa & Sabaté (2000), Barbosa & Martin *et al.* (2000b), Barbosa & Montel *et al.* (2000), Corrêa Gomes (2000) Barbosa & Sabaté (2001), Barbosa & Sabaté (2001), Kienast *et al.* (2001), Barbosa & Corrêa Gomes *et al.* (2001), Barbosa & Kienast *et al.* (2001), Barbosa & Nicollet *et al.* (2001), Barbosa & Sabaté (2002), Barbosa & Sabaté (2003), Barbosa *et al.* (2003) e Barbosa *et al.* (2004).

Os trabalhos mencionados acima, a maioria realizadas em áreas restritas e com objetivos específicos, enfatizam estudos petroquímicos, o metamorfismo, e o mapeamento geológico-estrutural. Somam-se as datações geocronológicas realizadas por diferentes métodos, que permitiram interpretações mais confiáveis sobre a evolução geológica-geotectônica da região. Com relação a estes últimos destacam-se os trabalhos de Wilson *et al.* (1988), Alibert & Barbosa (1992), Marinho *et al.* (1992), Ledru *et al.* (1994) e Silva *et al.* (2002).

Nesta pesquisa foram verificados principalmente os dados dos trabalhos anteriores das rochas denominadas de: (i) granulitos heterogêneos, os quais são formados por rochas orto e paraderivadas que foram deformadas, em certos casos migmatizadas, durante o metamorfismo da fácies granulito (Barbosa 1986; Figueiredo, 1989; Barbosa *et al.* 1992); (ii) granulitos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos que constituem duas sequências co-genéticas, com baixa concentração em Ti (CH1) e com alta concentração em Ti (CH2), com idades de 2,8 G.a. e 2,7 G.a., respectivamente (Fornari, 1993); (iii) charnockitos (CH6) constituintes dos Domos de Brejões e Santa Inês, datadas em 2,05-2,03 G.a. e, (iv) *augen*-charnokitos (CH4), situados no extremo noroeste da área e que não tinham sido estudados até então.

Com relação ao mapeamento geológico propriamente dito, o mesmo compreendeu inicialmente o levantamento e integração de todo o acervo bibliográfico geológico existente na área, além da aquisição de cartas topográficas na escala 1:100000. Foram adquiridas as folhas de Amargosa, SD.24-V-D-II e Jaguaquara, SC.24-V-D-V, provenientes do convênio da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste–SUDENE com o Governo do Estado da Bahia (Projeto Bacia do Paraguaçu). Na confecção do mapa geológico na escala 1:100000, foram lançados

os dados bibliográficos de trabalhos anteriores, destacando-se os litotipos existentes e elementos da geologia estrutural. Essa integração resultou na confecção de uma carta geológica preliminar, que serviu de base para os trabalhos de campo posteriores.

Deve-se assinalar que os principais projetos de mapeamento geológicos utilizados na realização do mapa geológico preliminar da área foram: (i) o Projeto Bahia (Pedreira *et al.* 1975), que executou o primeiro mapeamento geológico sistemático da região, na escala 1:250000 tendo sido definidas as unidades geológicas maiores, os principais traços estruturais, além de um grande número de ocorrências minerais; (ii) o Projeto Ubaíra–Santa Inês (Miranda *et al.* 1982), que mapeou parte da folha de Amargosa (SD.24–V–D–II), na escala 1:100000, definindo várias associações litotípicas; (iii) o Projeto Jequié–Boa Nova (Miranda *et al.* 1983), que efetuou o mapeamento em partes da folha de Amargosa, mas que se baseou somente em estudos petrográficos; (iv) o Projeto RADAMBRASIL (Lima *et al.* 1981), que ao mapear na escala 1:500 000 a Folha de Salvador (SD.24-X-A-V), ajudou na compreensão da geologia da área pesquisada, sobretudo com relação a geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra, incluindo dados geoquímicos das rochas granulíticas do Complexo Jequié (Cordani 1973); (v) o Projeto Ferro-Titânio do Sul da Bahia (Lago 1980), que associou as ocorrências de Fe-Ti de Itamari e Gandú, às rochas gabro-anortosíticas da região e, (vi) a Tese de Doutorado de Barbosa (1986), que realizou na escala 1:250000, o reconhecimento geológico-estrutural das unidades litológicas da região, com base na petrografia, petroquímica e química mineral. Este último permitiu, pela primeira vez, identificar as condições de P e T do metamorfismo regional.

I.3.2–Trabalhos de campo e elaboração do mapa geológico definitivo.

Após a etapa de análise e integração dos dados anteriores realizou-se a interpretação fotogeológica da área de pesquisa utilizando-se 67 fotografias aéreas, tomadas na escala de 1:108000 (câmara zeiss, RMKA 8.5/23, distância focal 85.52) e produzidas pelos Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul S.A. (convênio SUDENE/Governo do Estado da Bahia – Secretaria do Saneamento e Recursos Hídricos), tendo como título “Cobertura Aerofotogramétrica da Região da Bacia do Rio Paraguaçu”. Nos trabalhos de fotointerpretação foram usados também imagens de radar e satélites, cedidas pela Companhia Baiana Pesquisa Mineral (CBPM) e Companhia Pesquisa Recursos Minerais (CPRM).

Após a fotointerpretação e confecção da base geológica foram realizadas campanhas de campo direcionadas, sobretudo para partes da área onde a quantidade de afloramentos era pequena. Os afloramentos foram localizados com o aparelho de recepção via satélite, do Sistema de Posicionamento Global (GPS). Nas campanhas de campo coletaram-se amostras para estudos

petrográficos, petroquímicos e de química mineral, além de compatibilizar os elementos colhidos no campo com os dados dos trabalhos anteriores.

I.3.3 – Seleção e preparação de amostras.

No total foram visitados e descritos quatrocentos e trinta e três (433) afloramentos, tendo sido confeccionadas quinhentas e sessenta e quatro (564) lâminas delgadas das quais cinquenta e nove (59) foram destinadas à confecção de seções polidas. A partir dessas seções polidas, com ajuda da microsonda eletrônica da Universidade de Clermont-Ferrand – França foram realizados cento e setenta e três (173) análises químicas de fases minerais. Das amostras de mão coletadas, cento e setenta e um (171) foram destinadas para análises químicas de rocha total.

I.3.4 – Descrições petrográficas

O estudo petrográfico baseou-se na descrição de quinhentas e sessenta e quatro (564) lâminas delgadas relacionadas aos principais litotipos investigados. Todas as lâminas foram estudadas, entretanto houve maior detalhamento naquelas que possuíam análises químicas de rocha total. Nos estudos petrográficos, além de identificação das fases minerais ígneas e metamórficas, estimou-se a moda para cada lâmina delgada. Nessas estimativas modais foram feitas contagens visuais de 10 a 15 campos por lâmina, levando-se sempre em conta os resultados analíticos dos elementos maiores, advindos dos estudos litogeoquímicos.

Nos estudos petrográficos foram utilizados microscópios binoculares de luz polarizada tanto aquele de fabricação *Leitz*, modelo Labor Lux–Pol, 12 S, como aquele *Nikon*, modelo Optiphot–Pol, HFX–II A. Nesse último foram feitas as fotomicrografias que ilustram os Capítulos III e VI, descritos adiante.

I.3.5 – Estudos litogeoquímicos.

As análises litogeoquímicas foram realizadas em cento e setenta e uma (171) amostras sendo 33 de granulitos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos (CH1), 41 de granulitos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos (CH2), 8 dos *augen*-charnoenderbíticos-

charnockíticos (CH4), 12 dos charnockitos (CH6) e 52 dos granulíticos heterogêneos (GH), sendo que nestes últimos, 34 foram de granulíticos ortoderivados (CHO), 8 de leucocharnockitos com granada e corduierita, 3 de granulíticos kinzigíticos e 10 de granulíticos básicos das bandas, encraves e *boudins*. Em todas as amostras foram analisados os elementos maiores, menores e traços, sendo que em 53 foram analisados os elementos Terras Raras (ETR). Vale acrescentar que dados litogeoquímicos adicionais foram compilados da Tese de Doutorado de Barbosa (1986).

A maioria das análises litogeoquímicas foi realizada nos laboratórios da GEOSOL-LAKE FIELD LTDA, sendo os elementos SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, MnO, Na₂O e K₂O determinados por Fluorescência de Raios X, após fundição das amostras por tetraborato de lítio (Li₂B₄O₇). No caso do Na₂O e K₂O, nas amostras com teores abaixo de 1%, os valores foram obtidos por Absorção Atômica, após digestão multiácida com HF + HClO₄. Quanto ao FeO, o método utilizado foi o de titulometria, decompondo-se as amostras com HF + H₂SO₄ em cadinho de platina tamponado com CO₂, para posterior titulação com KMnO₄ em presença de ácido bórico. Os teores de H₂O⁺ foram obtidos pelo Método de Penfield, enquanto que os teores de CO₂ foram conseguidos aplicando-se o método do gás evoluído com o ataque de HCl, sob aquecimento em banho de óleo a 130 °C. Os valores de PF (perda ao fogo) foram conseguidos por calcinação a 1000 °C até um peso constante. Os elementos traços Ba, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zr, W, Cl e S foram dosados por Fluorescência de Raios-X em pó prensado, enquanto que B, Be, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, Zn e Bi por ICP, foram analisados após digestão multiácida com HF + HClO₄. Os valores de F foram obtidos por eletrodo de íon específico, após fusão alcalina. Os elementos Terras Raras foram analisados usando-se o ICP-AES, após pré-concentração da amostra, utilizando-se resina de troca iônica.

Outro laboratório utilizado nas pesquisas litogeoquímicas foi o do Grupo de Geologia Aplicada à Pesquisa Mineral/IGEO/UFBA. Neste os elementos SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, MnO, Na₂O e K₂O foram dosados no ICP *Emission Spectrometer* (Varian – Liberty 150), utilizando-se o método de *Bernas*. Neste caso, o pó das amostras e de 2 padrões utilizados (GB1, granito e BB1, basalto), foram transferidas para o pesa filtros de 50 ml, passando por uma secagem do material dentro da estufa (*Quimis*) a uma temperatura constante de 105 a 110 °C. O tempo aplicado foi de três horas sendo o material posteriormente colocado dentro do dessecador, tendo como dessecante a sílica gel, seca a 105 a 110 °C, após tratamento com azul de metileno, até atingir a temperatura ambiente. Dentro da sistemática deste Laboratório, colocou-se 0,1 gramas de amostra, em um cadinho de teflon, no total de duas duplicatas de cada amostra, duas duplicatas dos

padrões e 2 de brancos. Nestes cadinhos adicionou-se ½ ml de água régia além de 3 ml de ácido fluorídrico, para acelerar a decomposição da SiO₂. O material foi colocado em uma bomba de Parl e levado novamente à estufa aquecida a 130 °C por 45 minutos. Após o resfriamento total por duas horas, tratou-se da abertura das amostras com 2,8 g de ácido bórico dissolvido em água desmineralizada, fervente até a total dissolução de todo o ácido bórico. Depois fez-se a transferência para balões volumétricos de 100 ml os quais foram completados por água desmineralizada e daí transferidos para pequenos recipientes plásticos de 100 ml, de onde foram levados para a análise no ICP. Para os elementos traços Ba, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, Y, Zr, W, Cl, S, B, Be, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc, Zn e Bi utilizou-se os mesmos procedimentos dos elementos maiores, pesando-se 0,5 gramas do pó das amostras e dos padrões GB1 e BB1 referidos anteriormente. Para a decomposição total do material, adicionou-se 10 ml de ácido fluorídrico e 5 ml de ácido perclórico no cadinho de teflon, que continham as amostras. Em seguida fez-se a secagem numa placa de aquecimento a 180 °C até total decomposição eliminando-se os fumos do ácido fluorídrico e perclórico. A partir daí adicionou-se 10 ml de ácido clorídrico (solução de 1/1 50%) até se chegar a uma solução límpida e amarela, a qual foi transferida posteriormente para balões volumétricos de 50 ml, sendo aferida com água desmineralizada e posteriormente colocada em frascos de plásticos de 100 ml. Este material foi depois analisado no ICP.

Os resultados analíticos foram usados: (i) nos cálculos dos minerais normativos (CIPW) das amostras; (ii) nas projeções em diagramas de classificação de rochas; (iii) na interpretação dos padrões de distribuição e de correlação entre elementos, utilizando-se diagramas binários e ternários; (iv) na elaboração de gráficos padrões de elementos de Terras Raras, relacionando-os ao condrito de Sun (1982) e valores do MORB e, (v) na identificação dos processos de diferenciação magmática (crystalização fracionada ou fusão parcial) e das fontes dos protólitos. Os elementos Terras Raras foram também trabalhados usando-se suas médias na crosta segundo os parâmetros de Condie (1993) e de Taylor & McLennan (1985). Na interpretação dos dados geoquímicos foram utilizados dois aplicativos numéricos (*softwares*) em ambiente Windows: o MINPET 2.02 (Richard 1988, versão 1995) e o IGPETwin (Carr 1995, versão 1996). Em adição, para definição e quantificação dos mecanismos petrogenéticos das litologias plutônicas granulizadas foi utilizado o *software*, GENESIS 4 (Teixeira 1997, versão 2005), também em ambiente Windows.

I.3.7– Química mineral

Os dados de química mineral das amostras da área foram obtidos na microsonda eletrônica da *Université Blaise Pascal* de Clermont Ferrand, França, totalizando 173 determinações. A microsonda eletrônica utilizada foi a do tipo Cameca SX 100 em condições de operação de 15 kV, 15 nA, com diâmetro do feixe incidente variando entre 5 e 10 μm . Analisaram-se os elementos SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , TiO_2 , MnO , Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 , Cl e OH , sendo o tempo de análise para cada elemento de aproximadamente de 10 segundos.

Para o cálculo das fórmulas estruturais dos minerais empregou-se aplicativos numéricos, em ambiente MS-DOS quais sejam: o NORM (Ulm 1993, versão 4.0), o PASFORM (Bjerg *et al.* 1995), o PIROX (Yavuz 2001), o BIOTERM (Yavuz & Öztas 1997) e o NEWAMPHICAL (Yavuz 1998). Por sua vez, para os cálculos das pressões e temperaturas das paragêneses minerais foram empregados os aplicativos TWQ 2.02 (Berman 1991, versão de 1997) e GPT (Reche & Martinez 1996). O primeiro, em ambiente MS-DOS, utiliza a simulação de todos equilíbrios possíveis entre os membros finais das fases minerais das assembléias sob investigação, a partir de suas propriedades termodinâmicas e das misturas dos membros de cada fase. Os resultados deste primeiro aplicativo foram apresentados graficamente com os dados das pressões e temperaturas sendo provenientes da interseção de três ou mais retas independentes de equilíbrio. O segundo aplicativo, em ambiente WINDOWS, utiliza planilhas Excel para executar rotinas de cálculos de calibradores de geotermometria e de geobarometria de diversos autores, considerando os dados de química mineral das assembléias ou de pares dos minerais de interesse. Os resultados de P e T são fornecidos fixando-se um deles para obter o outro ou, através de cálculos simultâneos das duas variáveis por interação. Na confecção dos diagramas de quimiografia (diagramas ternários de projeção de fases) ou de diagramas binários foram utilizados os programas MINPET 2.02 (Richard 1988, versão 1995) e IGPETwin (Carr 1995, versão 1996). Estes diagramas permitiram a rápida visualização dos dados, com a análise e interpretação das reações metamórficas entre as fases minerais.

CAPÍTULO II

Geologia Regional e Trabalhos Anteriores

II.1 – Localização Geográfica.

A área de pesquisa (Figura II.1A, II.1B) está situada na porção sul-sudeste do Estado da Bahia (Figura II.1B). Compreende um retângulo de 55,5 x 112,6 km, o que perfaz uma área total de 6.249,3 km². Está delimitada pelos paralelos 13° S e 14° S e meridianos 39° 30' W e 40° W (Figura II.1C, Mapa Geológico Anexo). A área localiza-se em duas cartas planialtimétricas do IBGE, ambas na escala 1:100000: (i) a primeira, com nomenclatura SD.24-V-D-II-(Amargosa), abrange a região mais ao norte da área, situada entre os paralelos 13° S e 13° 30' S e os meridianos 39° 30' W e 40° W e, (ii) a segunda, com nomenclatura SD.24-V-D-V-(Jaguaquara), envolve a região mais ao sul, situada entre os paralelos 13° 30' S e 14° S e meridianos 39° 30' W e 40° W.

Na Folha SD.24-V-D-II encontram-se os municípios de Amargosa, Brejões, Santa Inês, Ubaíra, Jequiçá, Mutuípe, Itaquara, Cravolândia. Amargosa e Brejões situados na parte norte da Folha e distam respectivamente 236 km e 271 km de Salvador. Os municípios de Santa Inês, Ubaíra, Jequiçá e Mutuípe estão situados na parte central distando de Salvador 302 km, 264 km, 252 km e 241 km, respectivamente. Por sua vez, Itaquara e Cravolândia estão localizados na parte sul distando respectivamente de Salvador, 300 km e 310,4 km. Os principais acessos à estes municípios são feitos pelas rodovias BR-116, BA-046, BA-553, BR-101 e BA-420. Na Folha SD.24-V-D-V estão situados os municípios de Jaguaquara, Itamari, Apuarema, Algodão, Itaibó e Nova Ibiá. Jaguaquara está localizada ao norte Folha e dista de Salvador 328 km. O município de Itamari localiza-se na parte central e dista de Salvador 322 km. Os municípios de Apuarema, Algodão, Itaibó e Nova Ibiá estão posicionados na parte sul distando de Salvador respectivamente 344 km, 378 km, 365 Km e 331 km. Os principais acessos para estes municípios se fazem pelas BR-116, BA-250, BA-891, BR-101 e BA-549 (Figura II.1C).

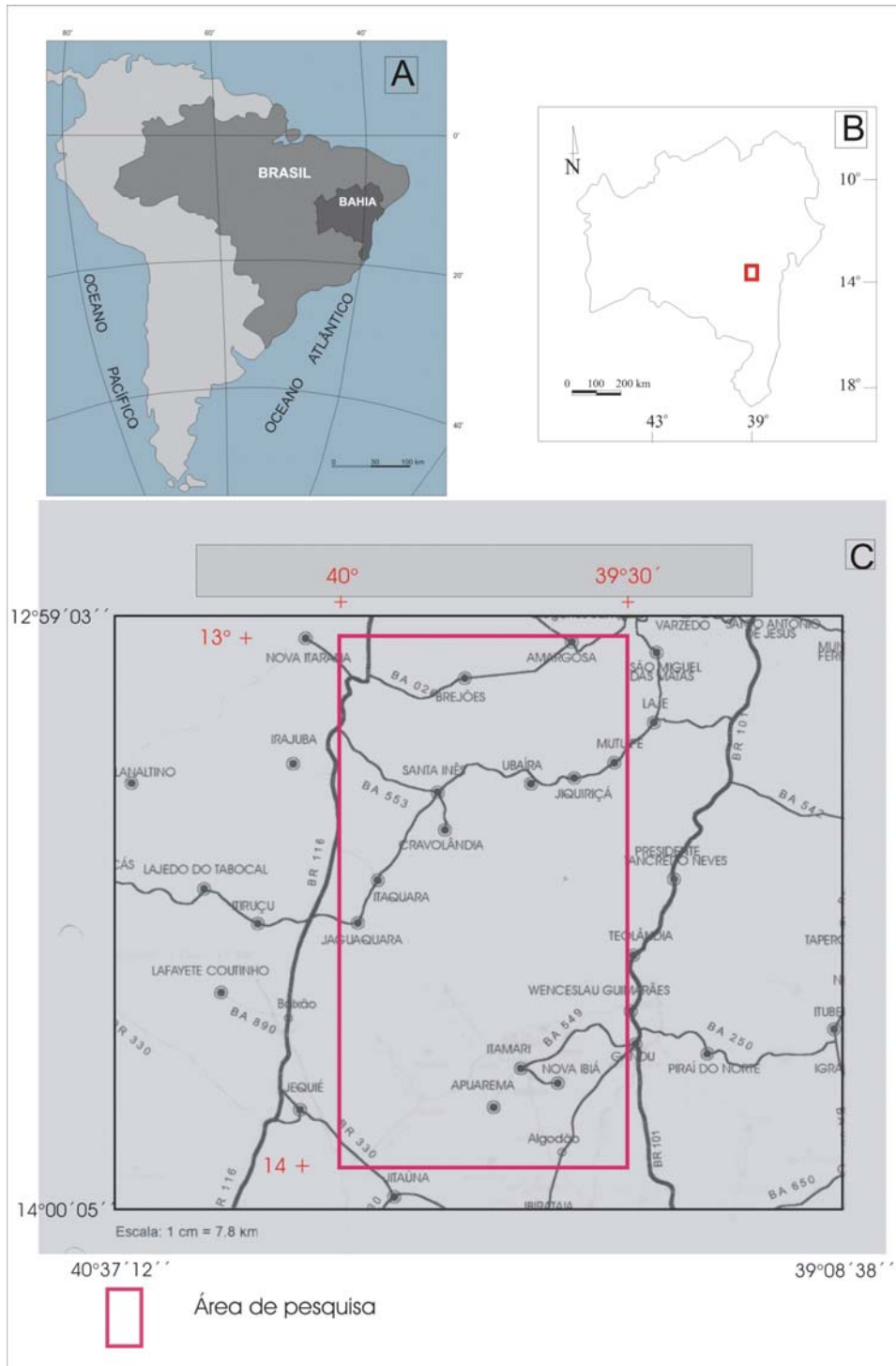


Figura II.1 - Localização do Estado da Bahia no Brasil e na América Latina (A). Localização da área de Tese no Estado da Bahia (B). Localização da área de Tese mostrando os principais acessos para a área de pesquisa (C).

II.2 - Geologia Regional.

Os terrenos granulíticos do sul da Bahia são partes do embasamento do Cráton do São Francisco (Almeida 1967, 1977). Este Cráton, também denominado de Província São Francisco (Mascarenhas *et al.* 1984) ou Antepaís do São Francisco (Alkmin *et al.* 1993), constitui uma unidade geotectônica cuja evolução orogênica cessou no final do Paleoproterozóico, durante o denominado Ciclo Geotectônico “Transamazônico”, que ocorreu entre 1,8 a 2,4 Ga (Mascarenhas & Garcia 1989) (Figura II.2). Segundo dados isotópicos e geocronológicos três episódios geotectônicos mais importantes atuaram neste Cráton, mostrando idades distintas: (i) um em torno de 2,0 Ga, o Ciclo Transamazônico (Hurley *et al.* 1967, Cordani 1973); (ii) outro em torno de 1,1 Ga, o Ciclo Espinhaço (Pedreira & Mascarenhas 1975) e, (iii) ainda outro em torno de 0,7 Ga, o Ciclo Brasileiro (Almeida 1971, Brito Neves & Cordani 1973). Vale frisar que há controvérsias quanto à atuação do Ciclo Espinhaço no embasamento do Cráton do São Francisco, pois alguns autores (Alkmin *et al.* 1993) consideram que a deformação observada na "Cordilheira do Espinhaço" ocorreu durante o Evento Brasileiro, e não no Evento Espinhaço.

No Neoproterozóico, o Cráton do São Francisco funcionou como antepaís em relação às faixas de dobramentos Brasileiras (Mascarenhas & Garcia 1989), cujos limites com relação ao Cráton estão relativamente bem definidos por estudos geofísicos (Ussami 1993). Estes cinturões dobrados são denominados de: (i) Riacho do Pontal (FRPT) e Sergipano (FS) (Brito Neves 1975), que limitam o Cráton a norte e a nordeste, respectivamente; (ii) Araçuaí (FA) (Almeida 1977), que é provavelmente a extensão norte do Cinturão Ribeira, situado ao sul; (iii) Brasília (FB) (Almeida 1969), que bordeja a margem oeste e, (iv) Rio Preto (FRP) (Inda & Barbosa 1978) e Alto Rio Grande (FRG) (Almeida 1969), que representam duas pequenas faixas de rochas dobradas localizadas mais ao norte e mais ao sul do Cráton, respectivamente (Figura II.2).

Os terrenos arqueanos e paleoproterozóicos que constituem o embasamento do Cráton do São Francisco afloram em duas partes distintas: (i) a primeira, mais larga, ocorre no norte e nordeste da Bahia e, (ii) a segunda, menor, situa-se no sul, em Minas Gerais, na região do Quadrilátero Ferrífero (Figura II.2). Na primeira parte, no norte e nordeste da Bahia, diversas unidades geotectônicas podem ser definidas, as quais, estão deformadas e orientadas grosseiramente na direção geral N-S (Barbosa *et al.* 2001; Barbosa *et al.* 2003). As mais importantes são o Bloco Gavião, as seqüências vulcanossedimentares Contendas-Mirante, Umburanas e Mundo Novo (Marinho 1991, Mascarenhas & Silva 1994, Cunha *et al.* 1996, Basto Leal 1998), os núcleos antigos TTGs, o Complexo Jequié, o

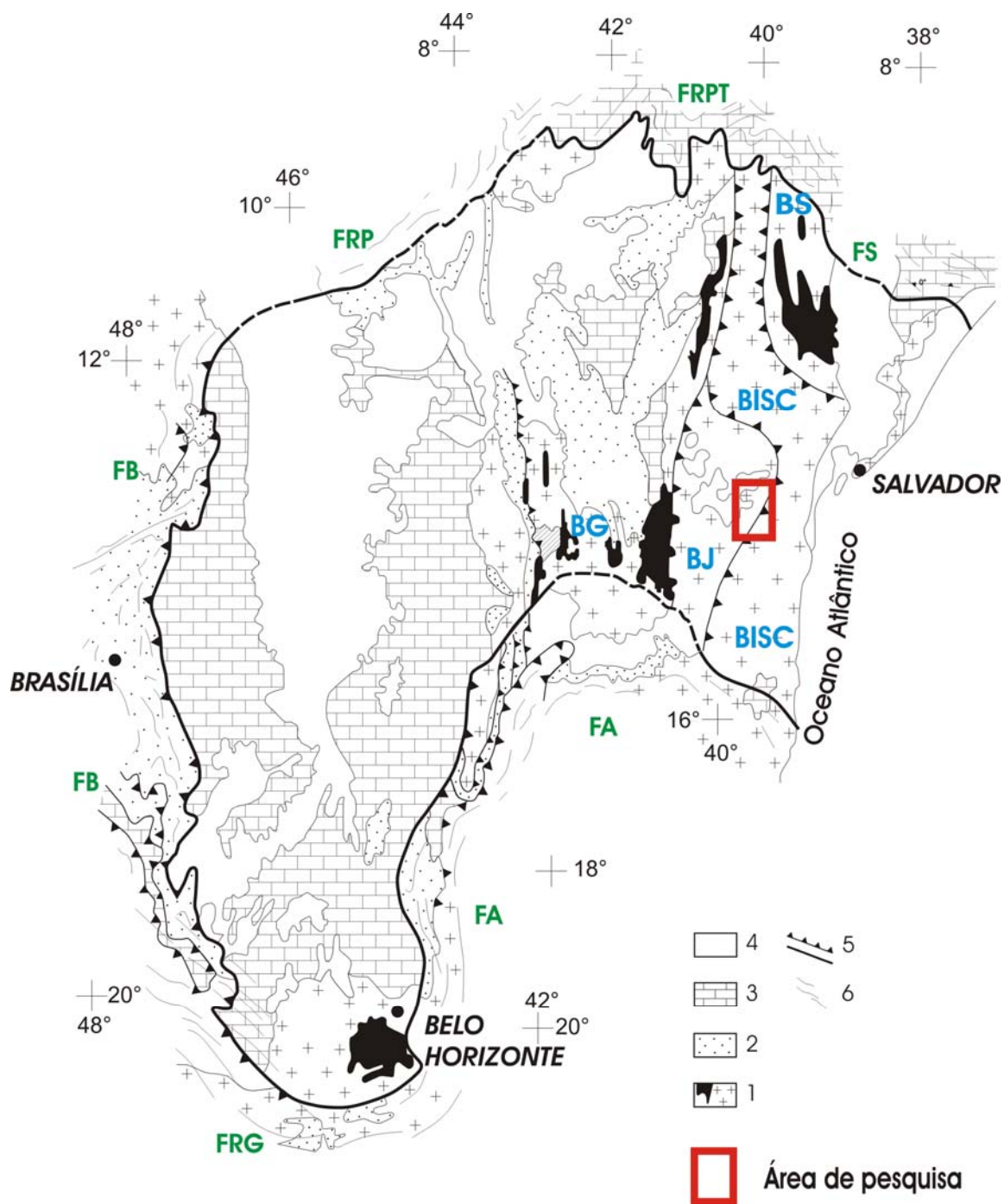


Figura II.2 - Mapa esquemático mostrando os limites e as maiores unidades estruturais do Cráton do São Francisco 1. Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico com as seqüências *greenstone belts* (em preto); 2. Coberturas Mesoproterozóicas do Supergruppo Espinhaço; 3. Coberturas Neoproterozóicas do Supergruppo São Francisco; 4. Coberturas Fanerozóicas; 5. Limites do Cráton (Ussami 1993); 6. Cinturões de dobramentos Brasilianos; **BJ**. - Bloco Jequié. **BS**. - Bloco Serrinha. **BG**. - Bloco Gavião. **BISC**. - Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá. Na figura aparece destacada a área pesquisada. Adaptado de Alkmim *et al.* (1993).

Cinturão Itabuna, o Cinturão Salvador-Curaçá, o Grupo Jacobina, o Complexo Mairi, o Núcleo Serrinha, além dos *Greenstone Belts* do Rio Itapicuru e do Rio Capim (Barbosa & Dominguez 1996).

Conforme Barbosa (1986), Barbosa & Correa Gomes *et al.* (2001, 2003), Barbosa & Sabaté (2002, 2004), as unidades geotectônicas citadas acima foram agrupadas em 4 maiores denominadas de Blocos Gavião (BG), Serrinha (BS), Jequié (BJ) e Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC) (Figura II.2, II.3).

O Bloco Gavião (BG) (Marinho & Sabaté 1982), é um amplo segmento crustal situado na parte oeste do embasamento do Cráton na Bahia, sendo largamente coberto, na sua parte norte, por coberturas do Meso e Neoproterozóico (Figura II.2, II.3). É constituído por seqüências supracrustais, equilibradas na fácies xisto-verde e anfíbolito (*Greenstone Belts* Contendas-Mirante, Umburanas e Mundo Novo) (Marinho 1991, Mascarenhas *et al.* 1998), além de associações tonalíticas, trondhjêmíticas e granodioríticas da fácies anfíbolito, incluindo os antigos núcleos TTGs (Martin & Sabaté 1990). Quanto às seqüências vulcanossedimentares arqueanas (*greenstone belts*) deste Bloco, estudos recentes mostram que elas se formaram em bacias intracratônicas (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004), na crosta antiga TTG, com a produção inicial de rochas vulcânicas continentais com idades em torno de 3,3 Ga (sub-vulcânicas ácidas do Contendas-Mirante e basaltos tholeiíticos da Formação Jurema-Travessão). Estas rochas foram superpostas por komatiitos basais, basaltos tholeiíticos com *pillow lavas*, rochas piroclásticas e sedimentos químicos-exalativos com idades próximas a 3,2 Ga. Estas supracrustais foram soterradas por sedimentos detríticos com idades mínimas de 3,0-2,8 Ga (Marinho 1991). Quanto aos TTGs, embasamento das bacias intracratônicas antes referidas, dois grupos foram identificados, ambos metamorfisados na fácies anfíbolito e constituindo a crosta continental mais antiga da Bahia (Barbosa & Sabaté 2001, 2002, 2003). O primeiro grupo (TTG de Sete Voltas/Boa Vista/Mata Verde e Tonalito de Bernarda), com idades variando de 3,4-3,2 Ga, modelizações geoquímicas (Martin *et al.* 1991) mostram que suas rochas se originaram por fusão parcial de protocosta oceânica arqueana, deixando como resíduo anfíbolitos ricos em granada ou eclogitos (Cordani *et al.* 1985, Wilson 1987, Marinho 1991, Nutman & Cordani 1992, Martin *et al.* 1991). O segundo grupo (Granitóides Serra do Eixo/Mariana/Piripá), com idades de 3.2-3.1 Ga, tiveram origem semelhante às rochas anteriores, contudo, estas têm evolução associada à contaminação crustal (Martin *et al.* 1991, Marinho 1991, Santos Pinto 1996, Cunha *et al.* 1996, Bastos Leal 1998). Além dos *greenstone belts* e TTGs arqueanos ocorrem também no Bloco

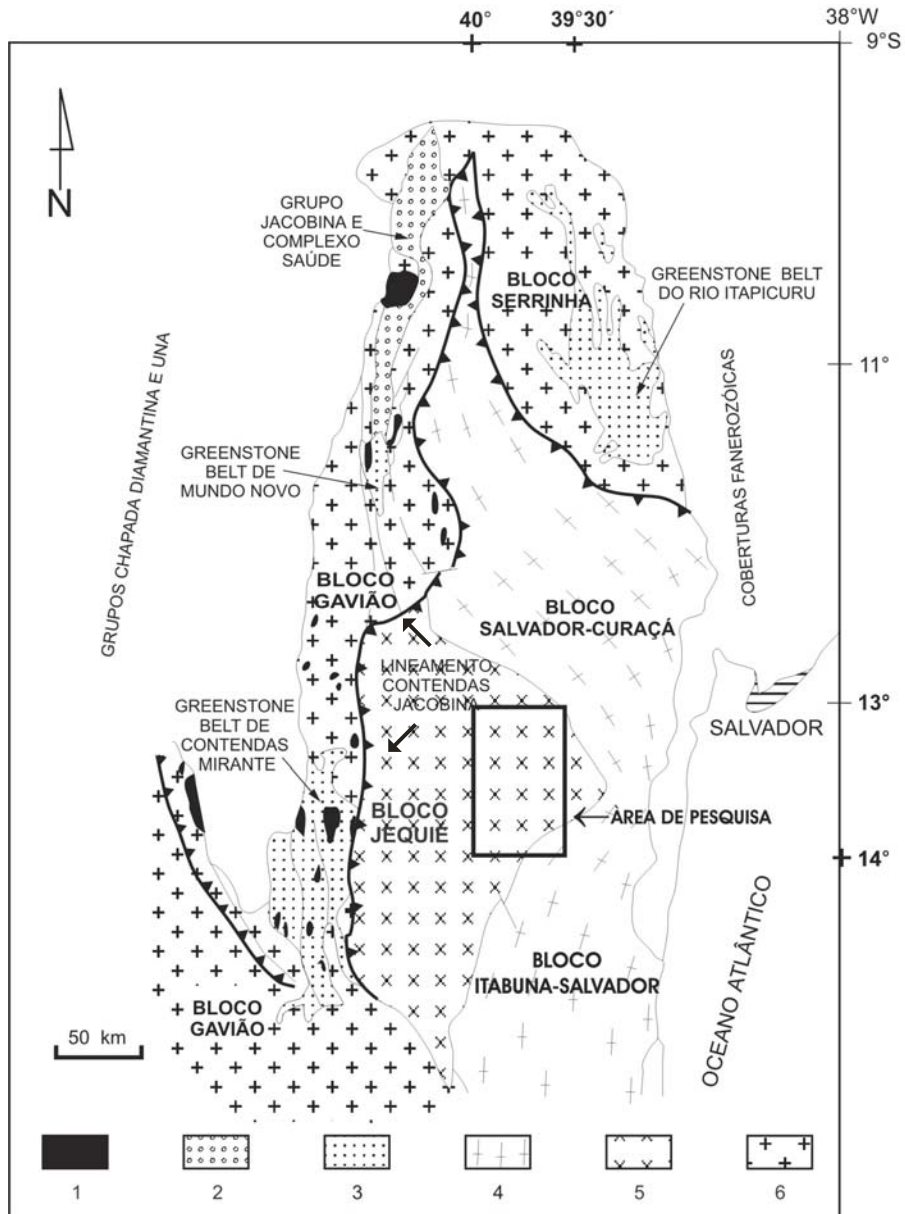


Figura II.3 – Mapa esquemático do embasamento do Cráton na Bahia, mostrando as unidades geotectônicas mais importantes e a área de pesquisa. 1 – granitóides paleoproterozóicos; 2 – cinturões metassedimentares; 3 – cinturões metavulcanossedimentares (*greentones belts*); 4 – bloco cratônico arqueano (Itabuna-Salvador e Salvador-Curaçá); 5 – bloco cratônico granulítico arqueano (Jequié); 6 – blocos cratônicos gnáissicos-migmatíticos arqueanos (Gavião e Serrinha). Adaptado de Sabaté *et al.* (1990) e Teixeira *et al.* (2000).

Gavião rochas de composição granítica/granodiorítica e migmatitos, equilibrada na fácies anfíbolito, exibindo idades em torno de 2,8-2,7 Ga. Estas rochas são interpretadas como originadas da fusão parcial da crosta continental antiga, TTG, durante o fechamento das bacias intercratônicas depositárias dos *greenstones belts* (Nutman & Cordani 1993, Santos Pinto 1996). Em torno de 2,4 Ga identificou-se no Bloco Gavião rochas vulcânicas cálcio-alcalinas, intrusões graníticas metaluminosas (Granito Pé de Serra) e intrusões máficas-ultramáficas (Sill do Rio Jacaré) ao lado de filitos e grauwacas, todas associadas aos *greenstone belts* (Marinho 1991).

O Bloco Serrinha (BS) está situado no extremo nordeste do Cráton, formando uma estrutura semi-oval de aproximadamente 21000 km² (Figura II.2, II.3). Ele vem sendo estudado por levantamentos geológicos regionais, desde a década de 70 (Seixas *et al.* 1975, Inda *et al.* 1976, Pereira 1992 e Melo *et al.* 1995). O *Greenstones Belt* do Rio Itapicurú (Kishida 1978, Kishida & Riccio 1980), contem basaltos e andesitos de 2,2 e 2,1 Ga (Silva, 1992), onde o estudo de suas importantes mineralizações auríferas, resultaram em diversas publicações, dissertações de mestrado e teses de doutoramento, como os de Silva (1984, 1992), Teixeira (1985), Matos (1987), Davison *et al.* (1988), Reinhardt & Davison (1989), Silva (1996), Chauvet *et al.* (1997), Melo (2000), Carvalho (2001) e Barreto (2002). Semelhantemente, o *Greenstone Belt* do Rio Capim (Mascarenhas 1976, 1979a,b), foi também foco de pesquisas importantes, como as de Winge (1984), Sá *et al.* (1984) e Oliveira *et al.* (1998). Nos últimos três anos, intensificou-se a investigação dos eventos que afetaram este Bloco. Entre os trabalhos mais recentes destacam-se as de Cordani *et al.* (1999), Oliveira *et al.* (1998, 1999), Oliveira *et al.* (2000), Mello *et al.* (2000), Oliveira *et al.* (2002c) e Rios (2002). As rochas mais antigas deste Bloco são constituídas por ortognaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos, com idades que variam de 3,1 e 2,8 Ga (Brito Neves *et al.* 1980, Gaál *et al.* 1987, Mascarenhas & Garcia 1989, Bastos Leal 1992, Oliveira *et al.* 1999, Mello *et al.* 2000, Rios 2002). Em um desses ortognaisses foram encontrados xenocristais de zircões com 3,6 Ga. (Rios 2002), indicando que o plutonismo de 3,1-2,8 Ga, foi introduzido em crosta mais antiga (Rios 2002). Este segmento crustal de natureza granito-*greenstone*, que leva o nome geral de Complexo Uauá (Basto Leal 1992) e Santa Luz (Davison *et al.* 1988), equilibrados na fácies anfíbolito. São eles que constituem o embasamento das seqüências supracrustais dos dois *greenstone belts*, do paleoproterozóico, antes referidos.

O Bloco Jequié (BJ) situado a leste do Bloco Gavião e a oeste do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura II.2, II.3 e II.4), tem idade Arqueana, sendo caracterizado basicamente por: (i)

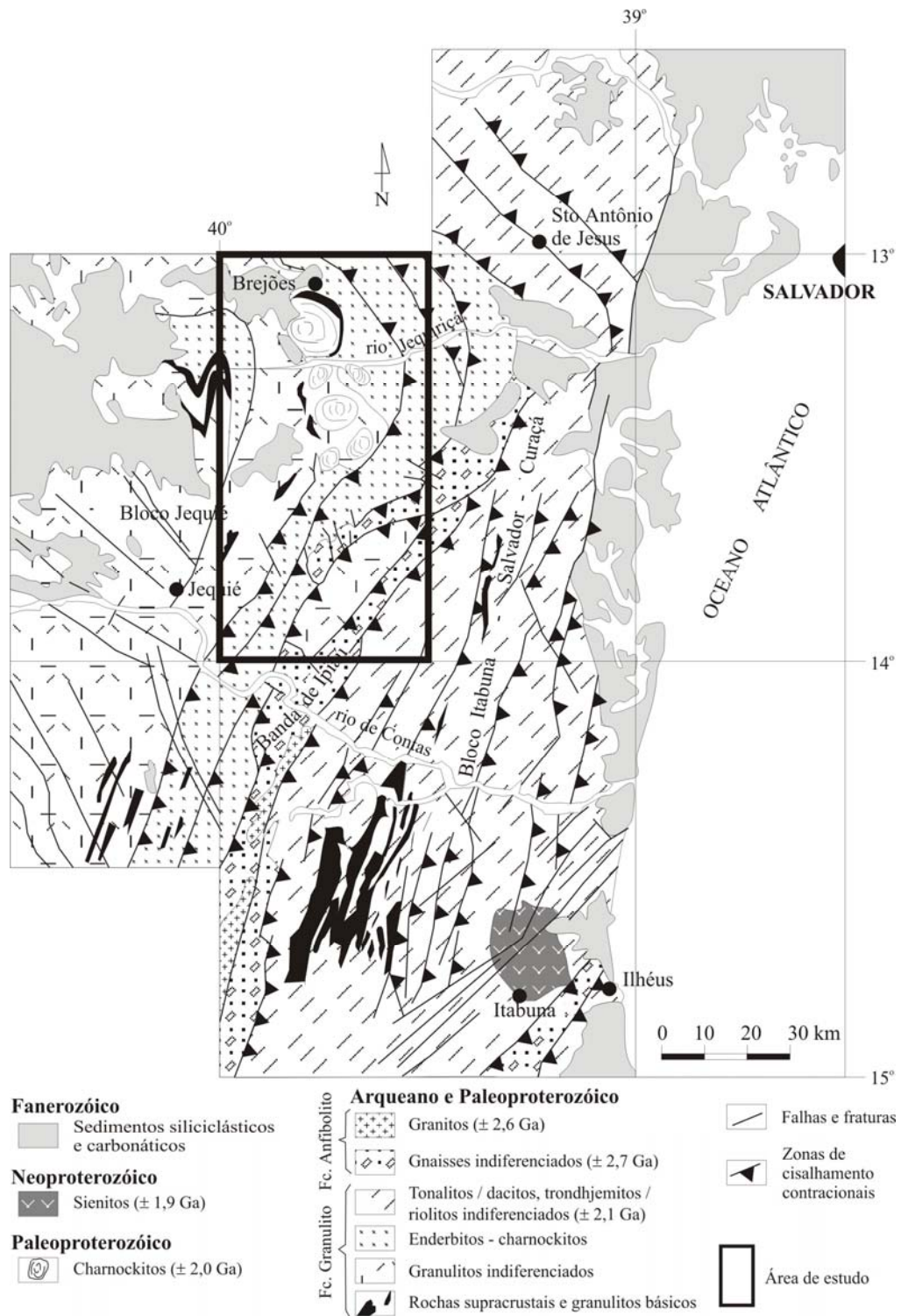


Figura II.4 - Mapa simplificado da região granulítica do sul/sudeste da Bahia (Barbosa *et al.* 2002a).

migmatitos/granulitos heterogêneos com ancraves de rochas supracrustais (basaltos e basaltos andesíticos, bandas quartzo-feldspáticas, cherts /quartzitos, kinzigitos, grafititos, formações ferríferas bandadas e rochas máficas-ultramáficas), constituindo o componente mais antigo, com idades Sm-Nd em torno de 3,0-2,9 Ga. (Wilson 1987, Marinho 1991, Marinho *et al.* 1994) e, (ii) intrusões múltiplas, graníticas-granodioríticas (enderbitos, charno-enderbitos e charnockitos) mais jovens e de baixo e alto teor de Ti (Fornari 1992, Fornari & Barbosa 1994). Os métodos Rb-Sr e Pb-Pb, rocha total, e o método U-Pb SHRIMP em zircões mostram para estas últimas rochas idades em torno de 2,8-2,7 Ga, (Wilson 1987, Alibert & Barbosa 1992). Estes plutonitos granulizados podem conter às vezes, mega-ancraves dos migmatitos/granulitos heterogêneos anteriores (Barbosa & Sabaté 2001). A área de pesquisa situa-se neste Bloco (Figura II.2, II.3, II.4).

O Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC) (Barbosa & Sabaté 2002, 2003) estende-se na direção aproximadamente N-S, desde o paralelo de Itabuna, ao sul, até o Rio São Francisco, ao norte, próximo a Curaçá. Ele é balizado, a leste, pelo Bloco Serrinha e a oeste, pelo Bloco Gavião e pelo Bloco Jequié (Figura II.2, II.3). Corresponde a uma faixa móvel estruturada no paleoproterozóico, sendo constituída por rochas metamórficas de alto grau, da fácies granulito/anfibolito alto, com a maioria dos protólitos gerados no arqueano (Kosin *et al.* 2001). Este Bloco abrange o denominado Cinturão Costeiro Atlântico (Cordani 1973) e o Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Santos & Souza 1983). O primeiro estende-se desde a região sul da Bahia até as imediações da cidade de Salvador, sendo chamado por Barbosa & Sabaté (2002) de Bloco Itabuna-Salvador. A partir do paralelo de Salvador para norte essa faixa de granulitos se bifurca em dois ramos: o oriental, que conforma o Cinturão Salvador-Esplanda (Barbosa & Dominguez 1996), e o ocidental, que se projeta até o Rio São Francisco, nesse caso levando o nome de Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Santos & Souza 1983). O Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá é composto por no mínimo quatro grupos de tonalitos/trondhjemitos: três são arqueanos com idades em torno de 2,6 Ga e um paleoproterozóico com idades próximas de 2,1 Ga (Barbosa & Peucat 2003, em preparação). São exemplos do grupo mais antigo os tonalitos, de Ipiaú e Caraíba, com idades de aproximadamente 2,7-2,6 Ga datados pelos métodos Pb-Pb evaporação e U-Pb SHRIMP em zircões (Ledru *et al.* 1993, Silva *et al.* 1997, Barbosa & Peucat 2003, em preparação). Segundo os dois últimos autores, com base principalmente nos elementos Terras Raras, estes tonalitos são interpretados, como resultado da fusão de crosta oceânica toleítica. Este Bloco também inclui corpos de charnockitos de idades próximas de 2,6 Ga e ainda faixas de metassedimentos (quartzitos com granada, gnaisses alumino-magnesianos com safirina, grafititos e formações manganésíferas) além de gabros/basaltos de fundo oceânico e/ou de bacias *back-arc* de fonte mantélica. Este Bloco

contém também importantes intrusões de monzonitos com afinidade shoshonítica (Barbosa 1990) com idades em torno de 2,4 Ga, cujos dados foram obtidos por Pb-Pb, pelo método de evaporação em zircões (Ledru *et al.* 1993). Todas as unidades litológicas deste Bloco foram reequilibradas na fácies granulito (Melo *et al.* 1995), no paleoproterozóico. A geração da maioria desses protólitos foi relacionado a processos de subducção com geração de tonalitos–trondhjemitos em ambientes de subducção e arcos de ilhas (Barbosa 1990, 1997, Figueiredo 1989, Teixeira & Figueiredo 1991, Barbosa & Sabaté 2000, Barbosa *et al.* 2001, Barbosa & Sabaté 2002). O Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá foi fortemente afetado pela tectônica paleoproterozóica, durante a construção do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté, 2003), referido adiante.

II.3 - Evolução Geotectônica da Área.

Basicamente cinco modelos evolutivos foram propostos para explicar a geodinâmica da região granulítica do sul/sudeste da Bahia. Estes modelos são o de Figueiredo (1989), o de Barbosa (1990), o de Marinho (1991), o de Barbosa (1995, 1997) e o de Barbosa & Sabaté (2002, 2004).

Figueiredo (1989), tendo como base o aumento crescente do teor de potássio, em direção a oeste, fato descrito por Barbosa (1986), nas seqüências tholeiítica, cálcio-alcalina e shoshonítica do Bloco de Itabuna (parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá), propôs que este representaria um arco magmático relacionado a uma subducção para oeste, que ocorreu no paleoproterozóico.

Barbosa (1990) considerou o Bloco Jequié como um antepaís, tendo a leste uma seqüência de arcos insulares, onde parte foi subductada e outra obductada. Com isto, toda a parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, está deformada e recristalizada na fácies granulito.

Marinho (1991), tendo como amparo um grande número de dados químicos e isotópicos, do Cinturão Contendas-Mirante e do seu embasamento, sugeriu a formação do *rift* Contendas-Mirante, situado entre a microplaca do Bloco do Gavião a oeste, e outra microplaca a leste, o Bloco Jequié. A leste de ambos os Blocos teria sido formado, um arco de ilhas, em função da existência das seqüências tholeiítica, cálcio-alcalina e shoshonítica de Barbosa (1990).

Barbosa (1995) propõe um modelo geotectônico basicamente semelhante ao de Marinho (1991), porém mais abrangente e detalhado, no qual incluiu os dados geocronológicos mais recentes na época. Segundo este modelo evolutivo, sobre uma crosta precoce de composição TTG, formaram-se bacias intraplacas (Boquira, por exemplo) e interplacas, como a seqüências vulcano-sedimentares Contendas-Mirante. O assoalho oceânico desta última, ao ser subductado em direção a oeste, deu origem a magmas cálcio-alcálicos. A este estágio segue-se o fechamento das bacias interplacas, por processos de colisão que, ao se amalgamarem, deram origem ao Bloco Gavião.

Uma síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas arqueanas e paleoproterozóicas do Cráton do São Francisco na Bahia foi realizada por Barbosa (1997) Este autor colocou o Bloco Gavião como possuidor das litologias mais antigas do Cráton, que seriam os TTGs, com idades de 3,4 Ga, as quais teriam se introduzido em um substrato não claramente identificado. Este Bloco, também possuidor de rochas graníticas/granodioríticas, constituiria uma crosta continental no intervalo de 2,9/2,8 Ga, sobre o qual se depositaram as seqüências *greenstones-belts* (Contendas-Mirante, Umburanas e Riacho de Santana). No Bloco Jequié, por sua vez, formaram-se intrusões múltiplas enderbíticas-charnoenderbíticas-charnockíticas, de 2,7/2,6 Ga, que teriam penetrado rochas granulíticas mais antigas, com idades em torno de 3,1 Ga. O Cinturão Itabuna ou Bloco Itabuna-Salvador, do paleoproterozóico, posicionado a leste do Bloco Jequié, 2,1/2,0 Ga, seria constituído de metamorfitos de alto grau, com química semelhante a rochas de arcos de ilhas. Há cerca de 2,1/2,0 Ga, as deformações e o metamorfismo regional de alto grau se impôs sobre essas rochas, superpondo blocos de rochas granulíticas sobre blocos de rochas das fácies anfíbolíticas e xisto-verde. As deformações e metamorfismo foram de tal intensidade, que apagaram os vestígios de ciclos geotectônicos anteriores.

Barbosa & Sabaté (2002), tendo como base as idades modelo Sm-Nd e os diferentes posicionamento no diagrama $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$, das rochas dos quatro blocos crustais arqueanos Gavião, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaçá (Figuras II.5, II.6), somado aos dados estruturais, metamórficos e radiométricos, sugeriram que cada um desses blocos tiveram origens distintas. Estes autores mostram que no paleoproterozóico ocorreu movimentação desses segmentos crustais no sentido NW-SE, provocando a colisão dos mesmos, e resultando na formação de importante cadeia de montanhas, denominada de Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Figuras II.7, II.8). Os traços desta colisão foram obtidos não somente com os dados das rochas arqueanas, mas também com o estudo das rochas paleoproterozóicas, pré e sintectônicas, principalmente nos Blocos Gavião (Marinho 1991, Santos Pinto 1996, Basto Leal 1998, Mougeot 1996), Itabuna-Salvador-Curaçá (Oliveira &

Lafon 1995, Ledru *et al.* 1997, Corrêa Gomes 2000, Leite, 2002, Barbosa & Peucat 2003, em preparação) e Serrinha (Silva 1987, Alves da Silva 1994, Oliveira *et al.* 1999, Mello *et al.* 2000, Rios 2002).



Figura II.5 - Idades Arqueanas Sm-Nd (T_{DM}) do Cráton do São Francisco na Bahia. Segundo Barbosa & Sabaté (2002, 2004).

O sentido NW-SE da colisão é interpretado com base nos grandes *thrusts* e zonas de transcorrências tardias existentes. As transcorrentes tiveram uma cinemática em geral sinistrógiara, como demonstram elementos de trama monoclínica principalmente em seções paralelas e normais ao bandamento desses metamorfitos (Alves da Silva & Barbosa 1997). Esta colisão deformou e metamorfisou as rochas do Orógeno, na fácies granulito (parte central), anfibolito e xisto verde (parte periférica).

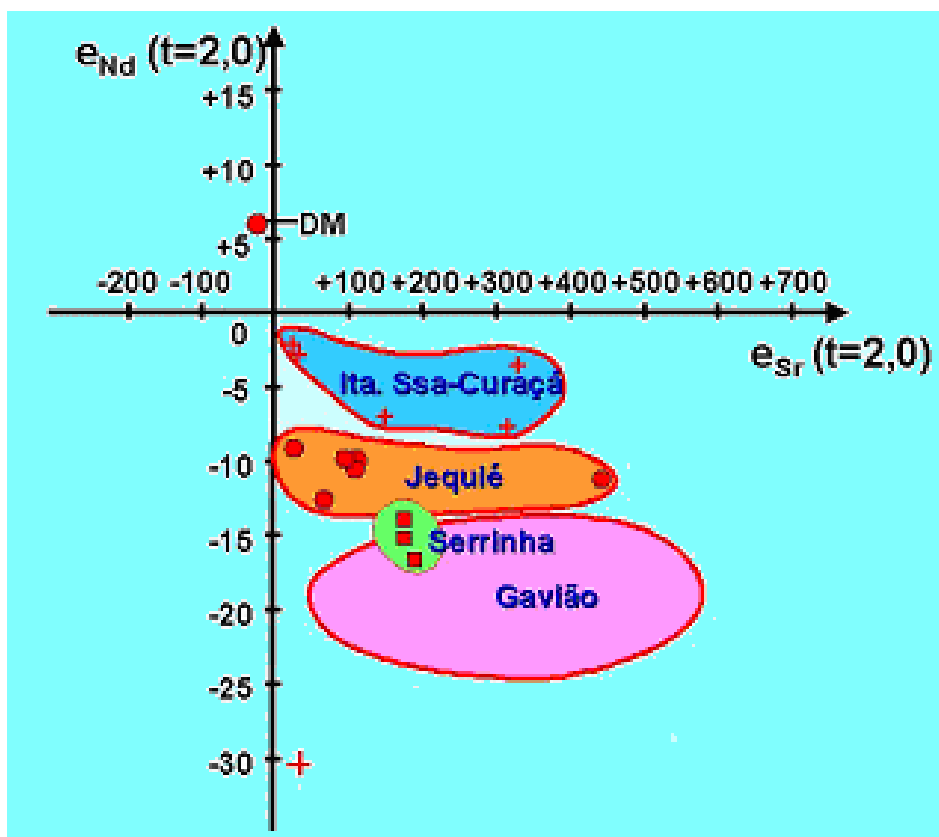


Figura II.6 - Diagrama $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr} (t = 2.0 \text{ Ga})$ mostrando campos distintos de idades arqueanas para os 4 blocos. As idades do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Ita. Ssa-Curaçá) são mais próximas ao DM (manto depletado). Os outros blocos são: (Jequié) Bloco Jequié, (Serrinha) Bloco Serrinha e (Gavião) Bloco Gavião. Segundo Barbosa & Sabaté (2002).

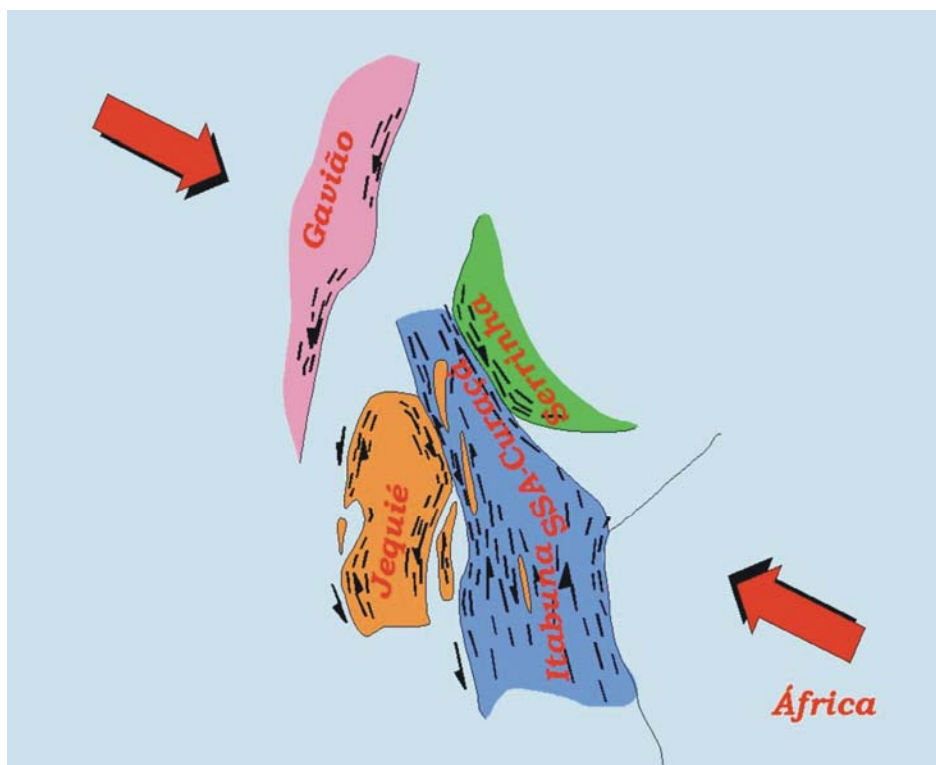


Figura II.7 - Posições postuladas dos blocos Arqueanos (Blocos do Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá), antes da colagem/colisão no Paleoproterozóico. Segundo Barbosa & Sabaté (2002).

A superposição dos blocos arqueanos durante a colisão (Figura II.9) teve como consequência a duplicação da crosta nesta região resultando no metamorfismo de alto grau que alcançou pressões médias de 7 kbar e temperaturas próximas de 850 °C. A idade do pico do metamorfismo ocorreu em aproximadamente 2,0 Ga (Barbosa 1990, 1997). Durante a fase de levantamento, rampas tectônicas associadas a *thrusts*, modificaram a zonação metamórfica original em função da colocação dos mega-blocos de rochas granulíticas sobre rochas de fácies anfíbolito e xisto verde (Barbosa 1997). Na parte sul/sudeste do Cráton, a sobreposição tectônica ou cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador sobre o Bloco Jequié transformou as rochas deste último, da fácies anfíbolito para a fácies granulito. Em continuação, todo este conjunto de rochas de alto grau foi colocado sobre o Bloco Gavião (Figura II.9). Esta configuração estrutural com terrenos de mais alto grau posicionados sobre outros de mais baixo grau é também observado na parte NNE e NNW do Cráton na Bahia. As trajetórias P-T do metamorfismo inserida ao lado de cada seção da figura II.9 ratifica este contexto colisional (Barbosa 1990, 1997, Leite 2002).

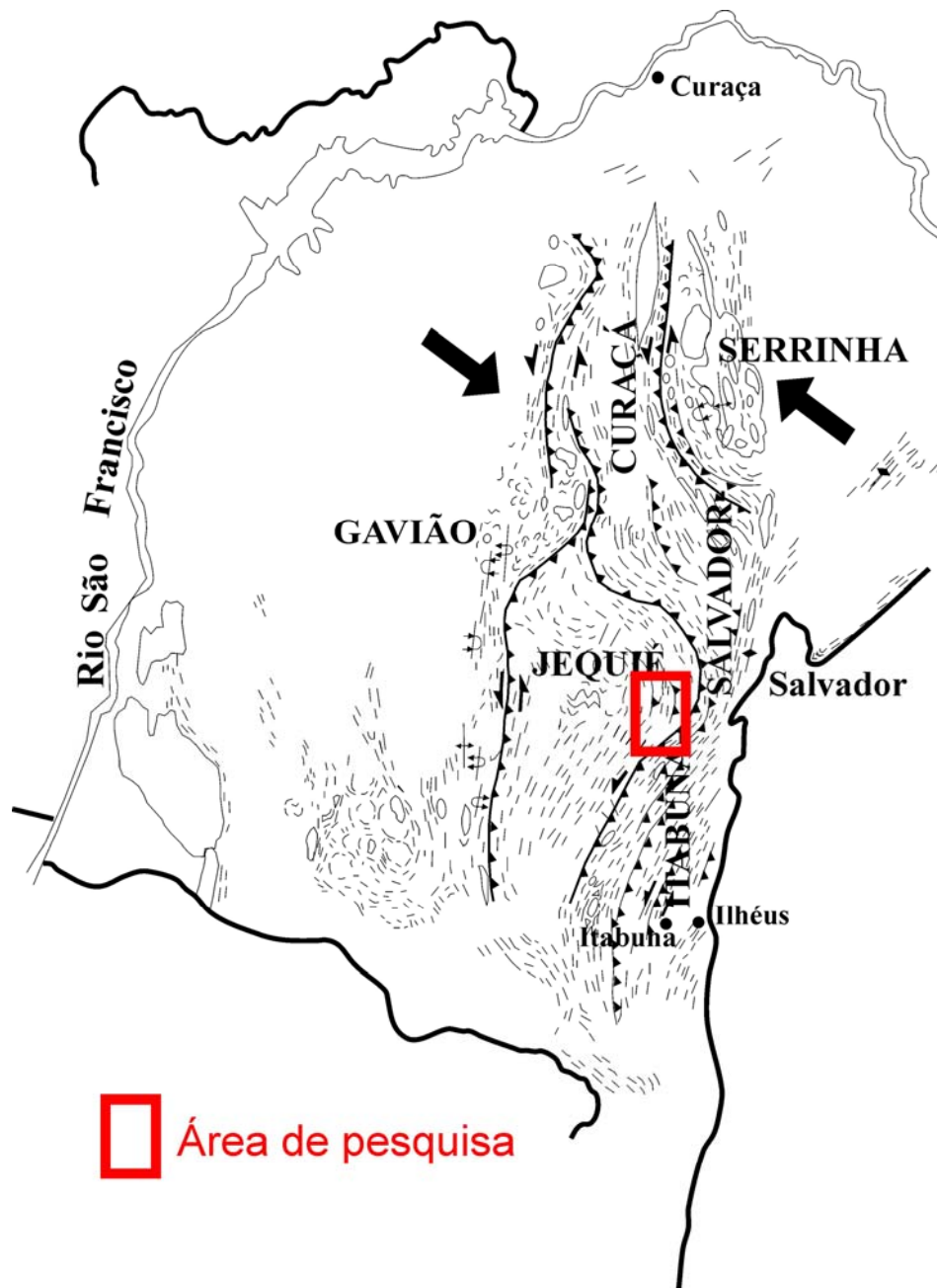


Figura II.8 - Disposição dos blocos arqueanos do Cráton do São Francisco após a colagem/colisão no paleoproterozóico que formou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaça. Considera-se que os quatro blocos arqueanos (Jequié, Gavião, Serrinha e Itabuna-Salvador) movimentaram-se no sentido preferencial NW – SE, com as setas indicando o campo de tensão regional. Os dados estruturais mostram uma cinemática global inicialmente reversa que evoluiu para sinistrogira. Adaptado de Barbosa & Sabaté (2002).

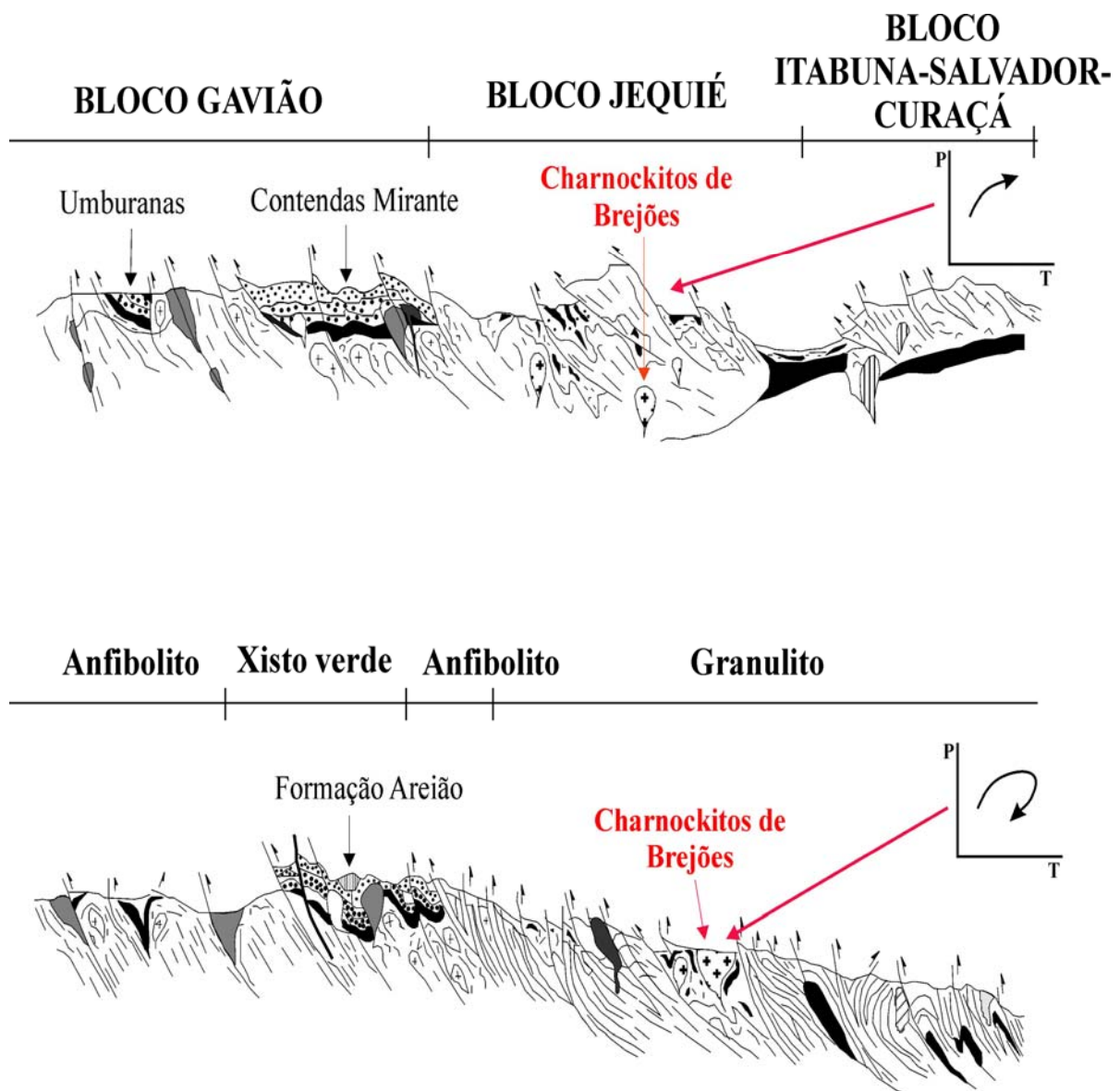


Figura II.9 - Perfis geotectônicos SE-SW do estado da Bahia, destacando apenas rochas Paleoproterozóicas do Cráton do São Francisco. (a) Estágio intermediário da colisão com disposição final dos sedimentos siliciclásticos nos *greenstone belts* de Umburanas e Contendas Mirante, e início da produção de charnockitos na região de Brejões. (b) Estágio final da orogênese com cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador sobre o Bloco Jequié e ambos sobre o Bloco Gavião. Os diagramas P-T-t da lateral superior direita das seções foram obtidas a partir do estudo de gnaisses aluminó-magnesianos. Segundo Barbosa & Sabaté (2002, 2004)

II.4 – Conclusões Parciais.

Trabalhos anteriores mostram que o Bloco Jequié na área desta pesquisa é constituído por granulitos heterogêneos e por intrusões múltiplas de granulitos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos. Nos granulitos heterogêneos além de granulitos charnockíticos (granulitos ortoderivados) foram identificadas também intercalações de bandas félsicas e básicas, incluindo faixas de rochas supracrustais (granulitos paraderivados). Estas últimas são compostas de quartzitos com ou sem granada, grafititos e formações ferríferas bandadas, além de kinzigitos, os quais, por fusão parcial produziram leucocharnockitos com granada e cordierita. Todo o conjunto foi deformado, metamorfisado e, em certos casos, migmatizado na fácies granulito.

Entre os modelos geotectônicos pesquisados o mais aceito para a região granulítica do sul da Bahia é aquele de Barbosa & Sabaté (2002, 2004). No paleoproterozóico, a cerca de 2,0 Ga (Wilson 1987, Barbosa 1990, Ledru *et al.* 1994), houve a colisão dos Blocos Itabuna-Salvador-Curaçá e Jequié, tendo sido ambos empurrados sobre o Bloco Gavião. Com isso houve a formação de importante cadeia de montanhas, o Orógeno-Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2002). Este orógeno, após a erosão, fez aflorar rochas representantes de suas raízes, metamorfisadas em alto grau. As rochas supracrustais kinzigíticas ou alumino-magnesianas contêm importantes paragêneses metamórficas indicadoras de condições de temperatura de 800- 850 °C e pressão de 5-7 kbar (Barbosa *et al.* 2002c). No Bloco Jequié, as litologias orto e paraderivadas da fácies anfibolito, juntamente com as intrusões múltiplas de granitos/granodioritos, foram todas deformadas e transformadas, durante a colisão, em granulitos heterogêneos e em enderbitos-charnoenderbitos-charnockitos.

CAPÍTULO III

Geologia Local e Petrografia

III. 1 – Introdução

Um dos principais problemas enfrentados no mapeamento geológico da área foi a baixa frequência de bons afloramentos, devido à grande espessura dos solos e à cobertura sedimentar recente, localizada, sobretudo na parte oeste da área, cuja espessura pode atingir até 30 metros. Apesar destas dificuldades, o estudo dos principais afloramentos, permitiu que se fizesse uma cartografia adequada e inédita da área, utilizando-se as técnicas modernas da geologia. (Figura III.1, Mapa Geológico Anexo)

Em relação à descrição das texturas pré-metamórficas e metamórficas das rochas, adotou-se as definições e recomendações contidas em Turner & Veerhoogen (1960), Spry (1969), Hyndman (1972), Winkler & Sem (1973), Mason (1978), Turner (1981), Best (1982), Yardley (1989), Philpotts (1990) e Winge (1995). Com isso utilizou-se termos como: (i) reliquiares, tipomorfas, superimpostas, miméticas e pós-metamórficas, classificando-os quando se fez referência aos processos metamórficos; (ii) catáclase e blastese, quando se fez referência à dependência da intensidade e do tempo relativo de atuação do metamorfismo; (iii) penetratividade e pervasividade, quando se fez alusão à abrangência/extensão da deformação que atuou nas rochas; (iv) orientação isótropa ou orientação preferencial, planar ou linear, quando se tratou da disposição geométrica dos minerais; (v) xistosidade, clivagem de crenulação (*strain slip cleavage*), bandamento (*layering*) e lineação mineralógica quanto se procurou classificar os tipos de estruturas metamórficas e, (vi) heterogranobástica, granoblástica suturada e polisuturada, além de contados embainhado, irregulares e curvilíneos, quando se procurou determinar os limites intergranulares da trama mineralógica e, (vii) tabular, hexagonal, piramidal, amebóide, idioblástico, hipidioblástico, xenoblástico, euédrico, subédrico e anédrico, quando se procurou determinar o hábito dos minerais e faces cristalinas presentes. Também foram descritas as texturas originais, pré-metamórficas e nesses casos utilizou-se o prefixo *blasto*, de acordo com Winge (1995). Para a abreviatura dos minerais, adotou-se a nomenclatura de Kretz (1983).

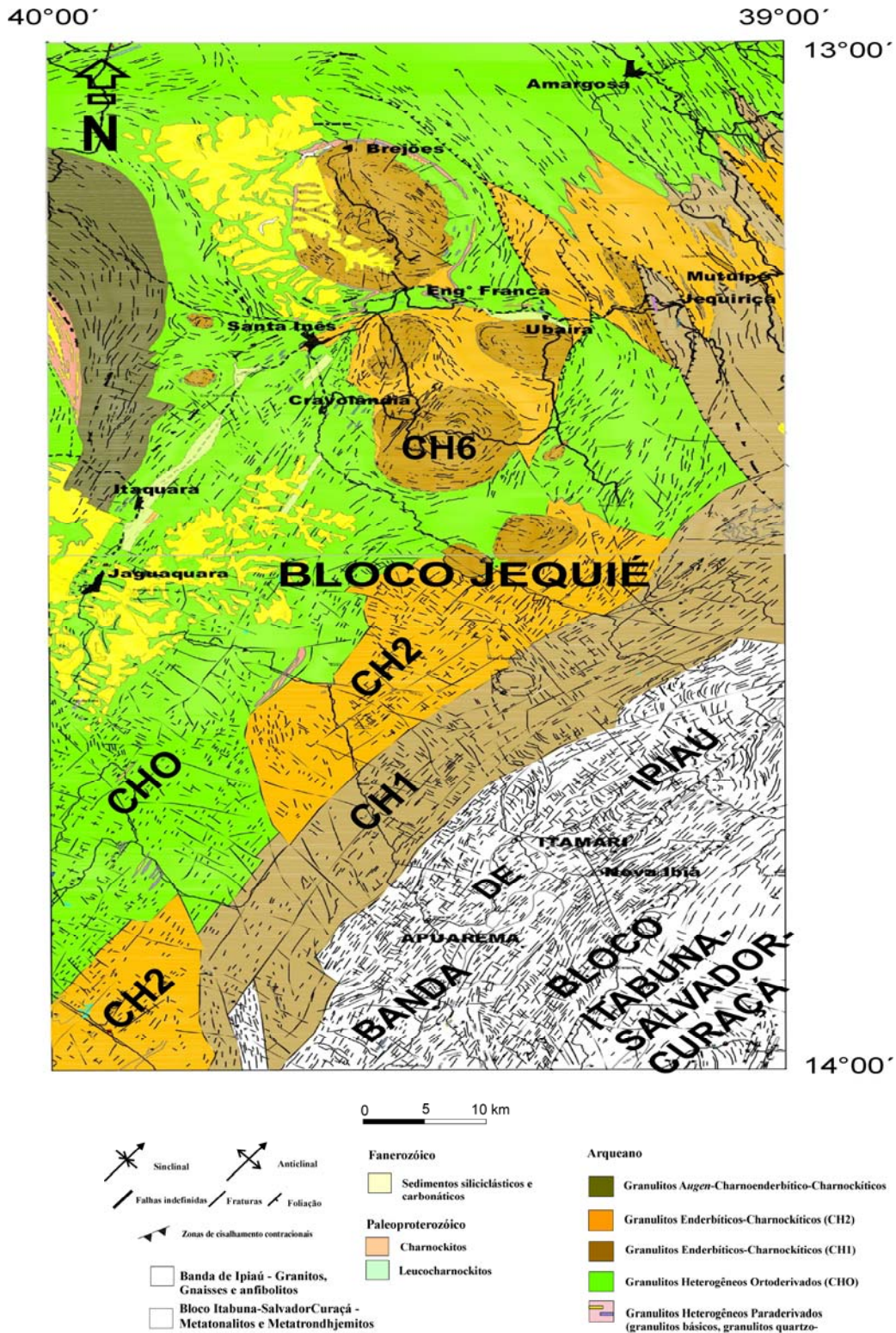


Figura III.1 – Mapa geológico simplificado das regiões de Amargosa, Brejões, Santa Inês, Jaguaquara e Itamari, Bahia.

A área de pesquisa, situada no Bloco Jequié está representada basicamente por rochas plutônicas, de idade arqueana, todas granulitizadas no paleoproterozóico, quais sejam: (i) granulitos heterogêneos (GH), ortoderivados, com encaves de rochas supracrustais, entre elas, bandas de granulitos básicos, bandas de granulitos félsicos quartzo-feldspáticos, metacherts ou quartzitos sem/com granada, granulitos kinzigíticos, metagrafitos, metaBIFs e leucocharnockitos com granada e cordierita; (ii) granulitos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos (CH1, CH2), por vezes, associados à rochas meta-gabro/anortosíticas; (iii) charnockitos (CH6), encontradas no centro das estruturas dômicas; e, (iii) augen-charnockitos (CH4).

III.2 - Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1).

Os granulitos enderbíticos, charnoenderbíticos e charnockíticos (CH1) ocorrem na parte SSW e NNE da área de pesquisa (Figura III.1, Mapa Geológico Anexo). Na primeira (SSW), estão interdigitados com os granulitos enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos (CH2), ou com as metasupracrustais do (GH) e os charnockitos (CH6). Na segunda (NNE), afloram em contato estrutural com (CH2), a oeste e, com as rochas da Banda de Ipiaú, a leste (Barbosa, 1986). Estes contatos são marcados por grandes falhamentos transpressivos, que acompanham *trend* estrutural regional NE-SW (Figura III.1, Mapa Geológico Anexo).

As rochas (CH1) ocorrem quer na forma de grandes lajedos próximos a rios e riachos (Pranchas III.1A e III.1B), quer como paredões em cortes de estrada (Prancha III.1C), quer como grandes blocos métricos de rolados em encostas ou ainda, no interior de pequenas pedreiras (Prancha III.1D). São rochas homogêneas, predominantemente cinza-esverdeadas a cinza-escuras, leucocráticas e com pormenores mesocráticos. Mostram em boa parte dos afloramentos, foliação e bandamento, dada pela intercalação de leitos esverdeados claros e escuros. Ambos são quartzo-feldspáticos, mas os leitos mais escuros possuem minerais ferromagnesianos predominantes.

As rochas CH1 estão extremamente deformadas e foliadas, fatos que são mais ressaltados nas partes semi-alteradas dos afloramentos (Pranchas III.2A e III.2B). Vez por outra se verifica nestas rochas manchas rosadas que mosqueiam esses litótipos, sendo predominantemente constituídas de agregados de feldspatos potássicos. Nestes metaplutonitos são encontrados veios pegmatóides de ortopiroxênio e de quartzo, que se situam ora paralelos, ora secantes ao bandamento e foliação.

Encraves máficos também são verificados. Em alguns afloramentos, os CH1 mostram evidências de retrometamorfismo.

Os CH1, contêm cristais de 1 a 3 centímetros de mesopertita e quartzo, nas variedades charnockíticas, enquanto que nas variedades enderbíticas predominam o plagioclásio antipertítico e quartzo. No caso do quartzo pode-se encontrar esporadicamente cristais com mais de 5 centímetros de comprimento, amebóides, relíquias mineralógicas dos plutonitos pré-metamórficos. Estes porfiroblastos reliquiais estão imersos em uma matriz média, por vezes fina, inequigranoblástica polisuturada a poligonal, xenoblástica a hipidioblástica. A rocha apresenta-se bandada, com faixas milimétricas de minerais ferromagnesianos e plagioclásio (variedades enderbíticas) ou de faixas de feldspato potássico mais quartzo (variedades charnockíticas). Podem-se encontrar ainda, bandas com granada, feldspato potássico e quartzo.

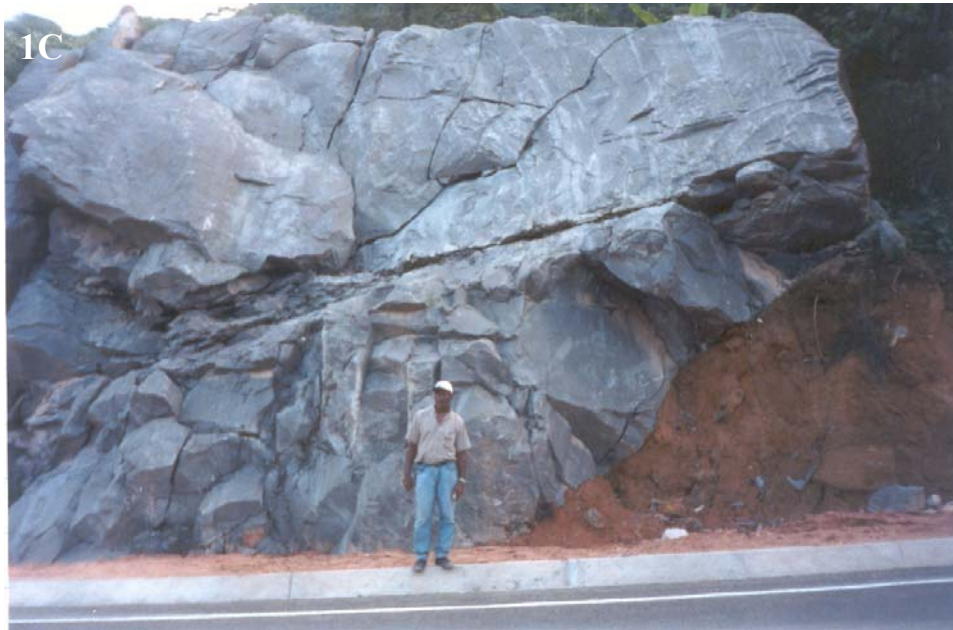
No geral os CH1 são compostos de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico (pertítico ou não), ortopiroxênio e subordinamente clinopiroxênio. Os minerais acessórios são hornblenda, biotita, opacos, apatita, zircão e granada. Mimerquitas são também observadas. Os minerais metamórficos retrógrados que ocorrem associados aos piroxênios, aos minerais opacos e aos feldspatos são a hornblenda, biotita, muscovita, opacos, bastita, sericita, clorita e por vezes a uralita (Tabela III.1A, III.1B). As composições modais quando projetadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976) situam-se no campo dos enderbitos, charnoenderbitos e charnockitos (Figura III.2).

Analisando as tabelas III.1A e III.1B, verifica-se que nos termos charnockíticos ocorrem um aumento substancial na percentagem de mesopertita, feldspato potássico e mirmequita com relação aos termos enderbíticos. No primeiro, a mesopertita alcança valores de 25 a 70%, o feldspato potássico de traço a 40% e a mirmequita de traço a 1%. No segundo, estes minerais variam de traço a 5% e de traço a 4%, sendo que a mirmequita aparece raramente. Com relação ao plagioclásio nota-se que nos granulitos enderbíticos, ele ocorre com uma percentagem situando-se em torno de 50 a 60%, enquanto o clinopiroxênio varia de traço a 3%, que são proporções mais elevadas que os demais termos do CH1.



Prancha III.1A – Afloramento em lajedo do granulito enderbítico-charnockítico (CH1), onde as rochas se apresentam deformadas/bandadas e com coloração cinza-esverdeadas a cinza escura.

Prancha III.1B – Afloramento em lajedo do granulito enderbítico-charnockítico (CH1), apresentando partes verdes-rosadas constituídas essencialmente de material quartzo-feldspático e partes verdes acinzentadas onde aparece maior proporção de minerais ferromagnesianos.



Prancha III.1C – Afloramento na estrada que liga os vilarejos de Filanésia a Itiúba (Mapa Geológico Anexo), mostrando o bandamento constituído de faixas claras e escuras.

Prancha III.1D – Afloramento de uma pequena pedreira na beira da mesma estrada da prancha 1C.



Prancha III.2A – Afloramento na beira do Rio Limoeiro das rochas do CH1 (Mapa Geológico Anexo), apresentando foliação (F2) deformada e orientada na direção N40/65°NW.

Prancha III.2B – Afloramento na estrada que liga o vilarejo de Filanésia ao de Itiúba (Mapa Geológico Anexo) dos granulitos enderbitos-charnockitos CH1, onde se observa a foliação (F2) bem marcada e orientada na direção N35°, com mergulho sub-vertical. Pode ser vista também o bandamento, composto por faixas claras e escuras, paralelo a foliação.

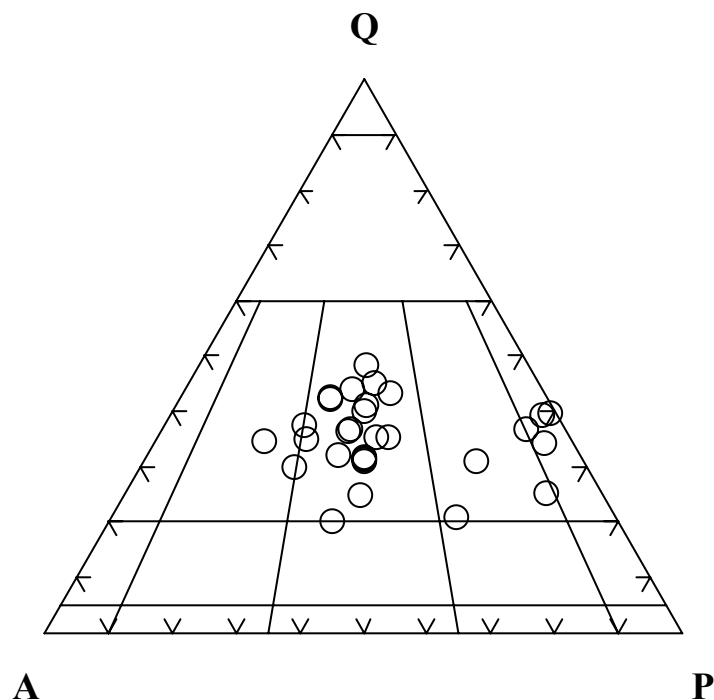


Figura III.2 - Diagrama Q-A-P modal para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) (STRECKEISEN, 1976).

O quartzo (20 a 41%), ocorre tanto nos charnockitos quanto charnoenderbitos e enderbitos (Tabelas III.1A, III.1B), constituindo grãos com dimensões desde 0,15 mm a porfiroblastos de aproximadamente 6 cm. São xenoblásticos, por vezes alongados/estirados, amebóides, microfraturados. Quando alongados perfazem e acompanham a foliação ou bandamento da rocha. Verifica-se que alguns desses porfiroblastos têm no seu interior subgrãos (textura heterogranoblástica). Constituem ainda aglomerados intersticiais finos, junto com o plagioclásio, feldspato potássico e mirmequita. No quartzo ocorre às vezes inclusões de mesopertita, plagioclásio e zircão (0,09 mm). Estas inclusões apresentam-se anédricas ou subarredondadas a arredondadas. Com relação aos minerais ferromagnesianos, os contatos variam de suturados a embainhado, quer com plagioclásio, mesopertita ou feldspato potássico, apresentando vez por outra bordas de reação com o plagioclásio (Prancha III.3A).

A mesopertita (22 a 74%) é o principal constituinte mineralógico nos granulitos charnockíticos (Tabelas III.1A e 1B). Formam grãos xenoblásticos de 0,95 mm a porfiroblastos de aproximadamente 5 cm. Os xenoblastos são pouco alongadas/estirados, com hábito tipo amebóide, microfraturados, com as fraturas preenchidas ou não por muscovita ou sericita. A mesopertita,

quando alongadas/estiradas, orientam-se paralelamente aos minerais ferromagnesianos, constituindo a foliação ou bandamento da rocha. Vez por outra se identificam nelas, inclusões de quartzo e de plagioclásio (textura poiquiloblástica) (Prancha III.3B). Essas inclusões de quartzo na mesopertita são anédricas a subarredondadas, por vezes embaiadas. Por outro lado as inclusões de plagioclásios são hipidioblásticas a sub-embaiadas, geminadas segundo albíta + carlsbad. Os contatos entre o quartzo, plagioclásio e feldspato potássico variam de suturados a retilíneos, entre si, com os piroxênios e com a biotita. Com relação a estes três minerais, por vezes identifica-se mirmequita, formando texturas simplectíticas.

O plagioclásio (47 a 60%) é o principal constituinte mineralógico dos termos enderbíticos (Tabelas III.1A, III.1B). Constitui grãos xenoblásticos com tamanho de 0,19 mm até porfiroblastos com dimensões de 3,8 cm, exibindo geminações segundo albíta-carlsbad, albíta-periclina-carlsbad e por vezes albíta. Estes minerais podem aparecer também sem geminação ou com esta difusa (Prancha III.3C). Esta fase mineral pode apresentar uma extinção ondulante quando próximas a zonas de intensa deformação. Aí eles então microfraturados, sendo as microfraturas as vezes preenchidas por sericita, clorita e muscovita. Seus contatos com outros minerais da trama são predominantemente suturados, ou levemente suturados, tendendo a levemente retilíneos, sobretudo com os piroxênios e a biotita. No caso da mesopertita vez por outra, ela mostra uma pequena coroa de reação (textura coronítica). As mirmequitas aparecem, ora inclusas nos plagioclásio, ora no contato com a mesopertita. Inclusões de minerais de quartzo e opacos (textura poiquiloblástica) também são observadas nos plagioclásios.

O feldspato potássico (inexistente a 45%) é um constituinte mineralógico importante nos termos charnoenderbíticos e charnockíticos, todavia, ele é também encontrado como mineral retrogrado tanto nesses litotipos como nos termos enderbíticos (Tabelas III.1A, III.1B). Formando grãos de 0,76 a 2,5 mm, são xenoblásticos, anédricos, podendo ser pertíticos. A geminação é basicamente albíta + periclina (microclina), a qual é mais nítida nos cristais menores e difusa nos cristais maiores. Nesses últimos encontram-se inclusões de quartzo e de plagioclásio, ambos ocorrendo sob a forma anédrica a subédrica. Estes cristais de feldspato potássico mostram-se em aglomerados intersticiais, de granulação fina, junto com quartzo, mirmequita e plagioclásio. Os limites intergranulares deste mineral variam de suturados a retilíneos, sobretudo quando em contato com minerais ferromagnesianos. Nos granulitos CH1 ocorre a mirmequita, intergranular, a qual quando em contato com a mesopertita formam textura simplectítica e, com o quartzo, formam textura gráfica.

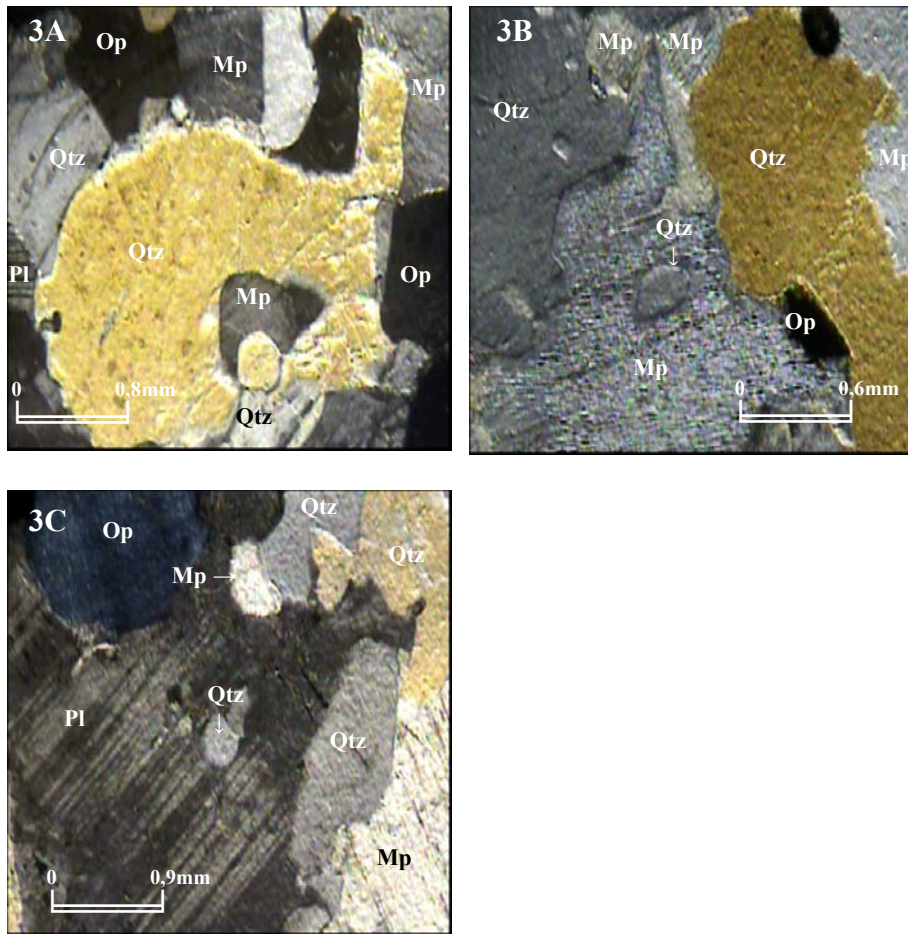
Tabela III.1A – Composição mineralógica modal dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
GRANULITOS ENDERBÍTICOS			
EJ-11	Plagioclásio (60%), quartzo (23%), feldspato potássico (8%), ortopiroxênio (5%), hornblenda (1%), biotita (1%) e clinopiroxênio (2%).	Opacos, apatita e zircão.	Hornblenda, biotita e opacos.
JA-11A	Plagioclásio (47%), quartzo (28%), feldspato potássico (15%), biotita (10%).	Ortopiroxênio, opacos, zircão e apatita.	Biotita, opacos e clorita.
JA-21A	Plagioclásio (56%), quartzo (36%), feldspato potássico (6%) e biotita (2%).	Ortopiroxênio, zircão e opacos.	Biotita e bastita.
JA-39A	Plagioclásio (57%), quartzo (32%), ortopiroxênio (5%), feldspato potássico (4%) e clinopiroxênio (1%).	Hornblenda, Biotita opacos, zircão e apatita.	Hornblenda, biotita, opacos, clorita e bastita.
BJ-247A	Plagioclásio (50%), Quartzo (35%), Mesopertita (5%), Ortopiroxênio (3%), Biotita (1%), Opacos (1%).	Hornblenda, mirmequita, apatita e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos e clorita.
YJ-61	Plagioclásio (60%), quartzo (40%), clinopiroxênio (5%), ortopiroxênio (1%), opacos (2%).	Feldspato potássico, hornblenda e biotita.	Hornblenda verde, biotita e opacos.
GRANULITOS CHARNO-ENDERBITICOS			
EJ-13	Mesopertita (45%), plagioclásio (30%), quartzo (20%), biotita (5%) e feldspato potássico (2%)	Ortopiroxênio, opacos, zircão e apatita.	Biotita, opacos, bastita e clorita.
JA-19A	Quartzo (41%), Feldspato potássico (33%), plagioclásio (23%), ortopiroxênio (2%) e biotita (1%).	Opacos, zircão.	Biotita, opacos, clorita, uralita e bastita.
JA-38A	Mesopertita (45%), quartzo (40%), plagioclásio (8%), ortopiroxênio (5%) e opacos (2%).	Feldspato potássico, mirmequita, apatita e zircão.	Opacos e bastita.
GRANULITOS CHARNOCKÍTICOS			
BJ-222A	Mesopertita (47%), quartzo (40%), clinopiroxênio (7%), plagioclásio (3%) e opacos (2%).	Ortopiroxênio, hornblenda, mirmequita, zircão, apatita e bastita.	Hornblenda, opacos, bastita e clorita.
BJ-143A	Mesopertita (62%), quartzo (29%), hornblenda (5%), opacos (2%), ortopiroxênio (1%) e clinopiroxênio (1%).	Plagioclásio, feldspato potássico e apatita.	Opacos, clorita e bastita.
EJ-12	Quartzo (30%), mesopertita (25%), feldspato potássico perítico (30%), feldspato potássico (10%), plagioclásio (3%), ortopiroxênio (1%) e mirmequita (1%).	Zircão e apatita.	Bastita e clorita.
EJ-15	Mesopertita (43%), quartzo (40%), plagioclásio (1%), clinopiroxênio (10%) e opacos (5%).	Ortopiroxênio, hornblenda, mirmequita e bastita.	Hornblenda, opacos e bastita.
EJ-16	Quartzo (40%), mesopertita (38%), feldspato potássico perítico (8%), plagioclásio (5%), opacos (4%), hornblenda (3%) e clinopiroxênio (1%).	Ortopiroxênio, bastita e mirmequita.	Hornblenda, opacos, sericita e bastita.
EJ-21A	Mesopertita (45%), quartzo (40%), feldspato potássico perítico (10%) e biotita (2%)	Ortopiroxênio, hornblenda, opacos, plagioclásio, zircão, mirmequita, apatita e bastita.	Hornblenda, biotita, bastita, opacos e clorita.
EJ-21B	Mesopertita (60%), quartzo (35%) e biotita (4%).	Ortopiroxênio, feldspato potássico perítico, opacos, granada, zircão e apatita.	Biotita, opacos e clorita.

Tabela III.1B – Composição mineralógica modal dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
GRANULITOS CHARNOKITICOS			
EJ-21C	Mesopertita (45%), quartzo (37%) e k-feldspato pertítico (18%).	Ortopiroxênio, hornblenda, mirmequita, biotita, zircão, apatita e granada.	Hornblenda, biotita e clorita.
JA-37A	Quartzo (35%), mesopertita (34%), plagioclásio (17%), hornblenda (8%), ortopiroxênio (3%) e feldspato potássico (3%).	Opacos	Opacos
JA-46A	Mesopertita (45%), quartzo (33%), feldspato potássico (17%) e ortopiroxênio (5%).	Plagioclásio, hornblenda, biotita, mirmequita, opacos e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos, clorita, uralita e bastita.
JA-49A	Mesopertita (60%), quartzo (32%), feldspato potássico (8%) e biotita (1%).	Ortopiroxênio, mirmequita, opacos e zircão.	Biotita e opacos.
JA-47A	Quartzo (35%), plagioclásio (25%), mesopertita (22%), feldspato potássico (17%) e ortopiroxênio (1%).		Clorita
JA- 51A	Mesopertita (70%), quartzo (20%) e feldspato potássico (10%).	Plagioclásio, ortopiroxênio e opacos.	Opacos, clorita e bastita.
XH-088	Mesopertita (60%) e quartzo (40%).	Ortopiroxênio, hornblenda e opacos.	Hornblenda, opacos, clorita e bastita.
XH-089	Mesopertita (68%), quartzo (31%) e ortopiroxênio (1%).	Biotita, opacos.	Biotita, opacos, clorita e bastita.
XH-091	Mesopertita (74%), quartzo (25%) e feldspato potássico (1%).	Plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e opacos.	Opacos, clorita, uralita e bastita.
XH-096	Feldspato potássico (40%), quartzo (26%), plagioclásio (21%), hornblenda (7%), mesopertita, (3%) e ortopiroxênio (2%)	Biotita e opacos.	Hornblenda, biotita, opacos, uralita e bastita.
XH-101	Mesopertita (57%), quartzo (32%), hornblenda (6%) e opacos (5%)	Ortopiroxênio, biotita, clinopiroxênio e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos e bastita.
XH-242	Mesopertita (60%), quartzo (27%) e ortopiroxênio (3%).	Biotita.	Biotita e bastita.
YJ-57	Mesopertita (56%), quartzo (40%), plagioclásio antipertítico (1%), ortopiroxênio (1%) e opacos (1%).	Hornblenda, clinopiroxênio, biotita, mirmequita e zircão.	Hornblenda, biotita e opacos.

O ortopiroxênio (traço a 5 %) ocorre formando cristais orientados, constituindo faixas, paralelas à foliação/bandamento da rocha (Tabelas III.1A, III.1B). Constitui grãos com dimensões variando de 0,09 a 1,62 mm. São anédricos a subédricos, por vezes euédricos. Este hábito é mais observado em cristais de granulação fina, embora, seja também visto em cristais maiores (Prancha III.4A). O pleocroísmo varia de incolor a cor creme pálida. Quando bastante alterado, anfibolitizado, adquire uma cor esverdeada. Quando alterado para biotita adquire uma cor amarelo amarronzado. Vez por outra o ortopiroxênio mostra inclusões de quartzo, opacos, biotita e plagioclásio. No primeiro caso, os cristais de quartzo são anédricos. No segundo caso, os opacos



Prancha III.3A – Cristal xenoblástico de quartzo (Qtz) em contato curvo a interlobado com cristais de mesoperthita (Mp), plagioclásio (Pl) e outros minerais de quartzo (Qtz). Amostra YJ-51A. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.3B – Cristal xenoblástico de mesoperthita (Mp) em contato irregular com cristais de quartzo (Qtz) e com inclusão de quartzo anédrico subarredondado (Qtz). Observa-se que ocorre borda de reação tanto no contato mesoperthita (Mp) e quartzo (Qtz) quanto no contato do grão de quartzo (Qtz) com outros minerais. Amostra YJ-57. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

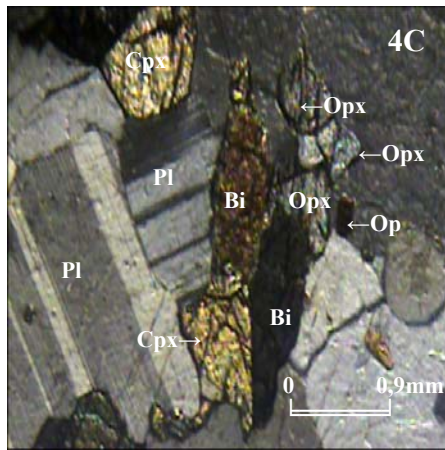
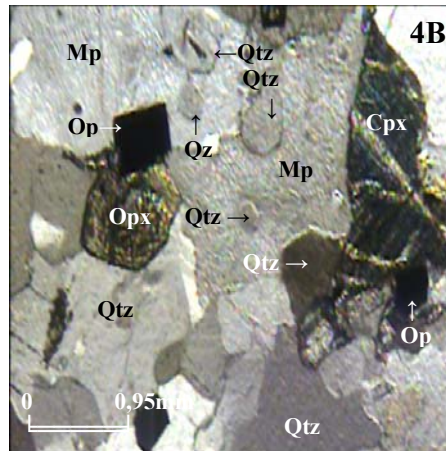
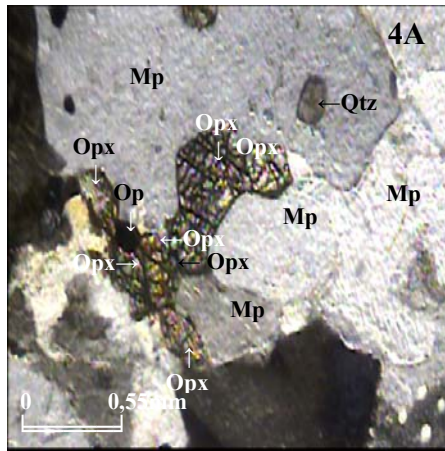
Prancha III.3C – Cristal xenoblástico de plagioclásio (Pl) em contato irregular a curvilíneo com cristais de quartzo (Qtz) e mesoperthita (Mp), mostrando inclusões anédricas e anédricas subarredondadas de quartzo (Qtz). Amostra EJ-16A. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

ocorrem anédricos a subédricos e até por vezes, estirados e paralelos à foliação da rocha. No terceiro caso a biotita é subédrica a euédrica ocorrendo frequentemente sob a forma de palhetas. No quarto caso, os plagioclásios aparecem sob a forma de grãos anédricos. Em geral os ortopiroxênios apresentam-se microfraturados, cujas fraturas estão preenchidas por bastita e biotita. Estas fraturas estão posicionadas ora paralelas, ora secantes à orientação mineralógica principal desses litotipos.

O clinopiroxênio (inexistente a 2%) é mais freqüentemente encontrado nas rochas enderbíticas (Tabela III.1A). Forma grãos de (0,08 a 1,56) mm, com pleocroísmo em tons de incolor a cor creme-pálido. São anédricos a subédricos, microfraturados, algumas vezes ocorrendo geminados (Prancha III.4B) e mostrando-se predominantemente associado ao ortopiroxênio, anfibólio, biotita e minerais opacos (Prancha III.4C). Esta fase mineral é encontrada na borda de ortopiroxênio, como lamelas de exossolução dentro do ortopiroxênio, como aglomerados de pequenos cristais ou ainda como grãos individualizados. O contato predominante é do tipo retilíneo, por vezes encurvado. Vez por outra mostra borda alterada para anfibólio.

O anfibólio (inexistente a 1%) (Tabelas III.1A, III.1B) ocorre em cristais de 0,05 a 1,25 mm, sendo em geral xenoblásticos a hipidioblásticos (Prancha III.5A). Quando o tamanho alcança cerca de 0,05 mm, pode ocorrer sob a forma euédrica e, nesses casos, o anfibólio pode ser considerado como equilibrado pela granulitização. Em geral aparece como produto de alteração de ortopiroxênios (anfibilitização), mostrando-se microfraturados sob duas formas distintas: (i) com pleocroísmo em tons de amarelo a amarelo esverdeado e, (ii) com pleocroísmo em tons de marrom claro a marrom escuro. Concentra-se nas faixas/bandas da rocha estando sempre associado ao ortopiroxênio, clinopiroxênio e biotita. Vez por outra, observa-se, no interior dessa fase mineral, a presença de exossolução, originando minerais opacos paralelos à sua clivagem.

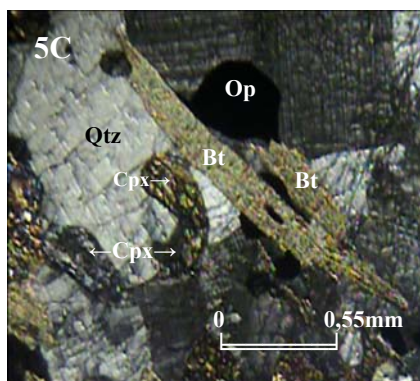
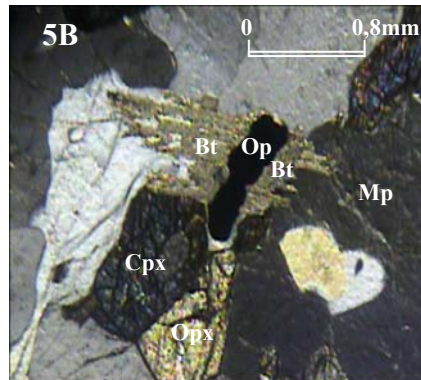
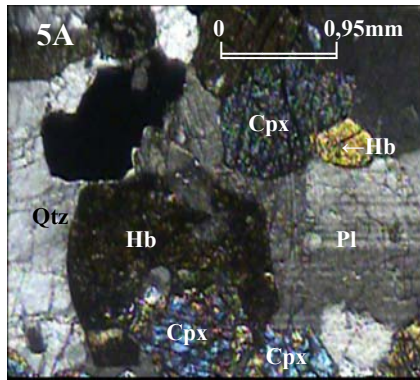
A biotita (inexistente a 5%) constitui grãos de 0,23 a 1,67 mm (Tabelas III.1A, III.1B). Ocorre como cristais individualizados na forma de palhetas, paralelas a foliação ou ao bandamento mineralógico da rocha. Está associada ou inclusa no ortopiroxênio, clinopiroxênio e anfibólio. Constitui produto de transformação desses minerais, quer preenchendo microfraturas, quer formando coroa simplectítica com o quartzo (Pranchas III.5B, III.5C). Por vezes podem apresentar-se em duas direções de orientação diferentes: paralelas aos minerais ferromagnesianos ou secante aos mesmos, sendo neste último caso encontrado muito raramente. Poucas vezes observa-se biotita arredondada inclusa em ortopiroxênio.



Prancha III-4A – Cristais hipidioblásticos a idioblásticos de ortopiroxênio (Opx) com lamelas de clinopiroxênio (Cpx) em contato retilíneo com cristais de mesoperthita (Mp) e quartzo (Qtz). Amostra YJ-57. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III-4B – Cristal xenoblástico geminado de clinopiroxênio (Cpx) em contato irregular a retilíneo com cristais de quartzo (Qtz) e mesoperthita (Mp). Observa-se ainda um cristal idioblástico de piroxênio em contato retilíneo com mineral opaco, idioblástico e, várias inclusões subédricas a anédricas subarredondadas de quartzo (Qtz). Amostra YJ-57. Charnockito (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III-4C – Associação de minerais ferromagnesianos, ortopiroxênio (Opx), clinopiroxênio (Cpx), biotita (Bi) e mineral opaco (Op), orientados e alguns levemente estirados, constituindo uma lineação mineralógica. Amostra YJ-61. Enderbita (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.



Prancha III.5A – Cristais hipidioblásticos e idioblásticos de hornblenda marrom (Hb) e clinopiroxênio (Cpx). Observa-se que o contato da hornblenda (Hb) com plagioclásio (Pl) e com o quartzo (Qtz) são retilíneos. Amostra YJ-61. Enderbitto (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.5B – Palheta de biotita (Bt) aglutinando mineral opaco (Op) e associada a minerais hipidioblásticos de ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx). Amostra YJ-61. Enderbitto (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.5C – Palheta de biotita (Bt) levemente deformada em contato com minerais opacos (Op), clinopiroxênio (Cpx) e quartzo (Qtz), todos alinhados e constituindo a lineação da rocha. Amostra YJ-61. Enderbitto (CH1). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Os opacos são acessórios na rocha (traço a 2%) (Tabelas III.1A, III.1B), formando grãos de 0,04 a 1,4 mm, anédricos a euédricos. Ocorrem associados preferencialmente aos minerais ferromagnesianos, como inclusões ou na borda dos mesmos. Vez por outra aparecem inclusos no ortopiroxênio. A mirmequita (traço a 1%), também é acessória, (Tabelas III.1A, III.1B), formando grãos de 0,72 a 2,35 mm, anédricos, quase subarredodados, posicionados nos interstícios da trama mineral. Ela aparece às vezes formando aglomerados, junto ou não com agregados de quartzo, plagioclásio e/ou feldspato potássico. Também são encontradas na borda de cristais de plagioclásio próximo à mesopertita, ou no contato entre esta o plagioclásio e o feldspato potássico. A granada (traços), é igualmente acessória, podendo ser encontrada em faixas ou em bandas junto da mesopertita, quartzo e mirmequita. Ela ocorre também intercalada com faixas de ortopiroxênio, biotita, opacos, mesopertita, quartzo e mirmequita ou ainda, associada a minerais ferromagnesianos, piroxênios, anfibólio, biotita, opacos e apatita. A apatita (traço) constitui grãos de 0,05 a 0,76 mm, subédricos a euédricos, posicionados próximos aos piroxênios, anfibólios, biotita e opacos.

A bastita, sericita, clorita e a uralita são minerais retrógrados bem com a hornblenda verde e a biotita coronítica (Tabelas III.1A, III.1B). A bastita é encontrada como produto de alteração dos ortopiroxênios.

III.3 – Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2).

Os granulitos enderbíticos, charnoenderbíticos e charnockíticos (CH2) ocorrem na parte SSW e NNE da área em foco. Na primeira (SSW), mostram-se ora interdigitados com os CH1, ora em contato com as rochas supracrustais. Na segunda (NNE), afloram numa faixa, em contato estrutural, com os granulitos heterogêneos (GH) descritos adiante, ou com as rochas do CH1. Estes contatos, em geral, são marcados por grandes zonas de cisalhamentos transpressivas, que acompanham o *trend* estrutural regional NE-SW (Figura III.1 e Mapa Geológico Anexo).

Semelhantemente ao conjunto CH1 estes granulitos afloram, ou na forma de grandes lajedos próximos a rios e riachos, ou na forma de paredões em cortes de estrada. São rochas leucocráticas e por vezes mesocráticas, predominantemente de cor cinza esverdeada a cinza escura, quando frescas. Quando alteradas, mostram, em boa parte dos afloramentos, foliação/bandamento, em consequência, das intercalações de bandas cinza esverdeadas ou cinza claras. As primeiras bandas

são compostas predominantemente de piroxênios, anfibólio, biotita e plagioclásio e, as segundas, essencialmente formadas de feldspato potássico e quartzo.

Nestes metaplutonitos CH2 são encontrados veios pegmatóides de ortopiroxênio, feldspato potássico e quartzo que ocorrem cortando, ora paralelamente, ora transversalmente o bandamento regional. Encraves estirados de granulitos máficos são raros e, de forma similar aos CH1, em alguns afloramentos, eles mostram evidências de retrometamorfismo descritos adiante.

Os CH2 esporadicamente apresentam cristais de 1 a 2 centímetros, tanto de mesopertita como de quartzo, sobretudo nos termos charnoenderbíticos e charnockíticos. Nos termos charnockíticos mostram plagioclásio antiperitítico predominantemente.

De uma maneira geral o CH2 apresenta textura equigranoblástica a inequigranoblástica, polisuturada. Algumas vezes mostram textura poligonal, xenoblástica a hipidioblástica. Outras vezes exibe textura poiquiloblástica, foliada, ditada pela orientação dos cristais. A matriz do CH2 é composta de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico (peritítico ou não), ortopiroxênio, hornblenda e opacos, apresentando também, subordinadamente, clinopiroxênio, mirmequita e biotita. Os acessórios são a hornblenda, os opacos, a apatita, o zircão e esporadicamente a granada. Os minerais metamórficos retrógrados são a hornblenda, a biotita, a bastita e a clorita (Tabelas III.2A , III.2B). Suas composições modais quando projetadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976) situam essas rochas no campo dos enderbitos, charnoenderbitos e charnockitos (Figura III.3).

Assim como no CH1, também nessas rochas verifica-se um aumento significativo na porcentagem de mesopertita e de feldspato potássico, quando se evolui dos termos enderbíticos para os charnockíticos. Nos termos enderbíticos, a mesopertita pode variar de traço a 21% e o feldspato potássico de traço a 5%; nos termos charnockíticos, a mesopertita pode variar de 49 a 75% e o feldspato potássico de traço a 25%, respectivamente. Pode-se igualmente acrescentar que nos termos enderbíticos, verifica-se uma porcentagem maior de plagioclásio chegando a valores de 61% e, nos charnockíticos, valores de 4% . De forma distinta dos termos charnoenderbíticos CH1, nos termos charnoenderbíticos CH2, são encontradas maiores porcentagens de clinopiroxênio, perfazendo até 13% (Tabelas III.2A , III.2B).

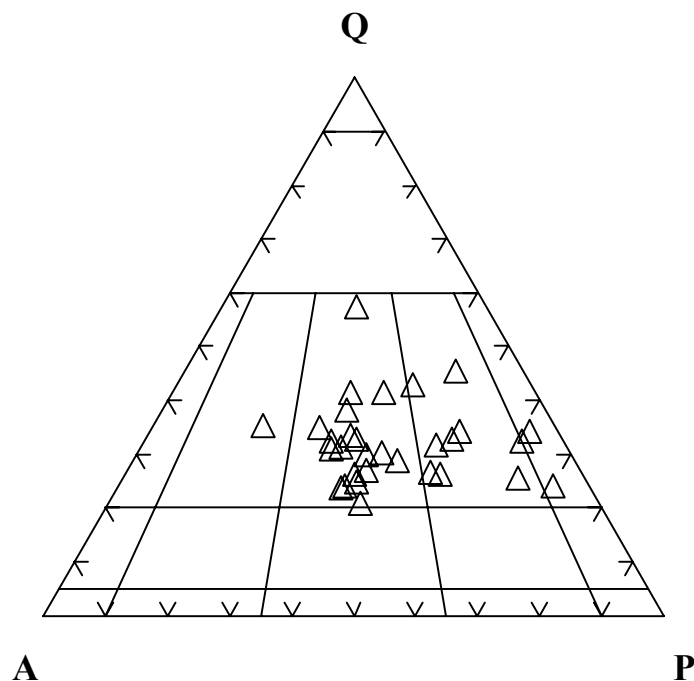


Figura III.3 – Diagrama Q-A-P modal para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) (STRECKEISEN, 1976).

O quartzo (23 a 42%) ocorre em todos os termos rochosos do CH2 (Tabelas III.2A , III.2B). Constitui grãos de 0,08 mm a porfiroblastos de 5,9 cm, este último, provavelmente relíquias mineralógicas da fase plutônica/pré-granulitização. Estes porfiroblastos reliquiares estão imersos em uma matriz de granulação média, por vezes fina, sendo em geral mais grossa do que a matriz dos CH1. São xenoblásticos, por vezes alongados/estirados e mostrando hábito amebóide acompanhando a orientação mineralógica da foliação/bandamento da rocha (Prancha III.6A). Estão microfraturados, com as fraturas ocorrendo ora sem, ora com preenchimento. Verifica também que alguns dos cristais porfiroblásticos são constituídos de pequenos subgrãos de quartzo, formando uma textura heterogranoblástica. Observa-se ainda que esta fase mineral forma aglomerados intersticiais finos, junto com o plagioclásio e o feldspato potássico. Com respeito às inclusões, nesta fase mineral são observados a mesopertita e o plagioclásio. Na maioria das vezes estas inclusões apresentam-se anédricas ou arredondadas. Os limites intergrãos são predominantemente suturados a

embainhados com o plagioclásio, com a mesopertita e com o feldspato potássico (Prancha III.6B), além de retilíneos com os minerais ferromagnesianos.

A mesopertita é o principal constituinte mineralógico nos termos charnockíticos do CH2, alcançando valores de 49 a 75% (Tabelas III.2A , III.2B). Em contrapartida, nas rochas enderbíticas, ela varia de inexistente a 20%. Forma grãos de 0,91 mm a porfiroblastos de até 7,98 cm de tamanho, sendo predominantemente xenoblásticos. Quando constitui porfiroblastos, ela mostra-se alongada/estirada, com hábito amebóide. As fraturas dessa fase mineral estão em geral preenchidas por muscovita ou sericita, sendo a última predominante. Quando alongadas/estiradas, de maneira análoga à mesopertita do CH1, ocorrem orientadas paralelamente aos minerais ferromagnesianos, constituindo juntamente com eles, a foliação/bandamento da rocha. Às vezes observam-se inclusões de quartzo, de opacos, de plagioclásio além de aglomerados, deste último com o quartzo, constituindo um pseudogrão (textura poiquiloblástica). As inclusões de quartzo apresentam-se anédricas, quase subarredondadas, por vezes embainhadas (Pranchas III.6C e III.6D). As inclusões de opacos são também anédricas. As inclusões de plagioclásio apresentam-se subédricas, quase sub-embainhadas, sendo, ora geminada, segundo albita, ora não geminadas. Os contatos da mesopertita com os outros minerais variam de suturados, sobretudo com o quartzo, o plagioclásio e o Feldspato potássico, sendo até retilíneos entre si, e com o ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e opacos. Nos contatos com o plagioclásio é freqüente a formação de mirmequitas constituindo texturas simplectíticas.

O plagioclásio (inexistente a 60%) é a principal fase mineral dos termos enderbíticos (Tabelas III.2A , III.2B). Constitui grãos com tamanhos variando de 0,30 mm a porfiroblastos, estes últimos alcançando até 4,8 cm. São xenoblásticos e quando geminados apresentam-se segundo albita-carlsbad ou albita-periclina-carlsbad. Às vezes, essa fase mineral, também, pode aparecer sem geminação ou com ela difusa (Prancha III.7A). Este mineral apresenta extinção ondulante, quando próximos as zonas de intensa deformação. Seus contatos com quartzo, mesopertita e feldspato potássico são levemente suturados, chegando a suturados no caso dos porfiroblastos, mas quando em contato com os piroxênios, anfibólio e biotita, eles tendem a serem levemente retilíneos. Às vezes quando cristais de plagioclásio estão em contato com grandes cristais de mesopertita mostram pequena coroa e nelas são observadas mirmequitas, as quais formam textura simplectítica. As inclusões mais comuns nos plagioclásios são o quartzo e opacos, formando textura poiquiloblástica. As inclusões de quartzo mostram-se anédricas, embainhadas a sub-embainhadas. Os opacos mostram-se euédricos a subédricos. Em geral os cristais de plagioclásio apresentam-se

microfraturados, sendo que as fraturas podem ser preenchidas por sericita, clorita e muscovita. Ainda sobre as microfraturas, observa-se nos cristais maiores de plagioclásio, que elas ocorrem em duas direções, uma paralela e outra secante à geminação.

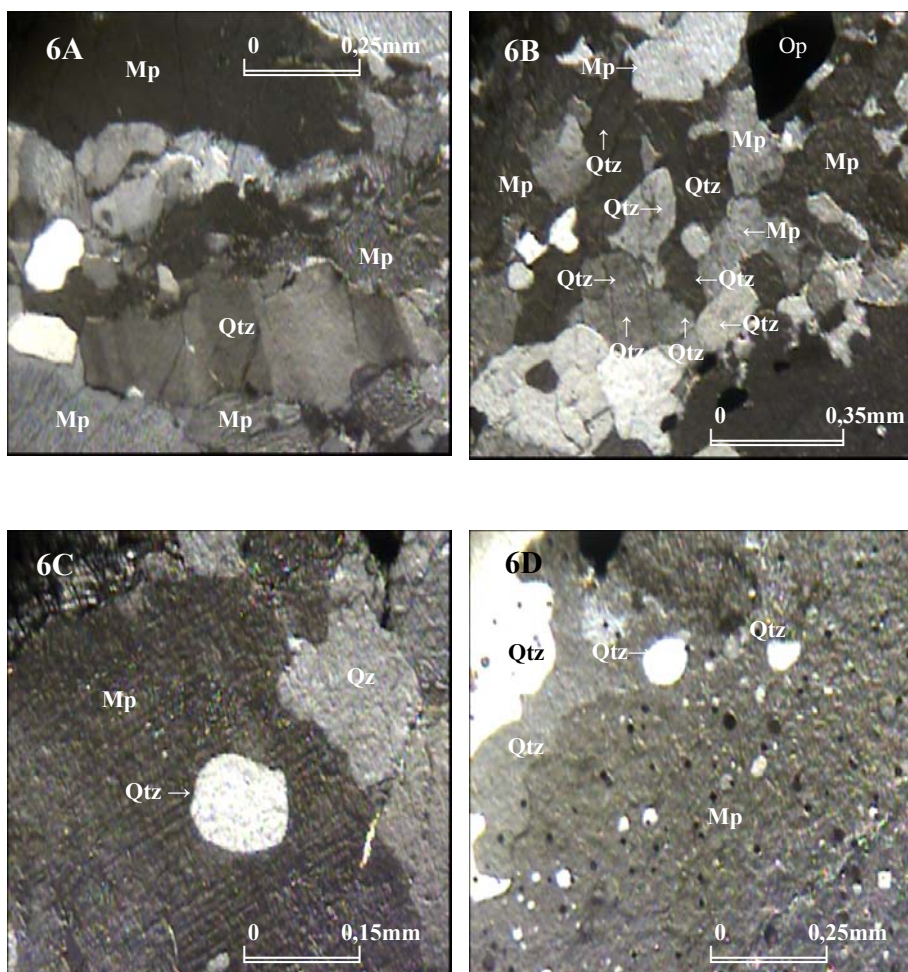
Tabela III.2A – Composição mineralógica modal dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
GRANULITOS ENDERBÍTICOS			
IJ-17	Quartzo (26%), plagioclásio (26%), mesopertita (25%) e hornblenda (12%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, opacos, mirmequita, bastita, zircão e apatita.	Hornblenda, opacos e bastita.
JA-42A	Plagioclásio (50%), quartzo (30%), mesopertita (12%), ortopiroxênio (4%), hornblenda (2%) e opacos (2%).	Clinopiroxênio, feldspato potássico, zircão e apatita.	Hornblenda, opacos, clorita, uralita e bastita.
JA-43A	Plagioclásio (50%), quartzo (24%), mesopertita (20%), ortopiroxênio (2%), hornblenda (2%) e opacos (1%).	Feldspato potássico, biotita e apatita.	Biotita, opacos, clorita e bastita.
JA-44A	Quartzo (42%), Plagioclásio (30%), Mesopertita (20%), Ortopiroxênio (2%), Opacos (4%).	Clinopiroxênio, Biotita, Opacos, mirmequita, hornblenda, Zircão, Apatita.	Hornblenda verde, Biotita, Opacos, Clorita, Uralita, Bastita.
XH-448	Plagioclásio (54%), quartzo (30%), ortopiroxênio (10%), feldspato potássico (4%), hornblenda (1%) e opacos (1%).	Clinopiroxênio e biotita.	Hornblenda, biotita, opacos, clorita e bastita.
XH-450	Plagioclásio (61%), quartzo (21%), ortopiroxênio (5%), feldspato potássico (5%), hornblenda (4%), opacos (3%) e biotita (1%).	Clinopiroxênio, zircão e apatita.	Biotita, opacos, clorita e bastita.
GRANULITOS CHARNOENDERBÍTICOS			
204-B	Plagioclásio (45%), quartzo (30%), feldspato potássico (20%), clinopiroxênio (3%), ortopiroxênio (1%) e hornblenda (1%).	Biotita, opacos e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos, clorita, uralita e bastita.
BJ-144A	Plagioclásio (44%), quartzo (23%), feldspato potássico (20%), clinopiroxênio (7%), ortopiroxênio (2%), hornblenda (2%) e opacos (2%).	Mesopertita, zircão e apatita.	Opacos, clorita, uralita e bastita.
JA-45A	Plagioclásio (33%), quartzo (30%), mesopertita (24%), ortopiroxênio(6%), feldspato potássico (4%), biotita (1%) e opacos (2%).	Hornblenda e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos, clorita e bastita.
XH-071	Quartzo (31%), feldspato potássico (26%), plagioclásio (24%), hornblenda (10%), ortopiroxênio (8%) e opacos (1%).	Clinopiroxênio e zircão.	Opacos, clorita e bastita.
XH-232	Plagioclásio (44%), quartzo (24%), feldspato potássico (22%), hornblenda (5%), ortopiroxênio (3%), clinopiroxênio (1%) e opacos (1%).	Biotita.	Hornblenda, biotita, opacos e bastita.
XH-243	Quartzo (36%), mesopertita (28%), plagioclásio (18%), clinopiroxênio (13%), ortopiroxênio (3%) e feldspato potássico (2%).	Opacos.	
GRANULITOS CHARNOCKÍTICOS			
BJ-145A	Mesopertita (65%), quartzo (33%), ortopiroxênio (1%) e biotita (1%).	Opacos.	Biotita e opacos.

Tabela III.2B – Composição mineralógica modal dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados.
GRANULITOS CHARNOCKÍTICOS			
EJ-10	Mesopertita (55%), quartzo (27%), plagioclásio (5%), ortopiroxênio (6%), clinopiroxênio (5), opacos (1%) e hornblenda (1%).	Mirmequita, apatita, zircão, bastita e granada.	Hornblenda, opacos, bastita e sericita.
EJ-33	Quartzo (55%), mesopertita (41%), hornblenda (3%) e opacos (1%).	Ortopiroxênio, mirmequita e hornblenda.	Hornblenda e opacos.
EJ-34	Feldspato potássico perítico (40%), quartzo (30%), plagioclásio antiperítico (15%), clinopiroxênio alterado (6%), ortopiroxênio (4%) e hornblenda (5%).	Opacos.	Hornblenda e opacos.
JA-5A	Mesopertita (49%), quartzo (31%), feldspato potássico (10%), hornblenda (6%), biotita (3%) e opacos (2%).	Ortopiroxênio e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos e clorita.
JA-41A	Mesopertita (64%), quartzo (25%), plagioclásio (4%), clinopiroxênio (4%), hornblenda (2%) e opacos (1%).	Ortopiroxênio, feldspato potássico e zircão.	Opacos.
XH-029	Plagioclásio (37%), feldspato potássico (25%), quartzo (25%) e biotita (3%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio e opacos.	Biotita, opacos e bastita.
XH-234	Mesopertita (75%), quartzo (23%) e hornblenda (2%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, opacos e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos, clorita e bastita.
XH-235	Mesopertita (66%), quartzo (30%) e plagioclásio (4%).	Ortopiroxênio, hornblenda e opacos.	Hornblenda, opacos e bastita.
XH-236	Mesopertita (75%) e quartzo (25%).	Ortopiroxênio.	Clorita e bastita.
XH-237	Mesopertita (67%), quartzo (30%), hornblenda (2%) e opacos (1%).	Ortopiroxênio.	Hornblenda, opacos e bastita.
XH-240	Mesopertita (70%), quartzo (23%), hornblenda (4%) e feldspato potássico (3%).	Ortopiroxênio e opacos.	Hornblenda, opacos, clorita e bastita.
XH-410	Mesopertita (60%), quartzo (32%), feldspato potássico (7%) e opacos (1%).	Ortopiroxênio.	Opacos e bastita.
XH-449	Mesopertita (67%), quartzo (30%) e ortopiroxênio (3%).	Opacos.	Opacos, clorita e bastita.
ZI-6A	Mesopertita (74%), quartzo (20%), hornblenda (2%), ortopiroxênio (1%), clinopiroxênio (1%) e opacos (2%).	Plagioclásio, biotita, mirmequita, zircão, apatita e bastita.	Hornblenda, biotita, opacos, bastita e sericita.
ZI-6B	Mesopertita (50%), quartzo (36%), clinopiroxênio (9%), opacos (4%).	Ortopiroxênio, hornblenda, zircão e bastita.	Hornblenda, opacos, bastita e sericita.
ZI-10	Mesopertita (47%), quartzo (39%), plagioclásio (9%) e opacos (2%).	Ortopiroxênio, biotita, zircão mirmequita, apatita, e bastita.	Biotita, opacos e bastita.

O feldspato potássico (inexistente a 26%) é um constituinte mineralógico importante no CH2, sobretudo nos charnoenderbíticos e charnockíticos (Tabelas III.2A, III.2B). Formam grãos de 0,76 a 2,5 mm, xenoblásticos, anédricos, podendo ser períticos ou não. As pertitas são observadas principalmente nos cristais maiores. Às vezes observa-se a geminação albita + periclina (microclina), ocorrendo de forma nítida a difusa. Nesses feldspatos potássicos observam-se inclusões de quartzo e de plagioclásio, ambos ocorrendo sob as formas anédricas a subédricas, todos com contatos sub-embainhado. Estes cristais de feldspato potássico encontram-se em aglomerados

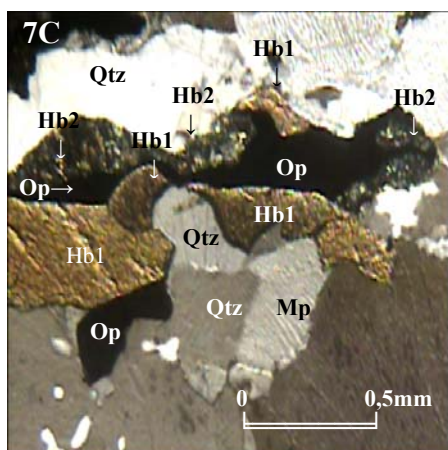
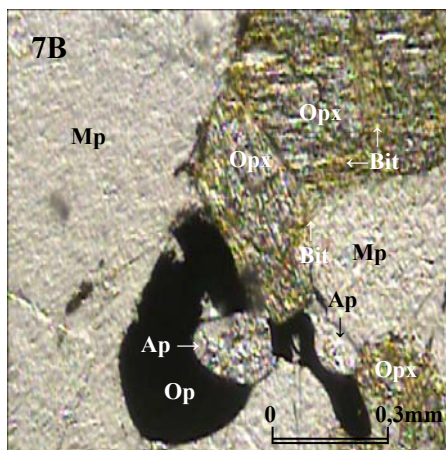
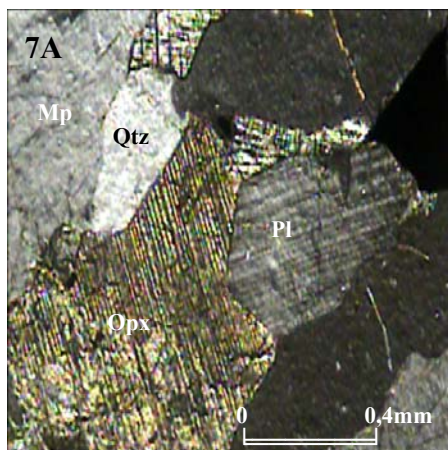


Prancha III.6A – Cristal xenoblástico estirado de quartzo (Qtz) acompanhando alinhamento dos outros minerais e constituindo a foliação da rocha. Amostra 239C. Charnockito (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.6B – Textura inequigranoblástica suturada. Amostra BJ-164. Charnockito (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.6C – Cristal xenoblástico de mesoperthita (Mp) com inclusão anédrica subarredondada de quartzo (Qtz). Amostra BJ-163A. Charnoenderbita (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.6D – Porfiroblasto de mesoperthita (Mp) com várias inclusões de cristais subarredondados de quartzo (textura poiquiloblástica). Observa-se contato lobado deste porfiroblasto de mesoperthita (Mp) com o quartzo (Qtz). Amostra BJ-165A. Charnockito (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.



Prancha III.7A – Cristal xenoblástico de plagioclásio (Pl) geminado em contato retilíneo com ortopiroxênio (Opx) que apresenta lamelas de ex-solução de clinopiroxênio (Cpx). Amostra JA-144A. Charnóenderbito (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.7B – Cristais xenoblásticos a hipidioblásticos de ortopiroxênio (Opx) em contato com mineral opaco. Observa que os ortopiroxênios (Opx) estão alterados para bastita. A apatita (Ap) ocorre preferencialmente associada aos piroxênios e opacos (Op). Amostra JA-143A. Charnockito (CH2). Luz plana. Objetiva de 5x.

Prancha III.7C – Cristais xenoblásticos de hornblenda marrom (Hb1) e verde (Hb2) na borda de minerais opacos (Op). Observa-se certo alinhamento da hornblenda marrom (Hb1), hornblenda verde (Hb2), opacos (Op) e cristais alongados de quartzo (Qtz) Amostra 239C. Charnockito (CH2). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

intersticiais, de granulação fina, junto ao quartzo e ao plagioclásio, quando existente. Os limites intergranulares deste mineral variam de suturados a retilíneos, no último caso quando em contato com minerais ferromagnesianos. Há formação de mirmequita, intergranular, quando o feldspato potássico está em contato com mesopertita, constituindo textura simplectítica. Quando em contato com o quartzo, às vezes, observa-se a textura gráfica.

O ortopiroxênio (traço a 13%) (Tabelas III.2A, III.2B) ocorre orientado formando faixas mesocráticas de minerais ferromagnesianos, constituindo junto com os outros minerais, a foliação/bandamento destas rochas. Constituem grãos de 0,31 mm até 3,8 cm (porfiroblastos). São xenoblásticos a hipidioblásticos, por vezes euédricos, especialmente em cristais mais finos, mais em cristais maiores, também pode estar presente (Prancha III.7A). Vez por outra estes ortopiroxênios podem apresentar um pleocroísmo incipiente variando de incolor a creme pálido. Quando bastante alterado, transforma-se em anfibólio, com estes cristais exibindo uma cor amarela clara e/ou amarela esverdeada. Observa-se em certos cristais de ortopiroxênio, uma coroa formada de anfibólio esverdeado. Algumas vezes o ortopiroxênio mostra lamelas de exsolução de clinopiroxênio (Prancha III.7A). Inclusões de quartzo, de opacos, de biotita e de plagioclásio são observadas. No caso do quartzo, este se mostra anédrico, sempre associado a opacos. No caso dos opacos estes são anédricos a subédricos. Já no caso das inclusões de biotita, elas são subédricas a euédricas. No caso do plagioclásio, estes ocorrem, sobretudo na forma de grãos anédricos. Os ortopiroxênios quando microfraturados mostram suas fraturas preenchidas por bastita. Seus contatos com demais minerais da rocha são predominantemente do tipo retilíneo, indicando um equilíbrio textural entre eles.

O clinopiroxênio (inexistente a 13%) é encontrado em todos os termos do CH2, divergindo assim das rochas do CH1, as quais exibem uma concentração significativa desta fase mineral nos termos enderbíticos (Tabelas III.1, III.2). Forma grãos microfraturados de 0,15 a 1,94 mm, com pleocroísmo variando do amarelo-pálido ao verde pálido. Por vezes alguns cristais encontram-se geminados. São xenoblásticos e as vezes euédricos, sendo estes últimos verificados somente nos pequenos grãos. Quando alterados, as partes microfraturadas e clivagens, se transformam em bastita. O clinopiroxênio aparece em associação como o ortopiroxênio e o quartzo, ou em grãos individualizados, quando associados ao plagioclásio e a mesopertita. Os contatos predominantes são do tipo retilíneo mas, às vezes mostram-se também encurvados. Observa-se algumas vezes, quando posicionados próximos a grãos de plagioclásio, uma película de anfibólio entre eles.

O anfibólio (traço a 10%) (Tabelas III.2A, III.2B), constitui cristais de 0,038 a 2,53 mm, xenoblásticos a hipidioblásticos e, quando aparecem em cristais maiores, podem apresentar-se euédricos. O anfibólio pode ocorrer como cristais individualizados, ou como produto de alteração de piroxênios (anfíbolitização), ou de minerais opacos (Pranchas III.7B, III.7C). Essas duas variedades de ocorrência mostram pleocroísmo distintos: em tons de marrom claro a marrom escuro ou, em tons de amarelo a amarelo-esverdeado, respectivamente. Apresentam-se, microfraturados e concentram-se em faixas, associados ao ortopiroxênio, ao clinopiroxênio, a biotita e aos opacos, perfazendo assim, o bandamento da rocha. No interior dessa fase mineral observa-se, esporadicamente, feições de exossolução originando minerais opacos. Encontram-se ainda inclusões de quartzo coronítico, anédricos, subarredondados, além de mesopertita, plagioclásio e opacos anédricos.

A biotita (inexistente a 5%) (Tabelas III.2A, III.2B), constitui grãos de 0,076 a 0,99 mm, com pleocroísmo variando de tons amarelo a marrom. Esta fase mineral ocorre: (i) como cristais individualizados, na forma de palhetas, constituindo junto com os outros minerais ferromagnesianos a foliação/bandamento da rocha; (ii) como inclusões nos ortopiroxênios, clinopiroxênios e anfibólios; (iii) como película nas bordas dos opacos; (iv) como produto de transformação quase total dos ortopiroxênios; (v) como preenchimento de microfraturas dos ortopiroxênios ou ainda, (vi) como coroa de reação simplectítica nos piroxênios.

III.4 – Charnockitos (CH6).

Os charnockitos CH6 ocorrem de forma restrita na parte norte da área de pesquisa, principalmente na folha de Amargosa (Mapa Geológico Anexo). Constituem estruturas circulares ou ligeiramente ovaladas, designadas aqui de dômicas. Seus afloramentos são semelhantes àqueles dos granulitos charnockíticos CH1 e CH2. São rochas homogêneas, que variam de cinza-esverdeada a cinza-escura, sendo que esta última coloração aparece quando a rocha está alterada.

Os CH6 mostram foliação as quais foram originadas durante sua colocação. No Domo de Brejões, maior representante dessas intrusões charnockíticas, observa-se foliação subhorizontal, na porção central do Domo (Pranchas III.8A, III.8B). Por sua vez nas bordas, a foliação forma estruturas verticais tipo S/C, com veios de quartzo fortemente dobrados. Observou-se também que as foliações encontradas na porção norte, leste e oeste, mergulham para fora do Domo. Na parte sul

ela se inverte e passa a ter inclinação para sua parte interna, imprimindo nas encaixantes uma seqüência de sinformes e antiformes de direção grosseiramente oeste-leste (Mapa Geológico Anexo). Ainda nesta mesma região encontram-se xenólitos angulares de rochas supracrustais dos granulitos heterogêneos (GH) descritos adiante, e dos granulitos CH1 e do CH2, reforçando mais o seu caráter intrusivo com relação às demais rochas. Estes charnockitos estão equilibrados na fácies granulito. A foliação principal é marcada por cristais de mesopertita e de quartzo, alongados, de forma amebóide e, por minerais ferromagnesianos, como biotita e hornblenda. Algumas vezes os CH6 mostram-se bandados, com bandas mesocráticas composta de minerais ferromagnesianos, mesopertita e quartzo e, com bandas leucocráticas, formadas de mesopertita e quartzo. Nessas rochas observam-se, vez por outra, veios de quartzo e de pegmatitos, paralelos ou transversais à foliação.

Os charnockitos CH6 são constituídos de mesopertita, quartzo, hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio e, subordinadamente, microclina pertítica, plagioclásio intersticial e biotita. Os minerais acessórios são opacos, apatita, zircão, mirmequita, sericita, bastita e raros cristais de granada (Tabela III.3). Sua granulação varia de média a grossa. No último caso pode-se observar relíquias de fenocristais com 1 a 3 cm de comprimento de mesopertita e de quartzo, entretanto estas fases minerais podem chegar à cerca de 12 cm de comprimento. Grandes cristais de hornblenda são também observados. Composições modais (Tabela III.3) quando projetadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976) situam estas rochas no campo dos charnockitos (Figura III.4).

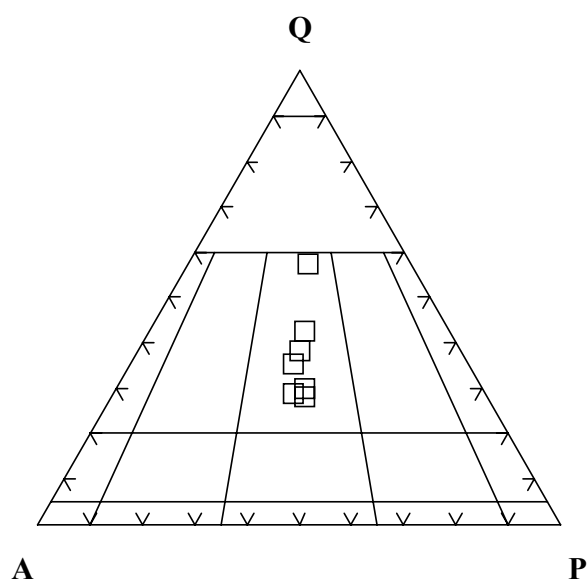


Figura III.4 – Diagrama Q-A-P modal para os charnockitos (CH6) (STRECKEISEN, 1976).



Prancha III.8A – Afloramento de rocha charnockítica (CH6), próximo ao Riacho Água Fria no povoado de Cachoeira Alta, região de Rio Piau, apresentando uma foliação N15 com mergulho subhorizontalizado.

Prancha III.8B – Mesmo afloramento anterior, na parte central do Domo de Brejões, mostrando um enclave de rocha gabro-anortosítica evidenciando também a foliação N15 com mergulho subhorizontalizado.

Ainda com relação aos blastofenocristais, semelhantemente ao observado nas rochas do CH1 e CH2, eles são de mesopertita, quartzo e hornblenda marrom. Estes fenocristais estão imersos numa matriz inequigranoblástica a equigranoblástica, polisaturada a poligonal, xenoblástica a hipidioblástica. De uma maneira geral as rochas CH6 apresentam uma granulação mais grossa que a das rochas das unidades CH1 e CH2.

O quartzo (25 a 70 %) (Tabela III.3), constitui grãos de 0,076 mm a porfiroblastos de 12,35 cm. Estes últimos são xenoblásticos a hipidioblásticos, alongados/estirados, com hábito amebóide (Prancha III.9A). Os grãos de quartzo encontram-se preferencialmente microfraturados, em geral sem preenchimento de outros minerais. Esta fase mineral apresenta inclusões de mesopertita, na maioria das vezes, anédricas a subédricas, quase sempre subarredondadas a arredondadas. Vez por outra se pode observar inclusões de hornblenda marrom, hipidioblástica. Os contatos do quartzo com a mesopertita e com o plagioclásio antipertítico são suturados e com os minerais ferromagnesianos, eles são poligonais.

Tabela III.3 – Composição mineralógica modal dos charnockitos (CH6).

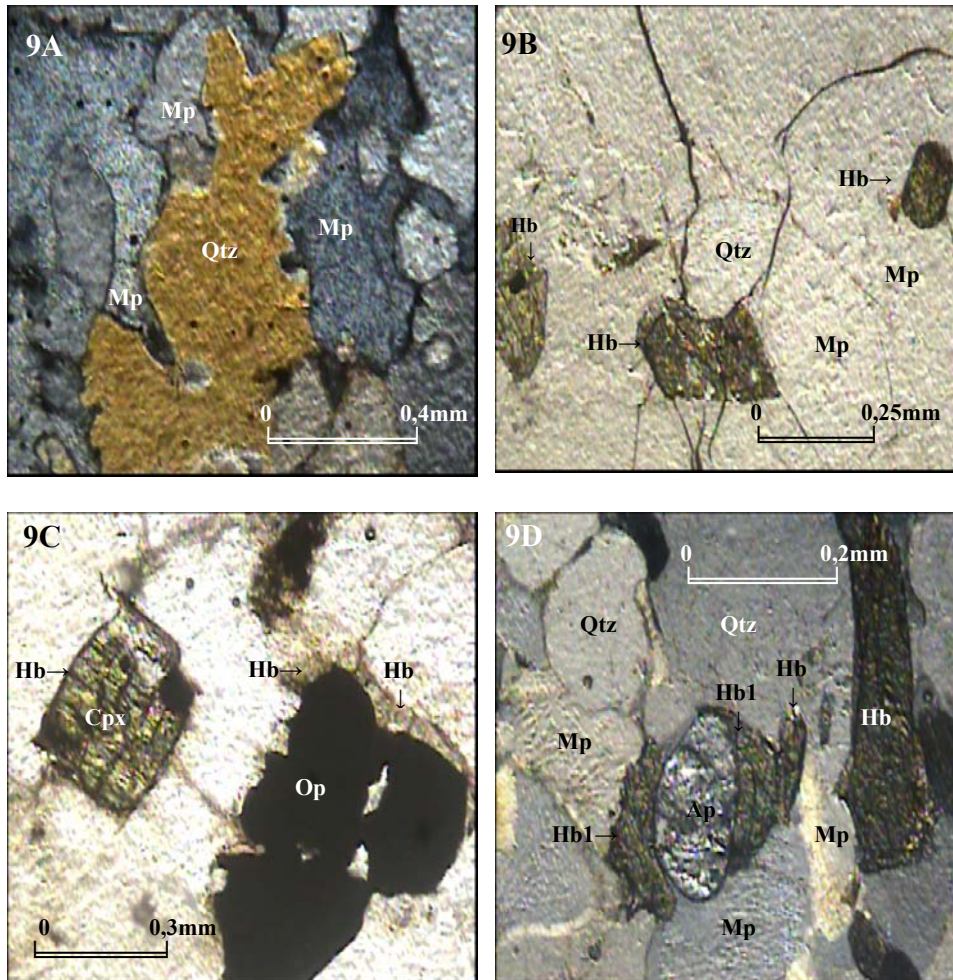
Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
IJ-7A	Mesopertita (65%) e quartzo (35%).	Hornblenda, microclina pertítica, biotita, opacos e mirmequita.	Hornblenda, biotita, opacos e bastita.
IJ-20	Mesopertita (55%), quartzo (40) e hornblenda (4%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, plagioclásio, opacos, apatita, mirmequita e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos e sericita.
JA-48A	Mesopertita (60%), quartzo (37%), hornblenda (2%) e opacos (1%).	Ortopiroxênio e zircão.	Hornblenda e opacos.
JA-50A	Mesopertita (65%), quartzo (26%), hornblenda (4%), opacos (1%) e biotita (1%).	Ortopiroxênio e zircão.	Hornblenda, biotita e opacos.
TA-17	Mesopertita (65%), quartzo (25%), hornblenda (4%), piroxênio alterado (1%), ortopiroxênio (1%) e opacos (1%).	Clinopiroxênio, plagioclásio, granada, mirmequita, zircão e bastita.	Hornblenda, opacos e bastita.
TB-37	Mesopertita (70%) e quartzo (30%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, hornblenda, opacos, mirmequita e bastita.	Hornblenda, opacos, bastita e sericita.
ZI-8C	Quartzo (50%), mesopertita (47%), piroxênio alterado (1%), hornblenda (1%) e opacos (1%)	Plagioclásio, mirmequita, biotita, sericita e bastita.	Hornblenda verde, opacos, biotita, sericita e bastita.

A mesopertita (27 a 70 %) (Tabela III.3) forma grãos xenoblásticos de 0,87mm a porfiroblastos de 7,97 cm. Quando porfiroblastos ocorrem alongados/estirados, com hábito amebóide. Estes grãos alongados/estirados, de maneira análoga aos do CH1 e CH2, se orientam paralelamente aos minerais ferromagnesianos e aos grãos de quartzo, constituindo a

foliação/bandamento das rochas CH6. A mesopertita apresenta-se, algumas vezes, com extinção ondulante e microfraturada, com as fraturas com ou sem preenchimento de muscovita ou de sericita. Observam-se inclusões de quartzo, de plagioclásio, de opacos e de hornblenda marrom. As inclusões de quartzo (0,08 a 0,27 mm) apresentam-se anédricas a euédricas, com contatos sub-arredondados a arredondados, por vezes embainhados. As inclusões de plagioclásio mostram-se geminadas segundo albíta-carlsbad, sendo subarredondadas e com contornos difusos. Por sua vez as inclusões de hornblenda marrom são subédricas a euédricas, de 0,5 mm de comprimento, algumas vezes exibindo película de biotita nas bordas. As inclusões de opacos estão sempre juntas às de quartzo, anteriormente referidas. Os contatos da mesopertita com os outros minerais, variam de suturados até embainhados. A mirmequita e plagioclásio, quando em contato com a mesopertita, apresentam limites suturados. Os contatos da mesopertita com o ortopiroxênio, o clinopiroxênio, a hornblenda, a biotita e os opacos, são de uma maneira geral retilíneos. Entre a mesopertita e os minerais opacos, verifica-se a formação de biotita, acompanhada ou não de quartzo. Este fato também é observado quando o contato é com a hornblenda marrom.

O plagioclásio (inexistente a < 1%) (Tabela III.3), constitui grãos de 0,04 a 1,14 mm. São em geral xenoblásticos, geminados segundo albíta, albíta-carlsbad, embora possam também aparecer sem geminação ou com esta difusa. Estão preferencialmente posicionados nos interstícios da trama mineralógica e esporadicamente inclusos na mesopertita. Nos interstícios, formam aglomerados finos, junto com a mesopertita, o quartzo e a mirmequita. Exibem contatos do tipo suturado. O plagioclásio apresenta-se microfraturados e esporadicamente com extinção ondulante, resultado da deformação a que foram submetidos.

O ortopiroxênio (traço a 2%) (Tabela III.3), constitui grãos de 0,08 a 1,97 mm, xenoblásticos a hipidioblásticos, predominando o último. Às vezes são idioblásticos, quando em cristais de granulação mais fina. Esta fase mineral em geral exibe pleocroísmo, que varia de incolor a cor creme-pálido, mas quando alterada, mostra pleocroísmo mais atenuado, de cor amarelo-claro a marrom-esverdeado. Os ortopiroxênios ocorrem junto aos outros cristais ferromagnesianos, constituindo o bandamento da rocha. Nas bandas mesocráticas, tanto os ortopiroxênios quanto os clinopiroxênios ocorrem inalterados. Quando alterados, transformam-se, através do retrometamorfismo, em anfibólio e bastita (Tabela III.3). Podem ser encontrados raramente como inclusões, subédricas a euédricas, dentro da mesopertita, do quartzo e da hornblenda retrógrada.



Prancha III-9A – Cristal xenoblástico embainhado de quartzo (Qtz) em contato irregular ou interlobado com grãos de mesopertita (Mp), mostrando o desequilíbrio entre as fases minerais. Amostra IJ-17A. Charnockito (CH6). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III-9B – Cristais hipidioblásticos a idioblásticos de hornblenda marrom (Hb) em contato com a mesopertita (Mp) e quartzo (Qtz). Observa-se ainda um pequeno cristal de hornblenda marrom (Hb) incluso num grão de mesopertita (Mp). Esta hornblenda (Hb) foi formada provavelmente por cristalização magmática (primária), preservada do metamorfismo. Amostra JA-48A. Charnockito (CH6). Luz plana. Objetiva de 5x.

Prancha III-9C – Cristal idioblástico de clinopiroxênio (Cpx) parcialmente alterado em hornblenda verde (Hb) a qual esta ocupando também a borda do mineral opaco (Op). Amostra IJ-17A. Charnockito (CH6). Luz plana. Objetiva de 5x.

Prancha III-9D – Cristal hipidioblástico de hornblenda marrom (Hb) associado à apatita (Ap). Percebe-se que há alinhamento entre a apatita (Ap), quartzo (Qtz), mesopertita (Mp) e hornblenda marrom alongada (Hb), constituindo a lineação mineralógica das rochas CH6. Amostra TA-17. Charnockito (CH6). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Nestes ortopiroxênios podem ser encontradas inclusões de quartzo, minerais opacos e biotita, nos casos, do quartzo e dos opacos, elas são anédricas. As inclusões de biotita formam cristais anédricos a subédricos.

O clinopiroxênio (inexistente a $< 1\%$) (Tabela III.3), forma grãos de 0,25 a 0,28 mm, apresentando pleocroísmo fraco em tons variando de incolor a castanho-pálido. Ocorre sob a forma de: (i) cristais individualizados, com bordas de hornblenda retrógrada; (ii) exsoluções no ortopiroxênio; (iii) cristais inclusos na hornblenda esverdeada retrógrada e, (iv) cristais entre minerais opacos e hornblenda, acompanhado de quartzo. São xenoblásticos a hipidioblásticos, por vezes idioblásticos quando em cristais individualizados, estando muitas vezes microfraturados. Quando alterados, as microfraturas e clivagens se transformam em bastita. O contato intercristais predominante é retilíneo.

A hornblenda (traço a 4%) (Tabela III.3), constitui cristais de 0,038 a 1,92 mm, sendo xenoblástica a hipidioblástica, podendo ocorrer ainda sob a forma de cristais euédricos microfraturados (Hb1) (Prancha III.9B). Mostra duas formas distintas de ocorrência: (i) com pleocroísmo em tons de marrom-claro a escuro; e, (ii) com pleocroísmo em tons de amarelo a amarelo-esverdeado. Ocorre como cristais inclusos na mesopertita (Hb1) (Prancha III.9C). A hornblenda orienta-se paralelamente aos cristais de mesopertita e quartzo, sendo alongadas, estiradas e embaiadas. Também se concentram em faixas, associadas ao ortopiroxênio, ao clinopiroxênio, à biotita, aos opacos e à apatita. Observam-se no interior dessa fase mineral, inclusões esporádicas de opacos subédricos a euédricos. Por vez ou outra, observam-se cristais de hornblenda orientadas paralelamente à foliação/bandamento dos charnockitos CH6 (Prancha III.9D). O contato com os outros minerais é preferencialmente retilíneo, exceto nos casos onde ela posiciona-se como bordas de reação associadas ao quartzo e à biotita.

A biotita (inexistente a $< 1\%$) constitui grãos de 0,38 a 1,18 mm, com pleocroísmo em tons amarelo a marrom. Ocorre sob a forma de: (i) palhetas individualizadas, preferencialmente nas faixas onde se concentram os minerais ferromagnesianos, constituindo o bandamento mesocrático da rocha; (ii) cristais inclusos na hornblenda e no quartzo; (iii) simplectítica com o quartzo nas bordas dos piroxênios e dos opacos, e (v) cristais preenchendo as microfraturas dos ortopiroxênios. Seus limites com os outros minerais são do tipo suturado, com exceção, daquelas que ocorrem como minerais individualizados subédricos.

Os opacos (traço a 1%) formam cristais de 0,08 a 1,48 mm de tamanho, são xenoblásticos a hipidioblásticos, algumas vezes idioblásticos. Ocorrem sob a forma de cristais individualizados, parcial a totalmente envolvidos por biotita e hornblenda verde ou, sob a forma de inclusões na hornblenda e nos piroxênios.

A mirmequita (traço) é encontrada na trama mineralógica, preferencialmente presente nos contatos entre a mesopertita e o quartzo.

III.5 - Granulitos *Augen*-Charnoenderbíticos-Charnockitos (CH4).

Os granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) restringem sua ocorrência na parte oeste da Folha de Amargosa, aflorando desde as imediações da cidade de Itaquara até o Posto Serrano, na BR-116 (Rio-Bahia) (Mapa Geológico Anexo). Estes *augen*-charnockitos afloram na forma de pequenos paredões em cortes de estrada e, em pequenos lajedos. São rochas homogêneas, com cores variando de cinza-esverdeados a cinza-escuro, em geral leucocráticas, com porções menores mesocráticas. Macroscopicamente, os granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) mostram textura em *augen*, segundo Higgins (1971), composta de cristais de mesopertita e subordinadamente plagioclásio, imersos em uma matriz, fina a média, constituída de mesopertita, quartzo, anfibólio e subordinadamente, biotita, plagioclásio e piroxênio.

Ao microscópico estas rochas mostram megacristais, granoblásticos, inequigranulares, por vezes tendendo a equigranulares, em geral xenoblásticos. A matriz exhibe cristais mais finos hipidioblásticos a idioblásticos, com contatos intergranulares preferencialmente irregulares ou curvilíneos, embora algumas vezes devido á textura grano-poligonal, possam ser até retilíneo. Em geral os cristais estão microfraturados e algumas deles exibem microdobras suaves marcadas pelos grãos de quartzo e mesopertita alongados. Os *augen*-charnockitos são constituídos por mesopertita (16-69%), quartzo (25-55%), plagioclásio (até 25%), hornblenda (traço a 3%), biotita (traço-2%), ocorrendo subordinadamente o ortopiroxênio e o clinopiroxênio. Os opacos, a mirmequita, a apatita e o zircão são minerais acessórios. Pode-se ainda observar que a hornblenda, a biotita, os opacos e a bastita são minerais retrógrados (Tabela III.4). As composições modais quando projetadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976) situam estas rochas nos campos dos charnoenderbitos e charnockitos (Figura III.5).

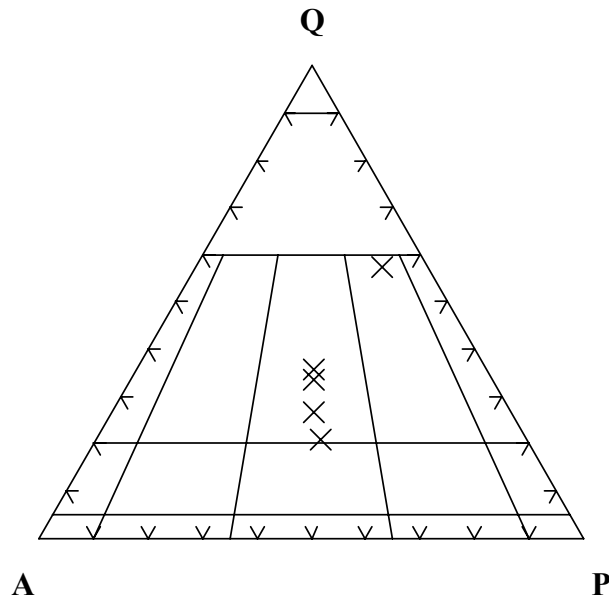
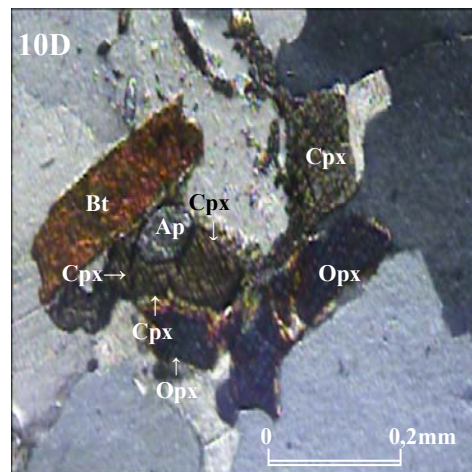
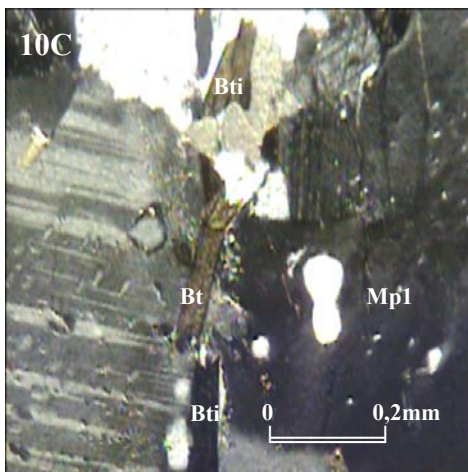
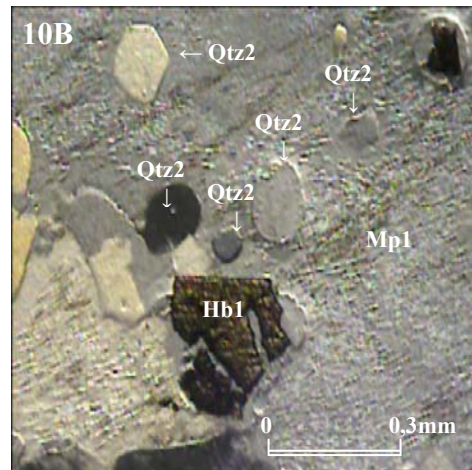
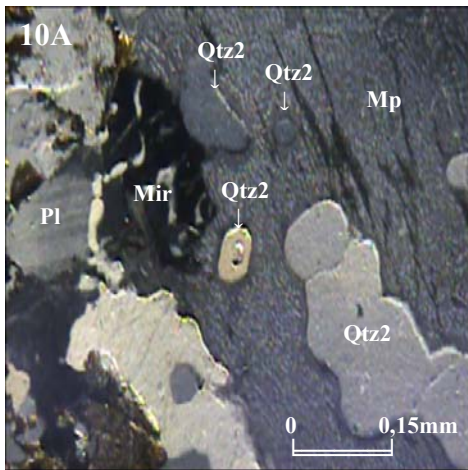


Figura III.5 – Diagrama Q-A-P modal para os granulitos *augen-charnoenderbíticos-charnockíticos* (CH4) (STRECKEISEN, 1976).

O quartzo do CH4 ocorre na forma de megacristais alongados, embainhados, com até 7 cm (Qtz1) e na forma de cristais menores com até 0,2 cm formando, ou inclusões nos outros minerais da trama, ou situados na matriz (Qtz2) (Prancha III.10A). Pode ocorrer como grãos xenomórficos alongados ou não, sempre embainhados (Qtz1). Inclusões de plagioclásio e mesopertita podem ser encontradas nos grãos de quartzo.

A mesopertita apresenta-se na forma de megacristais alongados, embainhados, de até 11,4 cm de comprimento (Mp1), além de cristais menores (1,178 a 0,23 cm) (Mp2), os quais, junto com outros minerais, formam a matriz da rocha. São xenoblásticas (Pranchas III.10B e III.10C). Por vezes observa-se a mesopertita na matriz, transformando-se em microclina. A mesopertita apresenta esporadicamente extinção ondulante, observando-se também inclusões de quartzo (Qtz1) e de plagioclásio, todas xenoblásticas e com os seus contornos difusos. Também são encontradas inclusões de ortopiroxênio e hornblenda, subédricos a euédricos além de palhetas de biotita e de minerais opacos.



Prancha III.10A – Porfiroblasto de mesoperite (Mp) com inclusões embaiadas ou lombadas de quartzo (Qtz2). No contato entre o porfiroblasto e o cristal de plagioclásio nota-se a presença da mirmequita (Mir). Amostra XH-003. Augen-charnockito (CH4). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.10B – Cristal porfiroblástico de mesoperite (Mp1) com inclusões de quartzos anédricos sub-arredondados (Qtz2) a euédricos e hornblenda plutônica (Hb1) (Cpx) idioblástico. Amostra XH-003. Augen-charnockito (CH4). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.10C – Cristal porfiroblástico de mesoperite (Mp1) envolvida por cristais de biotita (Bt) formando a estrutura em *augen* do (CH4). Amostra TA-17. Augen-charnockito (CH4). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.10D – Associação de cristais xenoblásticos a hipidioblásticos de ortopiroxênio (Opx), clinopiroxênio (Cpx) e biotita avermelhada (Bt). Amostra IJ-17A. Augen-charnockito (CH4). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Tabela III.4 – Composição mineralógica modal dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
CHARNO-ENDERBITOS			
TB-04	Quartzo (55%), plagioclásio (25%), mesopertita (16%) e biotita (3%).	Ortopiroxênio, mirmequita, opacos e zircão.	Biotita, opacos e bastita.
CHARNOCKITOS			
BJ-106A	Mesopertita (69%), quartzo (25%), hornblenda (3%) e biotita (2%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, mirmequita, opacos e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos e bastita.
BJ-129	Mesopertita (62%), quartzo (35%), plagioclásio (1%) e hornblenda (2%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, opacos, mirmequita, apatita e zircão.	Hornblenda, biotita, opacos, bastita.
TA-24	Mesopertita (72%), quartzo (20%), plagioclásio (3%), hornblenda (3%) e biotita (2%)	Ortopiroxênio, opacos e mirmequita.	Hornblenda, biotita, opacos e bastita.
TA-27	Mesopertita (63%), quartzo (32%), plagioclásio (1%) e hornblenda (2%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, opacos, zircão, apatita e mirmequita.	Hornblenda, opacos e bastita.

O plagioclásio aparece na forma de cristais xenoblásticos (0,26 a 3,85 cm), geminados segundo a lei da albita, periclina e carlsbad. Às vezes a geminação é nítida, às vezes difusa (Prancha III.10C). Seus contatos com os outros minerais é predominantemente irregular. No caso do limite com mesopertita e quartzo, observa-se também bordas difusas, às vezes com o aparecimento da mirmequita.

O ortopiroxênio ocorre na forma de cristais subédricos a euédricos, variando de 0,06 a 0,35 cm, freqüentemente arrodado por hornblenda e biotita, secundárias e retrógradas. Este mineral é encontrado em associação com clinopiroxênio, hornblenda e biotita. Exsolução de clinopiroxênio nesta fase mineral é raramente observada.

A hornblenda quando em cristais mais grossos ocorre na forma de grãos xenoblásticos a hipidioblásticos, entretanto, quando em cristais menores pode ser idioblástica. O pleocroísmo varia de amarelo a amarelo-esverdeado ou de amarelo-esverdeado a verde-oliva. Seus cristais ocorrem com tamanhos que variam de 0,15 a 1,26 cm. É encontrada como produto de alteração do ortopiroxênio e dos opacos (Hb2), embora ocorra também como inclusões na mesopertita (Mp1) ou no quartzo (Qtz1). Neste considera-se que elas são primárias, plutônicas (Hb1). Observa-se que alguns cristais maiores de hornblenda apresentam o hábito alongado e paralelo à foliação/bandamento da rocha.

O clinopiroxênio aparece na forma de cristais individualizados, pleocróicos, hipidioblásticos a xenoblásticos, com cristais de hornblenda e biotita secundárias ao seu redor.

A biotita forma cristais de tamanhos variando de 0,084 a 48 μm , aparecendo em geral na forma de palhetas paralelas à foliação/bandamento da rocha. O pleocroísmo varia de amarelo levemente amarronzado a marrom. São posicionadas preferencialmente em associação com os minerais ferromagnesianos. Formam cristais individualizados, ou aparece como produto da alteração do ortopiroxênio, da hornblenda ou dos opacos. Pode-se observar palhetas contornando os minerais grossos de mesopertita, ressaltando assim a estrutura em *augen* (Prancha III.10C). Em relação ao contato com as outras fases minerais, ele varia de retilíneo a irregular. Algumas palhetas de biotita ocorrem com a clivagem levemente deformada (Prancha III.10D).

Os opacos são encontrados na forma de grãos, variando de 0,05 a 0,80 μm , sendo xenoblásticos a idioblásticos, ocorrendo preferencialmente em associação com os outros minerais ferromagnesianos.

III.6 - Granulitos Heterogêneos (GH).

O conjunto litológico mais expressivo da área de pesquisa é formado por rochas que foram deformadas, metamorfasadas e, alguns casos, migmatizadas na fácies granulito, durante o evento tectônico-metamórfico paleoproterozóico. Este conjunto, denominado de GH é composto, em essencial, nos granulitos ortoderivados com inclusões de rochas supracrustais paraderivadas. As rochas ortoderivadas são representadas por charnoenderbitos-charnockitos (CHO), enquanto as rochas paraderivadas ocorrem sob a forma de enclaves e *boudins* de granulitos básicos e de rochas supracrustais. Segundo Barbosa (1986), Barbosa & Sabaté (2002, 2003, 2004), essas últimas derivaram de uma cobertura vulcano-sedimentar pretérita, que foi deformada e reequilibrada na fácies granulito. Entre as rochas metasupracrustais destacam-se: (i) bandas de granulitos básicos; (ii) bandas de granulitos ácidos quartzo-feldspáticos; (iv) kinzigitos ou granulitos aluminomagnesianos; (v) metacherts e quartzitos portadores ou não de granada e ortopiroxênio; (vii) níveis de granulitos máficos/ultramáficos serpentinizados; (viii) formações ferríferas bandadas; e, (ix) metagrafititos. Além disso, verificam-se também intrusões de leucocharnockitos com granada e cordierita, sempre associados aos kinzigitos e definidos como granitos tipo 'S' (Barbosa, 1986, Barbosa & Sabaté, 2002, 2003, 2004, Barbosa *et al.* 2005) (Mapa Geológico Anexo).

III.6.1 - Granulitos Heterogêneos Ortoderivados (CHO).

Os granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) ocupam a parte oeste-noroeste da folha de Jaguaquara e a totalidade da porção centro-oeste, da folha de Amargosa (Mapa Geológico Anexo). Suas relações de contato com as outras unidades litoestratigráficas da área são basicamente estruturais. Os contatos com as unidades CH1 e CH2, por exemplo, são grandes zonas de empurrão (*thrusts*), transcorrentes, transpressivas, e também, falhas posteriores de menor extensão. Por outro lado os limites entre as unidades CH4 e CH6, são litológicos (Mapa Geológico Anexo).

Devido à grande espessura de solos da área, os granulitos CHO não estão muito expostos. Eles afloram na forma de grandes lajedos próximos a rios e a riachos, em paredões de cortes de estrada, em pequenas a médias pedreiras, em funcionamento ou abandonadas e, sob a forma de blocos rolados, centimétricos a métricos, posicionados nas encostas das elevações da área (Prancha III.11A).

Os CHO apresentam-se deformados e foliados, em diferentes graus. Quando bastantes deformados (grande plasticidade), os encaves de corpos de granulitos básicos, sob a forma de *boudins* situam-se paralelos à foliação (Prancha III.11B). Outras vezes, estes encaves/*boudins* de granulitos básicos estão dispersos na rocha. Nos afloramentos onde se interpretou a presença de migmatização, nota-se neossomas com ortopiroxênio e restitos de granulitos básicos (Pranchas III.11C e III.11D). Em certos afloramentos ocorrem, além de encaves de granulitos básicos, veios de quartzo-feldspáticos, homogêneos e sem deformação.

As composições modais dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (Tabelas III.5A , III.5B) quando projetadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976) fazem situar estas rochas no campo dos charnoenderbitos e charnockitos (Figura III.6).

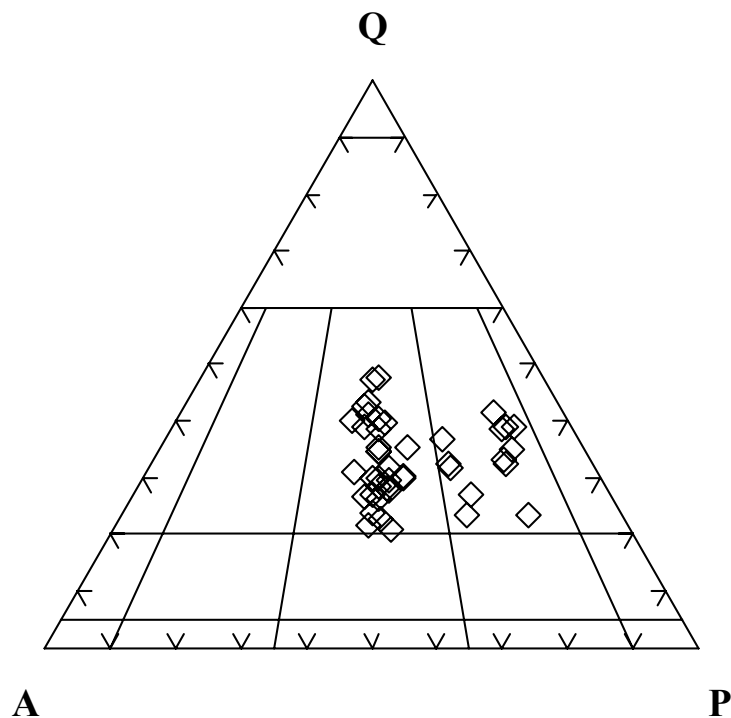


Figura III.6 - Diagrama Q-A-P modal para os granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (STRECKEISEN 1976).

Macroscopicamente estes litotipos exibem cor verde-acinzentada, mostrando bandas leucocráticas intercaladas por bandas mesocráticas, centimétricas a métricas. As primeiras são constituídas por mesopertita, quartzo e subordinadamente plagioclásio (termos charnockíticos) e, plagioclásio, quartzo e subordinadamente mesopertita (termos charnoenderbíticos). As bandas mesocráticas são compostas de piroxênios, anfibólios, biotita e opacos, além do mesopertita e quartzo. Ambos os termos apresentam granulometria variando de média a grossa, embora vez por outra exibam feições finas. Porfiroblastos de mesopertita, quartzo e plagioclásio podem ser notados raramente. Na foliação da rocha os minerais ocorrem orientados e recristalizados, produto do evento granulítico.



Prancha III.11A - Afloramento de granulito heterogêneo ortoderivado (CHO), nas margens da estrada BA-891 (antiga pedreira), apresentando foliação com orientação N20° e mergulho subvertical.

Prancha III.11B - O mesmo afloramento anterior, mostrando faixas e diques de granulitos básicos, com a mesma foliação N20° e mergulho subvertical.



Prancha III.11C – Afloramento de granulito heterogêneo ortoderivado (CHO), na margem da estrada BA-891 (antiga pedreira), apresentando foliação com orientação N20° e mergulho subvertical. Observa-se nos granulitos (CHO) a presença de corpos *boudinados* de granulito básico. Os núcleos desses *boudins* são anfíbolitos sem ortopiroxênios, entretanto, na borda, devido ao contato com os granulitos charnockíticos, verifica-se na qual o granulito básico “cede” as encaixantes material ferro-magnesiano para os corpos, formando-se nestas os ortopiroxênios (metamorfismo progressivo). A foliação é N20° com mergulho 85 para SE.

Prancha III.11D – Mesmo afloramento anterior mostrando no granulito básico, flancos de dobras rompidas e níveis boudinados, mantendo a mesma foliação com mergulho subvertical.

Microscopicamente os granulitos apresentam textura granoblástica, suturada e, algumas vezes poligonal. Mostram-se preferencialmente inequigranulares, a equigranulares, em geral xenoblásticos. Entretanto as formas dos piroxênios, anfibólio, biotita e opacos podem também ser hipidioblásticas a idioblásticas. Em função disso os contatos podem variar desde irregulares ou curvilíneos a interlobados, chegando a alguns casos até retilíneo.

Os granulitos charnoenderbíticos são constituídos por plagioclásio antiperitítico (35-45%) (An₂₅₋₃₀), quartzo (20-39%), mesoperitita (17-27%), ortopiroxênio (inexistente-7%), clinopiroxênio (inexistente-6%), hornblenda (inexistente-4%), biotita (inexistente-3%) e opacos (traço-3%). Como minerais acessórios estão presentes o zircão, a apatita e a mirmequita. Apresentam-se como minerais oriundos do retrometamorfismo, a hornblenda verde, a biotita, a microclina intersticial e a bastita (Tabelas III.5A , III.5B).

Os termos charnockíticos são constituídos de mesoperitita (35-77%), quartzo (20-45%), plagioclásio antiperitítico ou não (inexistente-28%) (An₂₅₋₃₀), ortopiroxênio (inexistente-8%), clinopiroxênio (inexistente-5%), hornblenda (inexistente-7%), biotita (inexistente-6%) e os opacos (traço-3%). Como minerais acessórios o zircão, apatita e mirmequita são os principais. A muscovita, a clorita e a bastita são os minerais retrógrados (Tabelas III.5A , III.5B). Observa-se a existência de pequenos cristais de muscovita e epidoto nos feldspatos, além de minúsculos cristais de tremolita posicionados nas bordas da hornblenda. A presença desses pequenos cristais de muscovita e epidoto é interpretada como produtos da alteração dos feldspatos. Por sua vez, à existência de minúsculos cristais de tremolita, posicionados na borda das hornblenda leva a interpretar que esta fase mineral foi desenvolvida durante o processo de retrometamorfismo. Barbosa *et al.* (2001, 2003), utilizando o diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), e plotando os dados químicos mais representativos desses granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) e dos seus migmatitos, estes autores concluíram que a dispersão dos pontos encontrados no referido diagrama foi provavelmente produto do processo de fusão parcial incipiente a que estas rochas sofreram durante a migmatização.

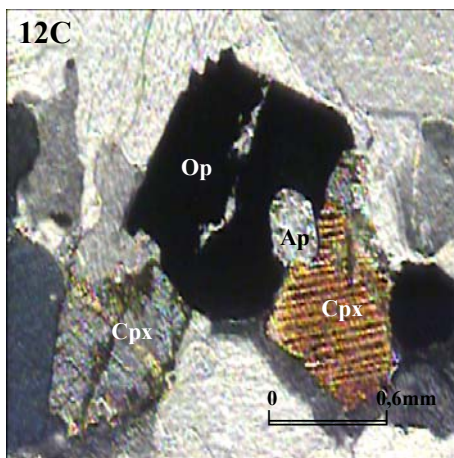
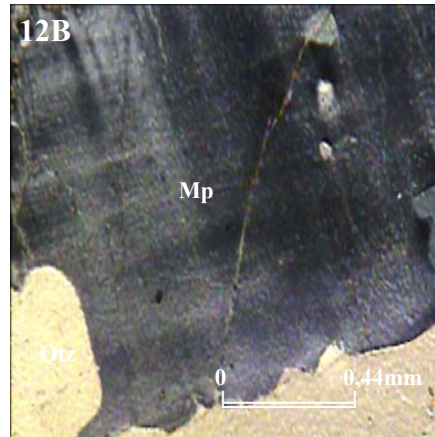
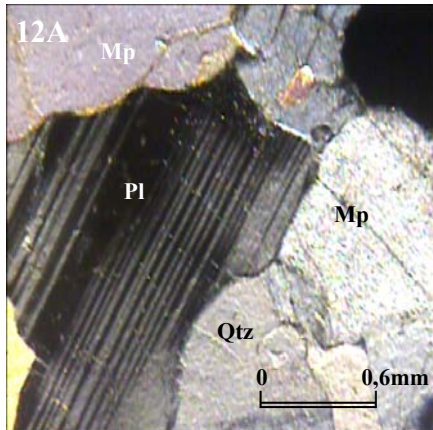
O plagioclásio ocorre na forma de xenoblastos de (0,34 a 1,03 cm) até porfiroblastos de 6,46 cm, podendo apresentar ou não geminação. Quando ela está presente, é do tipo albita, carlsbad e periclina. Os contatos como os outros minerais são irregulares em geral lobados a embainhados, passando a retilíneo com os minerais ferromagnesianos (Prancha III.12A).

Tabela III.5A - Composição mineralógica modal dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) do (GH).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
GRANULITOS CHARNOENDERBÍTICOS			
25B	Plagioclásio (35%), quartzo (39%), mesopertita (20%), ortopiroxênio (3%), biotita (2%), e opacos (1%).	Zircão e apatita.	Bastita e biotita.
211A	Plagioclásio (40%), quartzo (33%) e mesopertita (27%).	Biotita e opacos	Biotita.
BJ-56C	Plagioclásio (36%), quartzo (35%), mesopertita (20%), ortopiroxênio (4%), biotita (2%), hornblenda (1%) e opacos (1%).	Zircão.	Hornblenda e biotita.
BJ-64A	Plagioclásio (39%), quartzo (32%), mesopertita (21%), ortopiroxênio (7%) e opacos (1%).	Clinopiroxênio e mirmequita.	Bastita.
BJ-81B	Plagioclásio (38%), quartzo (36%), mesopertita (18%), ortopiroxênio (4%), biotita (3%) e clinopiroxênio (1%).	Opacos, zircão e apatita.	Bastita e biotita.
BJ-126A	Plagioclásio (40%), quartzo (36%), mesopertita (17%), ortopiroxênio (2%), biotita (1%) e opacos (1%).	Mirmequita, apatita e zircão.	Biotita e bastita.
BJ-247A	Plagioclásio (45%), quartzo (32%), mesopertita (18%), ortopiroxênio (2%), clinopiroxênio (1%), biotita (1%) e hornblenda (1%).	Opacos e zircão.	Hornblenda, biotita e bastita.
JB-04	Plagioclásio (38%), quartzo (30%), mesopertita (25%), biotita (3%), clinopiroxênio (2%) e opacos (1%).	Hornblenda, ortopiroxênio, opacos, apatita e mirmequita.	Hornblenda e biotita.
YJ-65	Plagioclásio (41%), mesopertita (25%), quartzo (20%), clinopiroxênio (6%), hornblenda (4%), opacos (3%) e ortopiroxênio (1%).	Mirmequita.	Hornblenda.
GRANULITOS CHARNOCKÍTICOS			
25C	Mesopertita (35%), quartzo (34%), mirmequita (1%) e opacos (1%).	Plagioclásio e biotita.	Biotita e clorita.
210B	Mesopertita (44%), quartzo (29%), plagioclásio (9%), ortopiroxênio (8%), clinopiroxênio (4%), hornblenda (5%) e opacos (1%).	Biotita e mirmequita.	Hornblenda, biotita e bastita.
210C	Mesopertita (60%), quartzo (30%), plagioclásio (10%).	Hornblenda, microclina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, muscovita e mirmequita.	Hornblenda, muscovita e bastita.
212	Mesopertita (65%), quartzo (35%)	Plagioclásio, opacos e mirmequita.	
232C	Mesopertita (68%), quartzo (27%), biotita (5%).	Ortopiroxênio, plagioclásio, mirmequita, opacos e muscovita.	Biotita, muscovita.
239D	Mesopertita (60%), quartzo (38%) e ortopiroxênio (2%)	Plagioclásio, mirmequita, opacos, zircão e apatita.	Bastita.
245A	Mesopertita (61%), quartzo (30%), plagioclásio (5%), biotita (3%) e mirmequita (1%).	Opacos.	Biotita.
267B	Mesopertita (49%), quartzo (22%), plagioclásio (4%), ortopiroxênio (3%), biotita (5%) e hornblenda (3%)	Opacos, zircão e apatita.	Hornblenda, biotita e bastita.
BJ-104D	Mesopertita (70%), quartzo (30%).	Hornblenda e clinopiroxênio.	Hornblenda e bastita.
BJ-109B	Mesopertita (70%), quartzo (30%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, biotita, mirmequita e opacos.	Biotita e bastita.
BJ-131E	Mesopertita (42%), quartzo (30%), plagioclásio (23%), clinopiroxênio (2%), ortopiroxênio (1%), hornblenda (1%) e biotita (1%).	Opacos e mirmequita.	Hornblenda, biotita e bastita
BJ-149A	Mesopertita (60%), quartzo (21%), plagioclásio (1%), hornblenda (7%), biotita (2%).	Ortopiroxênio e opacos	Hornblenda e biotita.

Tabela III.5B - Composição mineralógica modal dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) do (GH).

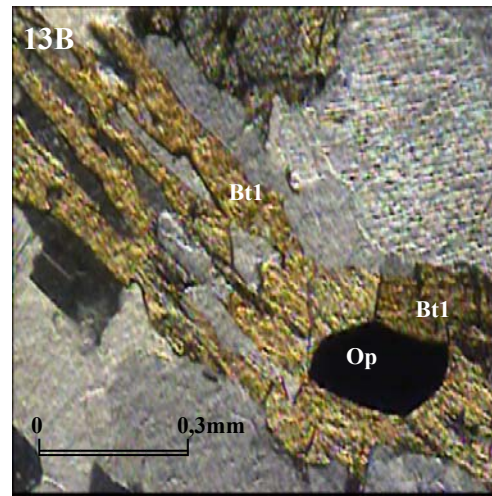
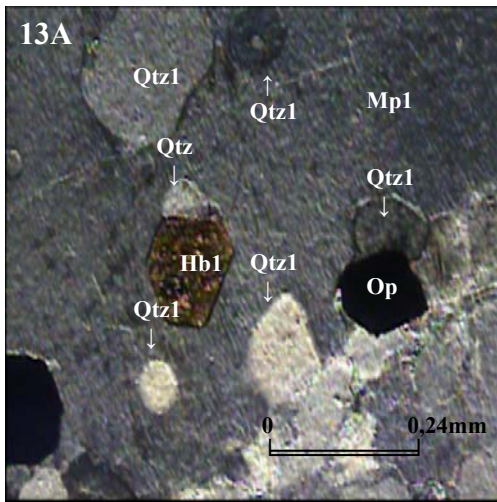
Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
GRANULITOS CHARNOCKÍTICOS			
BJ-166A	Mesopertita (64%), quartzo (25%), biotita (6%), opacos (2%), ortopiroxênio (1%).	Clinopiroxênio, plagioclásio, hornblenda, apatita e mirmequita.	Hornblenda e biotita.
BJ-188A	Mesopertita (39%), quartzo (28%), plagioclásio (20%), ortopiroxênio (7%), hornblenda (2%), biotita (2%) e mirmequita (1%).	Opacos.	Bastita
BJ-195A	Mesopertita (58%), quartzo (38%), biotita (3%) e opacos (1%).	Plagioclásio e hornblenda.	Hornblenda, biotita e clorita.
BJ-216A	Mesopertita (56%), quartzo (28%), plagioclásio (9%), hornblenda (3%), biotita (3%) e mirmequita (1%).	Ortopiroxênio, opacos.	Biotita, hornblenda e bastita.
BJ-220A	Mesopertita (70%), quartzo (22%), hornblenda (5%) e opacos (3%).	Mirmequita.	Hornblenda e biotita.
BJ-224A	Mesopertita (62%), quartzo (33%) e ortopiroxênio (5%)	Plagioclásio, mirmequita, opacos e zircão.	Bastita.
BJ-258B	Mesopertita (47%), quartzo (42%) e opacos (1%).	Ortopiroxênio, plagioclásio, hornblenda e zircão.	Hornblenda
JB-7	Mesopertita (77%), quartzo (22%) e mirmequita (1%).	Plagioclásio, biotita e opacos.	Biotita, clorita.
TB-11	Mesopertita (55%), quartzo (38%), plagioclásio (2%), ortopiroxênio (3%) e opacos (2%).	Clinopiroxênio, hornblenda e mirmequita.	Hornblenda e bastita.
TB-14	Mesopertita (50%), quartzo (45%), clinopiroxênio (3%), ortopiroxênio (1%).	Opacos e mirmequita.	Bastita.
XH-003	Mesopertita (71%), quartzo (20%), plagioclásio (6%) e hornblenda (3%).	Ortopiroxênio, biotita, mirmequita, opacos, zircão e apatita.	Hornblenda, biotita e bastita.
ZI-01	Mesopertita (40%), plagioclásio (25%), quartzo (20%), clinopiroxênio (3%), hornblenda (1%) e opacos (1%).	Ortopiroxênio e mirmequita e apatita.	Hornblenda e bastita.
ZI-04	Mesopertita (39%), plagioclásio (20%), quartzo (34%), clinopiroxênio (5%), ortopiroxênio (1%) e opacos (1%).	Hornblenda e opacos.	Hornblenda e bastita.
YJ-50	Mesopertita (68%), quartzo (25%), hornblenda (3%), opacos (2%).	Ortopiroxênio e mirmequita.	Hornblenda.
YJ-51A	Mesopertita (60%) e quartzo (40%).	Hornblenda, opacos e muscovita.	Hornblenda.
YJ-51B	Mesopertita (59%) e quartzo (41%)	Hornblenda, opacos e mirmequita.	Hornblenda.
YJ-52	Mesopertita (58%), quartzo (45%), hornblenda (4%) e ortopiroxênio (2%).	Opacos.	Hornblenda.
YJ-53	Mesopertita (72%), quartzo (20%), hornblenda (5%), opacos (3%), óxido de ferro (1%).	Ortopiroxênio.	Hornblenda.
YJ-54	Mesopertita (52%), quartzo (40%), hornblenda (5%) e opacos (3%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio e apatita.	Hornblenda.
YJ-55	Mesopertita (62%), quartzo (30%), clinopiroxênio (5%), opacos (2%) e hornblenda (1%).	Ortopiroxênio e mirmequita.	Bastita.
YJ-56	Mesopertita (40%), plagioclásio (28%), quartzo (25%), clinopiroxênio (5%) e opacos (2%).	Ortopiroxênio, hornblenda, microclina, mirmequita e apatita.	Hornblenda e microclina.
YJ-58	Mesopertita (57%), quartzo (37%), hornblenda (3%), clinopiroxênio (1%) e opacos (2%).	Ortopiroxênio.	Hornblenda e bastita.
YJ-63	Mesopertita (60%), quartzo (25%), plagioclásio (5%), clinopiroxênio (5%), ortopiroxênio (1%), hornblenda (2%) e opacos (2%).	Mirmequita e apatita.	Hornblenda e bastita.
YJ-64	Mesopertita (69%), quartzo (25%), hornblenda (5%) e opacos (1%).	Ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e mirmequita.	Hornblenda.
YJ-66	Mesopertita (71%), quartzo (26%), clinopiroxênio (1%) e opacos (2%).	Ortopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e mirmequita.	Hornblenda e bastita.



Prancha III.12A - Cristal xenoblástico de plagioclásio (Pl), geminado, em contato lobado ou embainhado com o quartzo (Qtz) e mesopertita (Mp). Amostra YJ-56. Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.12B – Cristal de mesopertita (Mp) com leve geminação de microclina. Amostra 210C. Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.12C – Cristais hipidioblásticos de clinopiroxênio (Cpx) geminados em associação com mineral opaco (Op) e apatita (Ap). Ambos os grãos de clinopiroxênio (Cpx) apresentam-se geminados. Amostra YJ-55. Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.



Prancha III.13A – Cristal idioblástico de hornblenda marrom primária (Hb1) incluída no grão de mesopertita (Mp1). Cristais subarredondados de quartzo (Qtz1) também são encontrados incluídos na mesopertita (Mp1). Amostra IJ-17A. Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.13B – Grande cristal em forma de palheta de biotita (Bt1) com inclusão de mineral opaco (Op). Granulito heterogêneo ortoderivado (CHO). Amostra YJ-55. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

O quartzo ocorre sob forma de grãos xenoblásticos de 1,82 cm a de 8,86 cm, possuindo contatos irregulares lobados a embainhados, com a mesopertita e o plagioclásio. Observa-se também que alguns grãos maiores de quartzo constituem aglomerados de cristais menores dessa fase mineral. Esta configuração pode ter sido produto da deformação dútil, que produziu subgrãos no cristal maior (textura heterogranoblástica).

A mesopertita ocorre na forma de grãos xenoblásticos com dimensões de 2,47 cm até porfiroblastos de 13,3 cm. Seus contatos variam de irregulares a embainhados, sobretudo com os cristais de quartzo e plagioclásio. Com os ferromagnesianos eles tendem a serem retilíneos. Observa-se algumas vezes a mesopertita transformando-se em microclina antipertítica (Prancha III.12B).

O ortopiroxênio ocorre sempre associado a clinopiroxênios, hornblenda, biotita e opacos (Prancha III.12C). Aparecem na forma de grãos xenoblásticos a idioblásticos com tamanhos variando de 0,19 a 1,52 cm, alterados ou não para bastita. Observa-se também que alguns ortopiroxênios exibem nas suas bordas, hornblenda verde retrógrada. Seus contatos com os outros minerais são do tipo irregular a retilíneo.

O clinopiroxênio (0,49-0,98 cm) está sempre associado aos outros minerais ferromagnesianos, sendo encontrado como grãos xenoblásticos a idioblásticos, por vezes geminados (Prancha III.12C). Seus contatos com eles são preferencialmente do tipo retilíneo.

A hornblenda ocorre como grãos xenoblásticos a idioblásticos de 0,57-2,5 cm de dimensões. Apresenta pleocroísmo que varia de verde-claro a escuro ou de amarelo-esverdeado a marrom. Seus contatos variam de irregulares/embainhados a retilíneos. Ela sempre é encontrada associada aos outros minerais ferromagnesianos ou como mineral individualizado. A hornblenda ocorre também como produto de alteração nas bordas dos piroxênios e opacos (Prancha III.13A).

A biotita apresenta-se na forma de cristais xenoblásticos, constituindo palhetas de até 2,66 cm. São cristais pleocróicos, com coloração variando de castanho a castanho-escuro e de castanho a castanho-avermelhado. Exibem contatos retilíneos na sua maior parte, sobretudo devido às deformações penetrativas que as situam paralelamente à foliação/bandamento da rocha (Prancha III.13B). Além de palhetas individuais, podem ocorrer inclusas nos piroxênios ou como produto de alteração retrógrada nas bordas dos mesmos ou nas bordas de anfibólios e de opacos. Deve-se

destacar que, vez por outra, nota-se que as palhetas de biotita deformadas, estão levemente microdobradas e com extinção ondulante.

A mirmequita ocorre na forma de grãos xenoblásticos, finos a médios, com contatos irregulares a embainhados, preferencialmente com o plagioclásio e a mesoperita. Em alguns casos é em geral acessória, mas pode chegar a até 1% da moda da rocha (Tabelas III.5A , III.5B).

III.6.2 – Granulitos Heterogêneos Paraderivados.

III.6.2.1 – Bandas, Encraves e *Boudins* de Granulitos Básicos.

Os granulitos básicos que segundo Barbosa (1986,1990) são frutos do metamorfismo de basaltos e basaltos andesíticos, ocorrem na área na forma de bandas ou leitos claramente paralelizados com a foliação/bandamento, ou como encraves e *boudins* de tamanhos variáveis, desde centimétricos a métricos, dentro dos granulitos charnoenderbíticos-charnockíticos (CHO). Ocorrem também associadas com as supracrustais, sempre concordantes com a deformação regional. Quase nunca são encontrados nos granulitos enderbíticos-charnockíticos do CH1 e CH2. Seus melhores afloramentos aparecem a norte da cidade de Ubaíra, a leste e oeste do povoado de Engenheiro França, a sul da cidade de Santa Inês, a leste da cidade de Cravolândia, a sul da cidade de Jequiçá, a leste da cidade de Amargosa e também, ao redor do Domo de Brejões (Mapa Geológico Anexo).

Estudos petrográficos nos granulitos básicos mostram texturas granuloblásticas muitas vezes poligonais, onde os contatos entre plagioclásio e piroxênio são predominantemente retos. São compostos de plagioclásio antiperítico (40-60%) An (30-35%), ortopiroxênio e clinopiroxênio (20-40%), hornblenda marrom-esverdeada e biotita avermelhada (10-20%). Os minerais acessórios mais comuns são a ilmenita, apatita, zircão e o quartzo (Tabela III.6). Observa-se muitas vezes o desenvolvimento de hornblenda esverdeada e simplectitos de biotita e quartzo ao redor de piroxênios, bem como palhetas de biotita ou películas de hornblenda na periferia dos opacos, indicando que processos retrometamórficos atuaram nessas rochas.

Tabela III.6 – Composição mineralógica modal das bandas, encaves e *boudins* dos granulitos básicos do (GH).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
BJ-189A	Plagioclásio (46%), ortopiroxênio (12%), clinopiroxênio (20%), hornblenda (10%), biotita (9%), opacos (2%) e quartzo (1%).		Hornblenda, biotita e bastita.
BJ-258A	Ortopiroxênio (33%), clinopiroxênio (30%), plagioclásio (7%) e hornblenda (30%).	Opacos.	
BJ-239A	Plagioclásio An (30-35) (47%), ortopiroxênio (22%), clinopiroxênio (20%), hornblenda (9%) e opacos (1%)	Quartzo.	Hornblenda.
BJ-56A	Plagioclásio (52%), ortopiroxênio (24%), clinopiroxênio (21%), hornblenda (4%) e opacos (1%)	Quartzo e biotita.	Biotita
BJ-36B	Plagioclásio (49%), Ortopiroxênio (20%), clinopiroxênio (18%), hornblenda (12%) e biotita (10%).	Opacos e quartzo.	Hornblenda, biotita e bastita.
EJ-29A	Plagioclásio (50%), clinopiroxênio (28%), ortopiroxênio (20), quartzo (1%) e opacos (1%).	Hornblenda.	Hornblenda, opacos e bastita.
EJ-29B	Plagioclásio (45%), clinopiroxênio (22%), ortopiroxênio (18%), quartzo (10%) e opacos (5%).	Hornblenda.	Hornblenda
IJ-14B	Plagioclásio (65%), clinopiroxênio (20%), ortopiroxênio (8%), quartzo (6%), opacos (1%)	Biotita	Biotita e bastita.
IJ-16A	Ortopiroxênio (54%), clinopiroxênio (37%), plagioclásio (8%) e mica incolor a amarelo forte (1%).		Muscovita.
JB-03	Plagioclásio An (30-32) (55%), ortopiroxênio (8%), clinopiroxênio (1%), hornblenda (30%), opacos (3%) e quartzo (1%).	Biotita.	Hornblenda e biotita.
JB-10	Plagioclásio (48%), Ortopiroxênio (28%), clinopiroxênio (9%), biotita (14%) e opacos (1%).	Quartzo.	Opacos e biotita.
YJ-59B	Plagioclásio (45%), ortopiroxênio (25%), clinopiroxênio (16%), quartzo (10%), opacos (3%) e biotita (1%).	Zircão.	Biotita e opacos.
YJ-59D	Plagioclásio (42%), Ortopiroxênio (30%), clinopiroxênio (25%), hornblenda (1%) e opacos (2%).	Quartzo.	Hornblenda e opacos.
XH-151	Plagioclásio (55%), ortopiroxênio (24%), clinopiroxênio (16%), hornblenda (3%) e opacos (2%).	Biotita, zircão e apatita.	Hornblenda, biotita e opacos.
ZI-7A	Ortopiroxênio (50%), clinopiroxênio (49%) e opacos esverdeados (1%).	Bastita	Opacos e bastita.
210A	Plagioclásio (30%), mesopertita (10%), hornblenda (47%), biotita (10%), piroxênio alterado (5%) e opacos (2%).	Quartzo e mirmequita.	Hornblenda e bastita.
232B	Plagioclásio (55%), ortopiroxênio (25%) e clinopiroxênio (19%) e opacos (1%).	Biotita e quartzo.	Biotita.
275	Plagioclásio An (35-37) (48%), clinopiroxênio (22%), ortopiroxênio (15%), hornblenda (12%), opacos (1%) e quartzo (2%).	Biotita	Hornblenda e biotita.

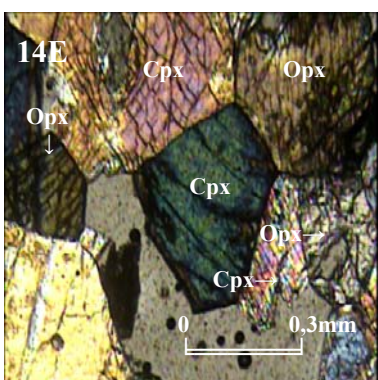
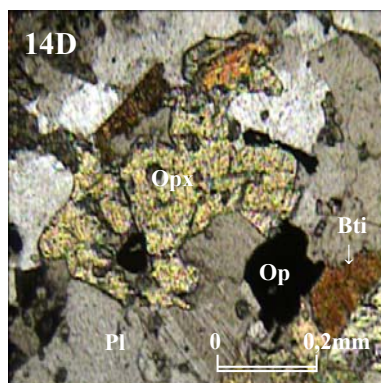
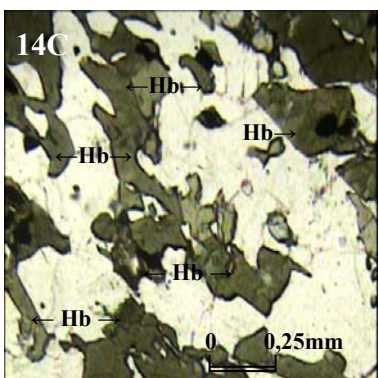
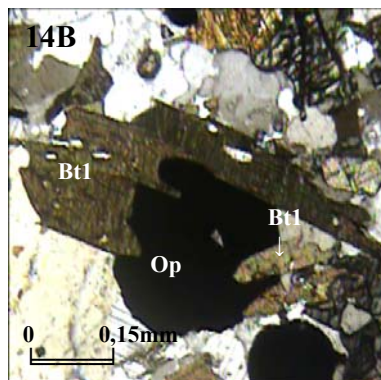
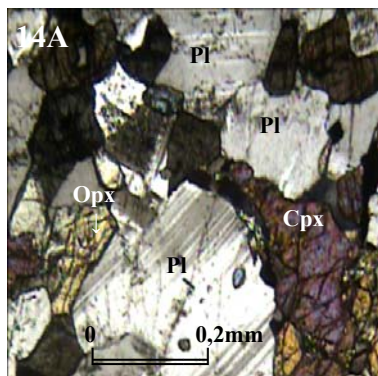
A oeste do povoado de Engenheiro França, os granulitos básicos mostram-se ricos em biotita e hornblenda (Mapa Geológico Anexo e Tabela III.6). Ao microscópio, observa-se que estas fases minerais encontram-se nas bordas de piroxênios e opacos. Raramente são vistos pequenos grãos de

microclina perítica. Esta última pode ser sida fruto de metassomatismo potássico que, vez por outra, se observa no contato dos granulitos básicos com suas encaixantes charnoenderbíticas-charnokíticas do CHO.

As bandas de granulitos básicos exibem granulação fina a média, cristais equigranulares a inequigranulares, com textura granoblástica poligonal embora os contatos sejam às vezes suturados. Nas bordas os ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, plagioclásio e quartzo quando alongados apresentam-se orientados paralelamente a foliação da rocha. Os granulitos básicos que ocorre sob a forma de bandas são, essencialmente, constituídos de plagioclásio (7 a 65%), ortopiroxênio (8 a 54%), clinopiroxênio (1 a 49%), hornblenda marrom-esverdeada (traço a 47%), biotita vermelha titanífera (traço a 14%) e subordinamente quartzo (traço a 6%) (Tabela III.6). Os minerais opacos, zircão, apatita, biotita e bastita são minerais acessórios, os dois últimos podendo ser considerados retrógrados. Os cristais maiores são predominantemente os plagioclásios que formam às vezes cristais xenoblásticos. Os enclaves e *boudins* de granulitos básicos são compostos de plagioclásio (40-60%) An (30-35%), de ortopiroxênio e clinopiroxênio (20-40%), de hornblenda e de biotita (10-20%).

Em alguns enclaves e *boudins* básicos, localizados dentro dos charnoenderbitos-charnockitos ortoderivados (CHO), nas suas bordas, observam-se auréolas centimétricas ricas em ortopiroxênio, fase mineral que não aparece nos seus núcleos. Isto poderia ser consequência do metamorfismo granulítico progressivo. Ainda sobre as bordas desses *boudins* básicos, nesses mesmos afloramentos, ocorrem mobilizados quartzo-feldspáticos grossos contendo grandes cristais de ortopiroxênio, os quais devem ter sido formados no pico do metamorfismo granulítico após o fim das deformações dúcteis.

O plagioclásio (30-65%) (Tabela III.6) mostra geminação albita, periclina e carlsbad, às vezes de forma nítida, às vezes de foram difusa (Prancha III.14A). O clinopiroxênio (traço-49%) (Tabela III.6) forma grãos xenoblásticos a hipidioblásticos mostrando pleocroísmo de incolor a acastanhado pálido. O ortopiroxênio (5-50%) (Tabela III.6) constitui grãos hipidioblásticos a xenoblásticos. Observa-se vez por outra dentro desse mineral exsoluções de opacos, palhetas de biotita e bastita (Prancha 14D). O contato entre o ortopiroxênio e clinopiroxênio é preferencialmente poligonal, indicando equilíbrio entre as fases (Prancha III.14E). A biotita (inexistente-14%) (Tabela III.6) na maioria das vezes ocorre na forma de palhetas, apresentando-se pleocróica, de castanho a castanho-avermelhado (Prancha III.14B). A hornblenda (traço-30%) (Tabela III.6) constitui cristais



Prancha III.14A – Cristal de xenoblástico de plagioclásio (Pl) geminado, em contato irregular ou curvilíneo com ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx). Amostra YJ-59B Granulito básico. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.14B – Cristal de biotita (Bt1) na borda do mineral opaco (Op). Amostra YJ-59B. Granulito básico. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.14C – Cristais xenoblásticos alinhados de hornblenda verde (Hb). Amostra YJ-55. Charnockito. Luz Plana. Objetiva de 5x.

Prancha III.14D – Cristal idioblástico de ortopiroxênio (Opx). Amostra YJ-59B. Granulito básico. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.14E – Cristais de ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) perfazendo um mosaico poligonal. Amostra YJ-55. Granulito básico. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

hipidioblásticos a xenoblásticos. É pleocróica, com cor variando do marrom-claro ao verde, também claro (Prancha III.14C).

III.6.2.2 - Bandas de Granulitos Quartzo-Feldspáticos.

As bandas de granulitos quartzo-feldspáticos ocorrem intercaladas, não somente com os granulitos básicos anteriormente descritos, mas também, com quartzitos, grafititos, granulitos kinzigíticos e formações ferríferas (Mapa Geológico Anexo). São de cor clara esbranquiçada, relativamente homogênea e de espessuras variáveis, desde centimétricas a métricas. Macroscopicamente estas bandas exibem uma textura milonítica recristalizada, com cristais de quartzo alongados, paralelos à foliação, embora por vezes mostrem uma textura gráfica.

Microscopicamente apresentam textura média, granoblástica, inequigranular a equigranular. Os contatos intergranulares são do tipo irregular ou lobado. Basicamente estas bandas são compostas de: (i) quartzo (20-50%), plagioclásio antipertítico (40%) An (25-30%) e rara mesopertita (5-10%) ou de (ii) quartzo (20-50%), mesopertita-microclina pertítica (50-60%) e raro plagioclásio (5-10%). Os minerais acessórios são os opacos, o ortopiroxênio, o clinopiroxênio, a hornblenda, a biotita e a granada. A sericita é o mineral retrógrado mais comum. Esporadicamente observa-se a presença de pequenos cristais de plagioclásio e de microclina, posicionados entre os minerais da paragênese principal acima citada, sendo estes pequenos cristais considerados retrógrados. Segundo Barbosa *et al.*, (2001, 2003), a determinação da natureza original dessas rochas é complexa: quando estas bandas possuem alta percentagem de mesopertita, eles interpretaram como aplitos graníticos, devido a semelhança entre suas composições químicas, mas, por outro lado, quando a quantidade de plagioclásio antipertítico é elevada, essas bandas de granulitos quartzo-feldspático podem ser consideradas como dacitos ou tonalitos, que foram tectonicamente imbricados com as outras rochas, em função de intensa deformação que atingiu estas rochas contemporânea ao metamorfismo granulítico.

III.6.2.3 - Granulitos Kinzigíticos ou Granulitos Alumino-Magnesianos.

Os granulitos kinzigíticos ou granulitos alumino-magnesianos ocorrem preferencialmente intercalados com bandas de granulitos quartzo-feldspáticos granatíferas e, algumas vezes, com

granulitos básicos, embora, possam estar também associados a quartzitos e formações ferríferas. São nos domínios dos granulitos kinzigíticos onde aparecem, vez por outra, leucocharnockitos com cordierita e granada descritos mais adiante. Os melhores afloramentos dos granulitos kinzigíticos situam-se ao sul da cidade de Santa Inês, ao redor do Domo de Brejões (Folha de Amargosa), bem como ao norte de povoado de Água Vermelha ou Campo Largo e, a sul do povoado de Baixão de Ipiúna (Folha de Jaguaquara) (Mapa Geológico Anexo).

Os granulitos kinzigíticos ou alumino-magnesianos ocorrem na forma de bandas avermelhadas, com espessuras centimétricas a métricas, deformadas e foliadas. Em alguns afloramentos observa-se migmatização, onde as bandas de granulitos quartzo-feldspáticos granatíferas aparecem bem recristalizadas, com textura pegmatóide, e a granada é claramente idioblástica.

Microscopicamente, esses granulitos apresentam textura granoblástica, inequigranular, por vezes equigranular, exibindo contatos entre as fases minerais, do tipo irregular ou lobado. Entretanto, em algumas amostras foi observada textura milonítica, marcada pela orientação dos cristais minerais lamelares ou fibrosos, do tipo biotita e silimanita.

Tabela III.7 - Composição mineralógica modal dos granulitos kinzigíticos ou alumino-magnesianos do (GH).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
TN-001	Granada (35%), quartzo (30%), plagioclásio An ₄₅ (15%), cordierita (10%), biotita (6%) e silimanita (4%).	Opacos, apatita, zircão e grafita.	
TN-003	Granada (36%), quartzo (30%), plagioclásio An ₄₂ (14%), biotita (10%), cordierita (9%) e opacos (2%).	Zircão e grafita.	Biotita.
TN-004	Granada (40%), quartzo (22%), plagioclásio An ₄₀₋₄₅ (17%), cordierita (12%), biotita (8%) e opacos (1%).	Apatita, zircão e grafita.	Biotita.

Do ponto de vista modal, os granulitos kinzigíticos são constituídos por granada (10-60%), quartzo (20-55%), plagioclásio (15%), cordierita (5-10%), biotita (traço-5%) e raros cristais de silimanita. Como minerais acessórios ocorrem os opacos, apatita, zircão e a grafita (Tabela III.7). A granada está presente na forma de cristais idioblásticos, com inclusões de quartzo e de pirita. O quartzo está sob a forma de grãos xenoblásticos achatados, orientados paralelamente à foliação da rocha. O plagioclásio é levemente antiperitítico, com teor de An variando de 40-45%. A cordierita ocorre na forma de cristais achatados, por vezes alterados para pinita e, quando comparada ao

plagioclásio, observa-se que ela é sempre granulometricamente mais fina. A biotita, sempre, avermelhada, ocorre na forma de palhetas orientadas, em geral, associada a granada. A grafita aparece principalmente inclusa na granada. Segundo Iyer *et al.* (1995), estudando os isótopos de carbono no grafite presente nesses granulitos, estes autores interpretaram que esta fase mineral poderia ser uma relíquia de carbono orgânico e, sugeriram que estas rochas poderiam ser produto de um processo de granulitização e migmatização em alto grau, sobre camadas de pelitos.

Os granulitos kinzigíticos e granulitos alumino-magnesianos exibem texturas e paragêneses mineralógicas importantes na elucidação da evolução tectônica/metamórfica da área estudada. Eles foram estudados no Capítulo VI desta Tese, quando será tratado o metamorfismo regional.

III.6.2.4 - Quartzitos e Quartzitos Granatíferos.

Os quartzitos e quartzitos granatíferos estão freqüentemente alterados e, são encontrados em escavações para retirada de material arenoso usado na construção civil (cascalheiras). Na parte menos intemperizadas dessas escavações nota-se que eles são silexitos ou metacherts (Pranchas III.15A e III.15B). Estas cascalheiras em geral são encontradas nas margens de estradas vicinais, a sul da cidade de Amargosa, na parte leste da cidade de Brejões, a norte de Ubaíra, a noroeste do povoado de Campo Largo (Água Vermelha), a sudeste do povoado de Alto da Serra, a sudoeste do povoado de Palmeiras e a sudeste do povoado de Baixão de Ipiúna (Mapa Geológico Anexo).

Nas cascalheiras, identificam-se leitos avermelhados-alaranjados, provavelmente produto da alteração de granulitos kinzigíticos. Também são notados leitos de material argiloso, esverdeado, provavelmente provenientes da alteração de rochas máficas-ultramáficas. As bandas avermelhadas, possivelmente são oriundas da decomposição das formações ferríferas existentes nessas supracrustais. Grafítos, rochas calciossilicáticas e leucocharnockitos com cordierita e granada, também podem ser identificados em algumas dessas cascalheiras.

Macroscopicamente os quartzitos e quartzitos com granada apresentam-se com textura variando de fina a média. Mostram foliação penetrativa tênue, somente distinguível em função da presença de granada avermelhada e de piroxênios verdes escuros orientados, sendo este último resultante do metamorfismo dos leitos básicos centimétricos intercalados nos quartzitos.



Prancha III.15A – Afloramento de quartzito bastante intemperizado na estrada que liga o povoado de Água Vermelha a Limoeiro. No depósito arenoso (cascalheira) observam-se zonas onde predominam material argiloso de cor branca, vez por outra dando para identificar textura gráfica.

Prancha III.15B – Afloramento de quartzito intemperizado onde se observam leitos ferruginosos e argilosos intercalados aos leitos arenosos. Este último é produto de alteração dos quartzitos.

Microscopicamente os quartzitos e quartzitos com granada exibem textura xenoblástica a hipidioblástica e estes são constituídos de quartzo (70-90%), granada (5-25%), plagioclásio (1-5%). Como minerais acessórios e secundários observam-se ortopiroxênio, feldspato potássico, opacos, calcita, biotita, clorita e bastita, sendo estes quatro últimos, considerados minerais retrógrados (Tabela III.8). A granada avermelhada (almandina) mostra-se hipidioblástica, com inclusões de plagioclásio, ortopiroxênio, quartzo e biotita. O plagioclásio (An₅₀) é xenoblástico. O feldspato potássico também é xenoblástico. A biotita ocorre na forma de palhetas ao redor da granada e do ortopiroxênio, o qual está parcialmente alterado para bastita. Raramente observa-se a presença de veios microscópicos de calcita secundária, truncando a trama metamórfica.

Tabela III.8 - Composição mineralógica modal dos quartzitos com ou sem granada do (GH).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
JB-5	Quartzo (85%), granada (9%), plagioclásio (5%) e opacos (1%).	Ortopiroxênio, biotita, pirita e microclina	Biotita, bastita e clorita.
JB-6	Quartzo (90%), granada (8%), plagioclásio (6%) e biotita (1%) e opacos.	Ortopiroxênio, microclina, pirita, zircão e calcita.	Biotita, bastita e clorita.

III.6.3 - Leucocharnockitos com Granada e Cordierita.

Os principais afloramentos dos leucocharnockitos com granada e cordierita aparecem na região noroeste do povoado Campo Largo, a sul da cidade de Jaguaquara, a sudoeste do povoado de Alto da Serra, e a sul da cidade de Itaquara, até a sudeste da cidade de Santa Inês, formando uma faixa transversal de direção oeste-leste (Mapa Geológico Anexo). São corpos irregulares, variando de métricos a hectométricos. São de cor verde acinzentada quando frescos e, quando alterados mostram cor esbranquiçada, ressaltando os cristais idioblásticos de granada. Como referido antes, os leucocharnockitos com granada e cordierita estão sempre associados a granulitos kinzigíticos. Mostram-se deformados a pouco deformados em comparação com suas rochas encaixantes. Estes corpos “graníticos” vez por outra contêm encraves, alongados e, com espessura métrica a centimétrica. Em alguns afloramentos observa-se concentração dos minerais granada e ortopiroxênio, em faixas, orientadas paralelamente à foliação da rocha (Pranchas III.16A e III.16B).

Microscopicamente apresentam textura granular média a grossa, por vezes fina, equigranular a inequigranular, sendo esta última predominante. Esporadicamente ela é granoloblástica, suturada e por vezes poligonal, xenoblástica. Os contatos com os outros minerais são irregulares ou lobados. Estes leucocharnockitos são formados por mesopertita (25-70%), quartzo (15-50%), granada (traço-7%), ortopiroxênio (inexistente – 4%), plagioclásio e plagioclásio antipertítico (inexistente a 41%), biotita (inexistente – 8%), opacos (inexistente – 2%) e cordierita. O clinopiroxênio, zircão e monazita são os minerais acessórios enquanto que a sericita, a muscovita, a bastita, a clorita (alteração dos ortopiroxênios) e a mirmequita, juntamente com hornblenda e biotita, constituem as fases metamórficas retrógradas (Tabela III.9). Observa também pequenos grãos de microclina pertítica, desenvolvida entre os minerais principais desta paragénese. As composições modais dos leucocharnockitos (Tabela III.9), quando projetadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976), situam-se principalmente no campo dos charnockitos (Figura III.7).

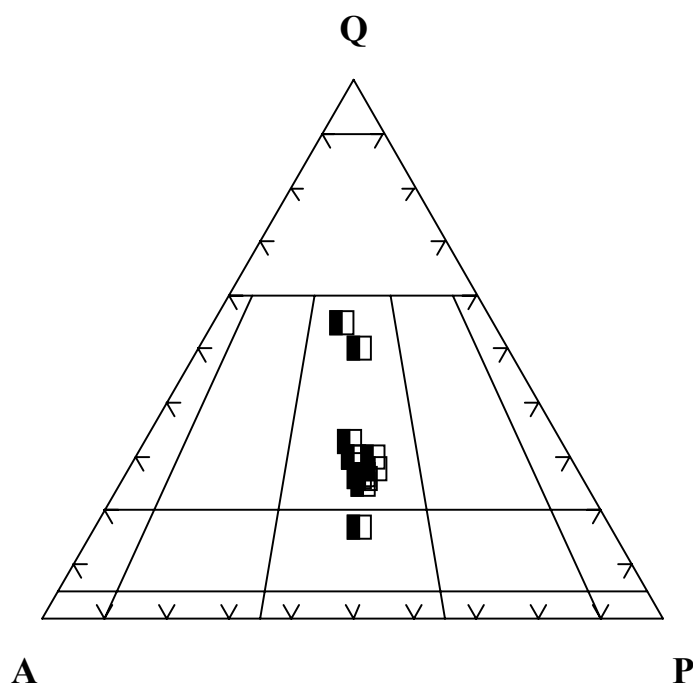


Figura III.7 – Diagrama Q-A-P modal para os leucocharnockitos com granada e cordierita do (GH) (STRECKEISEN, 1976).

Estudando em detalhe os minerais, verifica-se que a mesopertita ou microclina pertítica ocorre na forma de grãos xenoblásticos de 0,38-1,79 mm a porfiroblásticos de 3,27 cm. O contato com os outros minerais é preferencialmente suturado ou lobado (Prancha III.17A).

O quartzo aparece formando grãos xenoblásticos com 0,34-1,75 mm, podendo alcançar até porfiroblastos de 3,04 cm. Nos locais mais deformados verifica-se que o quartzo ocorre na forma de cristais alongados, orientados paralelamente à foliação da rocha. O contato com os outros minerais é predominantemente suturado ou lobado.

O plagioclásio se mostra sob a forma de cristais xenoblásticos de 0,30-1,86 mm, quase sempre antipertítico. Sua geminação pode ser difusa ou nítida, segundo albita, carlsbad e periclina. Seu contato com os outros minerais é do tipo suturado ou lobado.

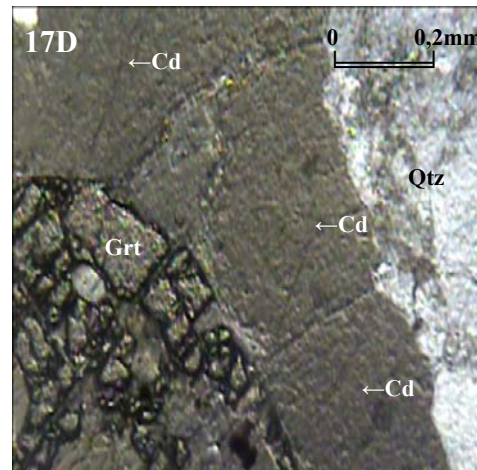
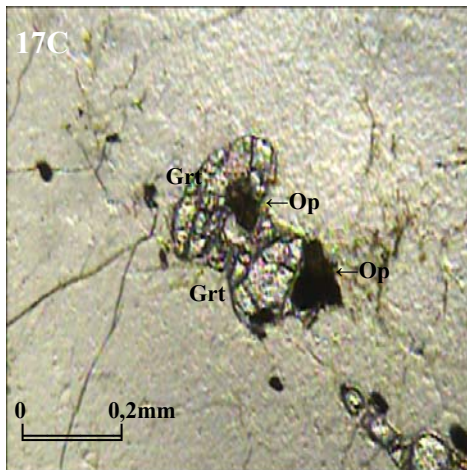
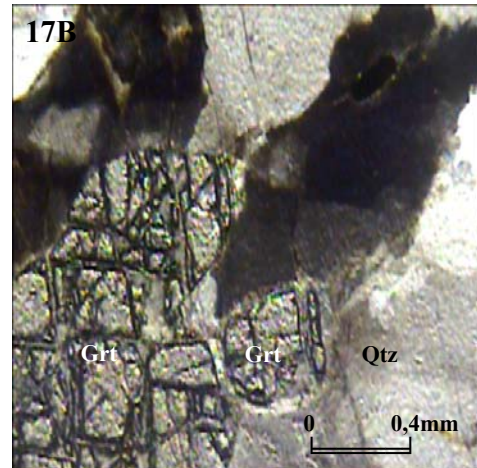
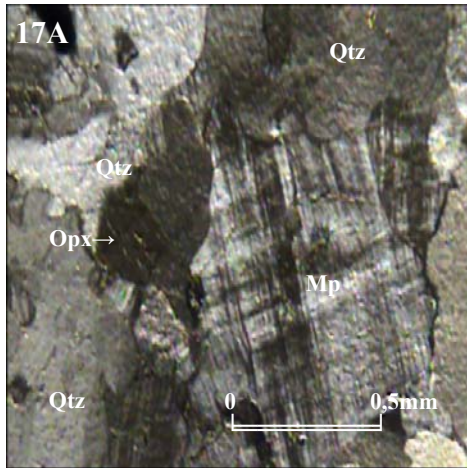
Tabela III.9 - Composição mineralógica modal dos leucocharnockitos com granada e cordierita do (GH).

Amostras	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
18C	Mesopertita (70%), quartzo (25%) e granada (5%).	Plagioclásio e cordierita.	
BJ-36A	Mesopertita (60%), quartzo (28%), granada (5%) e plagioclásio (6%) e mirmequita (1%)	Hornblenda e opacos.	Hornblenda
BJ-111A	Mesopertita (66%), quartzo (25%), granada (6%) e plagioclásio (3%).	Mirmequita e sericita	Sericita.
BJ-112B	Mesopertita (69%), quartzo (23%), granada (5%), biotita (2%), opacos (1%) e mirmequita (1%).	Ortopiroxênio, plagioclásio, bastita e clorita.	Bastita e clorita.
BJ-131A	Mesopertita (64%), quartzo (24%), granada (5%), plagioclásio (4%), biotita (3%) e mirmequita (1%).	Opacos, sericita e muscovita.	Sericita e muscovita.
BJ- 187A	Mesopertita (75%), quartzo (15%), granada (7%) e mirmequita (2%).	Plagioclásio.	
EJ-29E	Mesopertita (50%) e quartzo (50%).	Granada, biotita, cordierita, plagioclásio, mirmequita e opacos.	Biotita.
EJ-29F	Plagioclásio e plagioclásio antipertítico (41%), quartzo (30%), microclina pertítica (16%), mesopertita (5%), ortopiroxênio (4%), opacos (2%) e granada (1%).	Clinopiroxênio, granada, cordierita, biotita e mirmequita.	Biotita.
EJ-29I	Mesopertita (70%) e quartzo (30%).	Granada, cordierita, opacos.	
TA-07	Mesopertita (70%) e quartzo (30%).	Granada, ortopiroxênio, opacos, cordierita,	
TB-08	Quartzo (50%), Mesopertita (41%), biotita (5%), mirmequita (3%) e opacos (1%).	Granada, cordierita.	Biotita.
YJ-59A	Mesopertita (61%), quartzo (30%), biotita (8%) e granada (1%).	Cordierita, opacos	Biotita.



Prancha III.16A - Afloramento de leucocharnockito próximo ao Rio Jequiriçá Mirim (Ponto YJ-59), visualizando um nível básico paralelo à foliação da rocha. Esta mostra orientação N150° e mergulho subvertical. Observa-se no contato entre ambos, a presença de faixas de ortopiroxênio e granada.

Prancha III.16B – Outro lado do afloramento anterior, destacando-se uma faixa granatífera, falhada, dentro do leucocharnockito. Estas faixas granatíferas são mais frequentes quando próximas aos leitos básicos.



Prancha III.17A – Cristal xenoblástico de mesopertita (Mp) com aparência de microclina perítica, em contato suturado ou lobado com o quartzo (Qtz) . Amostra EJ-29E. Leucocharnockito. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

Prancha III.17B – Cristal xenoblástico de granada (Grt). Amostra EJ-29F. Leucocharnockito. Luz plana. Objetiva de 5x.

Prancha III.17C – Cristais xenoblásticos de granada (Grt) com inclusões de minerais opacos (Op). Amostra YJ-55. Leucocharnockito. Luz Plana. Objetiva de 5x.

Prancha III.17D – Cristal xenoblástico de granada (Grt) com borda de cordierita (Cd). Amostra EJ-29E. Leucocharnockito. Nicóis cruzados. Objetiva de 5x.

O ortopiroxênio ocorre como grãos xenoblásticos a hipidioblásticos de 0,11-1,52 mm de diâmetro. São levemente pleocróicos, variando de incolor a castanho-pálido. Eles são relativamente raros, e estão sempre associados com granada, biotita e opacos. Apresentam inclusões de biotita, opacos, quartzo e plagioclásio. Seus contatos com os outros minerais são suturados a retilíneos.

A granada é sempre fraturada, e aparece na forma de cristais xenoblásticos, com 0,12-2,13 mm de diâmetro (Prancha III.17B), associadas ao ortopiroxênio, biotita e opacos. Geralmente mostram inclusões de biotita e quartzo (Prancha III.17C). O contato com os outros minerais é do tipo suturado ou lobado.

A biotita apresenta-se sob a forma de cristais xenoblásticos de 0,08-0,57 mm de diâmetro sendo seus contatos com os outros minerais, lobados ou retilíneos. Os cristais dessa fase mineral são pleocróicos com cores variando de castanho a castanho escuro e de castanho a castanho levemente avermelhado. São encontrados como cristais individualizados ou inclusos nos ortopiroxênio e granada. Pode ocorrer ainda nas bordas dos opacos.

A cordierita aparece na forma de cristais xenoblásticos de 1,37-2,01 mm podendo formar também cristais porfiroblásticos de até 3,23 cm de tamanho. Ocorre sob a forma de minerais individualizados ou na borda da granada (Prancha III.17D). Os seus contatos com os outros minerais são suturados ou lobados.

A hornblenda quando ocorre, está posicionada na borda dos minerais opacos, mostrando pleocroísmo que varia de verde-claro ao verde-escuro.

Segundo a classificação de Hine *et al.* (1978), com base nas análises petrográficas e estudos de campo, o fato dos leucocharnockitos granatíferos ocorrerem sempre em associação com os granulitos kinzigíticos, sugere que eles podem ter sido proveniente da fusão desses últimos, constituindo assim “granitos do tipo S” (Hine *et al.* 1978), de origem anatética e formado no pico da granulitização.

Os leucocharnockitos do (HG) exibem texturas e paragêneses mineralógicas importantes na elucidação da evolução tectônico-metamórfica da área estudada. Juntamente com os kinzigitos ou granulitos alumino-magnesianos, estas rochas serão analisadas com maior detalhe no Capítulo VI desta Tese, quando será focado o metamorfismo da fácies granulito que afetou a área.

III.3 – Conclusões Parciais.

A partir das observações petrográficas e os estudos de campo realizados no Bloco Jequié, que ocupa cerca de 80% da folha de Amargosa e Jaguaquara, foram separadas as seguintes unidades litotípicas: (i) granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1 e CH2); (ii) granulitos *augen-charnockíticos* (CH4); (iii) charnockitos (CH6) e, (iv) granulitos heterogêneos (GH), este último composto por granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), granulitos básicos sob a forma de bandas, encraves ou *boudins*, granulitos quartzo-feldspáticos também sob a forma de bandas, além de granulitos kinzigíticos, quartzitos e quartzitos granatíferos e leucocharnockitos com granada e cordierita.

Com base nas observações de campo e nas microestruturas encontradas, pode-se afirmar que estas rochas sofreram deformação dúctil, foram recristalizados em alto grau. Após foram submetidos a deformações rúpteis, conforme atestam os cristais de plagioclásio em cunha, com geminação albita levemente encurvada, os cristais de quartzo fraturados com extinção ondulante, além de cristais de piroxênios, plagioclásio, mesopertita, anfibólios, biotita, todos na sua maioria microfraturados.

Nessas rochas não há muito indícios da presença de relíquias de minerais plutônicos visto que as deformações e o alto grau metamórfico a que estas foram submetidas, destruíram estas evidências. O plagioclásio, a microclina, e o quartzo foram reequilibrados durante a granulitização. O ortopiroxênio e o clinopiroxênio são produtos do metamorfismo. A hornblenda e a biotita são minerais secundários metamórficos, considerados como produto da desestabilização dos piroxênios, visto que nas lâminas petrográficas estudadas eles são retrógrados, encontrados preferencialmente nos contatos ou ao redor destas fases minerais. A bastita, muscovita, uralita, sericita e a clorita também são minerais metamórficos retrógrados, entretanto formados na parte mais superficial da crosta durante o soerguimento dessas rochas.

Com relação aos piroxênios, observam-se diferenças com relação ao idiomorfismo, tanto no ortopiroxênio como no clinopiroxênio, ou seja, quanto menor for o cristal maior será o seu idiomorfismo. Eles ocorrem sob a forma de grãos individualizados hipidioblásticos a xenoblásticos ao lado da mesopertita do quartzo e do plagioclásio antipertítico.

Nos granulitos do Bloco Jequié, três tipos de anfibólio foram encontrados, em função do pleocroísmo observado. O primeiro ocorre preferencialmente nos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), com pleocroísmo variando do amarelo-acastanhado a castanho e sob a forma de cristais xenoblásticos a idioblásticos. Sempre aparece associado a ortopiroxênios, a clinopiroxênios e a minerais opacos, sendo provavelmente formado no pico do metamorfismo granulítico. O segundo tipo de anfibólio, que apresenta pleocroísmo com as cores variando de amarelo esverdeado a castanho-esverdeado ou verde a verde-oliva, ocorre substituindo parcialmente ou totalmente os piroxênios, podendo ser ainda encontrado nas bordas dos anfibólios do primeiro tipo. Este segundo tipo é de mais baixo grau metamórfico, relacionado aos eventos retro-metamórficos. A presença destes anfibólios periféricos esverdeados sugere que a área de pesquisa sofreu resfriamento possivelmente associado aos processos de descompressão, durante o soerguimento orogénico do Bloco Jequié. O terceiro tipo de anfibólio é preferencialmente idioblástico encontrado esporadicamente nos granulitos enderbíticos-charnockíticos CH1 e CH2, inclusos em mesopertita, quartzo e plagioclásio antipertítico. Ele apresenta-se com pleocroísmo cujas cores variando de castanho-amarelado a castanho-escuro.

A biotita pode ser separada em diferentes tipos em função do seu pleocroísmo. O primeiro tipo de biotita, sobretudo presente nos granulitos enderbíticos-charnockíticos, apresenta pleocroísmo de castanho a castanho-escuro, e ocorre sob a forma de cristais individualizados ou na forma de palhetas bem finas posicionadas nas bordas de ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e de minerais opacos. Nestes últimos casos são consideradas retro-metamórficas, possivelmente relacionadas ao processo de desaquecimento das áreas, durante soerguimento orogénico do Bloco Jequié. O segundo tipo de biotita exibe um pleocroísmo de amarelo acastanhado a castanho escuro avermelhado, sendo encontrado preferencialmente nas bandas, encraves e *boudins* de granulitos básicos. Semelhantemente ao primeiro tipo, ocorre sob a forma de cristais individualizados ou ao redor dos piroxênios e opacos.

Quanto aos feldspatos, as presenças da mesopertita além do plagioclásio antipertítico indicam que temperaturas correspondentes ao metamorfismo granulítico foram alcançadas. Por outro lado o aparecimento esporádico de microclina intersticial vem confirmar a presença de deformações associadas ao retro-metamorfismo das rochas da área.

A granada, a cordierita e outros minerais aluminosos são encontrados nos granulitos kinzigíticos e nos leucocharnockitos, em geral sob a forma de cristais xenoblásticos. A cordierita

xenoblástica cristalizou-se no pico do metamorfismo enquanto que a cordierita simplectítica é retrógrada formada durante o evento de descompressão ligado ao soergimento orogenético do Bloco Jequié.

A assembléia ortopiroxênio + granada + silimanita + quartzo, encontrada nos granulitos kinzigíticos representaria condições de equilíbrio metamórfico a altas temperaturas, como será mostrado no capítulo VI.

No Bloco Jequié sugere-se a presença de processos de anatexia associados ao metamorfismo regional de alto grau, Barbosa & Sabaté (2002, 2004) e Barbosa (*et al.*, 2004). Os charnockitos CH6, e os corpos leucocharnockíticos granatíferos paraderivados são evidências desses processos.

Barbosa (1990), Barbosa *et al.* (1996) e Alves da Silva *et al.* (1996) estudando as relações entre os charnockitos (CH6) das estruturas dômicas com suas encaixantes (metasupracrustais do GH) e as paragêneses encontradas nos granulitos alumino-magnesianos, consideraram que suas associações mineralógicas, como por exemplo, hercinita + quartzo foram produzidas em temperaturas extremas reforçando a interpretação do caráter intrusivo dos charnockitos CH6,

IV.1 – Introdução.

As análises químicas de minerais foram realizadas na Université Blaise Pascal em Clermont Ferrand, França, num total de cento e setenta e três (173) determinações, obtidas a partir da utilização de microsonda eletrônica do tipo Cameca SX 100. Analisaram-se cristais de ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio, mica, feldspato potássico, plagioclásio, mesopertita, granada, cordierita e minerais opacos, determinando-se suas quantidades teores de SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, TiO₂, MnO, Na₂O, K₂O, Cr₂O₃, Cl e OH. Com a obtenção dos teores dos elementos maiores dos minerais, utilizou-se aplicativos numéricos para os procedimentos dos cálculos das fórmulas estruturais, em ambiente MS-DOS, quais sejam: o NEMAMPHICAL (Yavuz 1998, versão 4.0) para anfibólios; o BIOTERM (Yavuz & Öztas 1997) para micas; o PIROX (Yavuz 2001, versão 99.12) juntamente com o MINPET 2.02 (Richard 1995) para piroxênios e, juntos, o PASFORM (Bjerg *et al.* 1995) e o MINPET 2.02 (Richard 1995) para feldspatos potássicos e plagioclásios, além da cordierita, granada e opacos.

Para os orto e clinopiroxênios, o número de cátions foi calculado com base em 6 oxigênios sendo os valores analíticos dos cátions obtidos das formas seguintes: (i) para o Al^{IV} a partir da expressão $Al^{IV} = 2 - Si$; (ii) para o Al^{VI} a partir da expressão $Al^{VI} = Al_T - Al^{IV}$ onde Al_T é o alumínio total; (iii) para o Fe⁺³ com a relação $Fe^{+3} = Al^{IV} + Na^{+1} - Al^{VI} - Cr^{+3} - 2Ti$ e, (iv) para Fe⁺² a partir da expressão $Fe^{+2} = Fe_T - Fe^{+3}$ onde Fe_T é o ferro total. Sua nomenclatura foi baseada em Morimoto *et al.* (1988), considerando as composições químicas dos piroxênios e ocupação do sítio de coordenação octaédrica distorcida (M₂), do sítio de coordenação octaédrica regular (M₁) e do sítio tetraédrico (T), podendo-se assim calcular os membros finais En, Wo e Fs, o que permitiu evidenciar suas principais variações químicas. No cálculo da fórmula estrutural dos piroxênios foram consideradas as expressões gerais: M₂M₁T₂O₆, sendo: M₂ = Na⁺¹, Ca⁺², Mn⁺², Fe⁺², Mg⁺²; M₁ = Mn⁺², Fe⁺², Mg⁺², Fe⁺³, Cr⁺³, Al⁺³ e, T = Si, Al⁺³.

No caso dos anfibólios, os valores analíticos dos cátions foram normalizados para 13 cátions, com a exceção do K, Na e Ca. O Al^{IV} e o Al^{VI} foram calculados a partir das expressões $Al^{IV} = 8 - Si$ e $Al^{VI} = Al_T - Al^{IV}$. O Na_A e Na_B foram obtidos pelas fórmulas, $Na_A = 2 - Ca$ e $Na_B = Na_T - Na_A$. Por sua vez o Fe⁺³ foi obtido da relação $Fe^{+3} = (23 - Fe_T)/0,5$ e o Fe⁺² diante da expressão: $Fe^{+2} = Fe_T - Fe^{+3}$, onde o 23 significa o número de oxigênios para os 13 cátions. A nomenclatura utilizada foi a de Leake (1997), considerando composição

química, a ocupação de oito posições tetraédricas segundo a fórmula geral padrão: $A_0B_2C^{IV}_5T^{IV}_8O_{22}(OH, F, Cl)_2$, onde: $A = Na_A$; $B = Ca, Na_B, Fe^{+2}, Mn^{+2}, Mg^{+2}, Ni^{+2}$; $C = Al^{VI}, Fe^{+3}, Ti, Cr$ e, $T = Si, Al^{IV}$.

A biotita teve sua fórmula calculada com base em 12 anidro-átomos de oxigênio e a granada considerando-se $Fe^{+3} = 4 - (Al^{IV} + Ti + Cr)$. Valendo acrescentar que o Fe^{+3} , para as outras fases minerais se fez utilizando a razão Fe^{+3}/Fe^{+2} a partir do número de oxigênios correspondentes aos cátions. Calculou-se o $^{VI}Fe^{+3} = ^{IV}Al^{+3} - (^{VI}Al^{+3} + Cr_T)$ e $^{VI}Fe^{+2} = Fe_T - ^{VI}Fe^{+3}$, onde Cr_T = cromo total e Fe_T = ferro total.

IV.2 – Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1).

IV.2.1 – Piroxênios.

As análises químicas representativas dos piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) são apresentadas na tabela IV.1 e os valores dos cátions alocados nos sítios de coordenação, na tabela IV.2. Estas análises dos ortopiroxênios e de clinopiroxênios foram plotadas no diagrama triangular Wo-En-Fs de Morimoto *et al.* (1988), verificando-se que as amostras 269/319, 64/254, 64/258, 3-A/307, 269/320, 64/253 e 3-A/308, situaram-se tanto no campo da ferrosilita, com composição de $En_{20,6-35,8}$, $Wo_{1,6-2,87}$ e $Fs_{62,2-77,7}$ quanto no campo da augita, com composição de $En_{17,6-27,3}$, $Wo_{30,4-42,7}$ e Fs_{30-52} (Figura IV.1).

No caso dos ortopiroxênios, a amostra 269 apresenta o maior valor do membro Fs (77, 67) e menor do membro En (20,63) enquanto que, inversamente, a amostra 3-A tem o menor valor do membro Fs (62,20) e maior do membro En (35,82). Apesar de todas as amostras dos ortopiroxênios situarem-se dentro do campo da ferrosilita, elas podem ser diferenciadas, por meio dos cátions alocados nos sítios de coordenação (Tabelas IV.1 e IV.2). Com efeito, os teores de MgO, FeO e CaO variam nos ortopiroxênios analisados, de 6,49 a 12,04%, de 36,28 a 42,33% e de 0,74 a 1,34%, respectivamente. Por outro lado, as frações molares da amostra 269/319 ($X_{Mg} = 0,133$ e $X_{Fe} = 0,867$) e da amostra 3-A/307 ($X_{Mg} = 0,249$ e $X_{Fe} = 0,7508$), são relativamente próximas, embora sejam díspares com relação a outras características químicas. Utilizando as tabelas IV.1 e IV.2 e considerando a fórmula estrutural de expressão geral $(M_2M_1T_2O_6)$ (Morimoto *et al.*, 1988), no sítio de coordenação octaédrica distorcida (M_2), observa-se a presença dos cátions Fe^2 , Mn, Ca, Na e K. Por outro lado no sítio de coordenação octaédrica regular (M_1) são alocados os cátions Mg, Al, Ti, Fe^3 e Fe^2 , embora no sítio tetraédrico (T), o cátion Fe^3 não esteja alocado. Na amostra 269 análise 319, de maior valor no membro ferrosilita, ela apresenta também o maior valor de Si e nenhum cátion de Al, enquanto que a amostra 3-A análise 307, de menor valor no membro ferrosilita, apresenta maior valor em Al e menor em Si, dentre as amostras de ortopiroxênio estudadas.

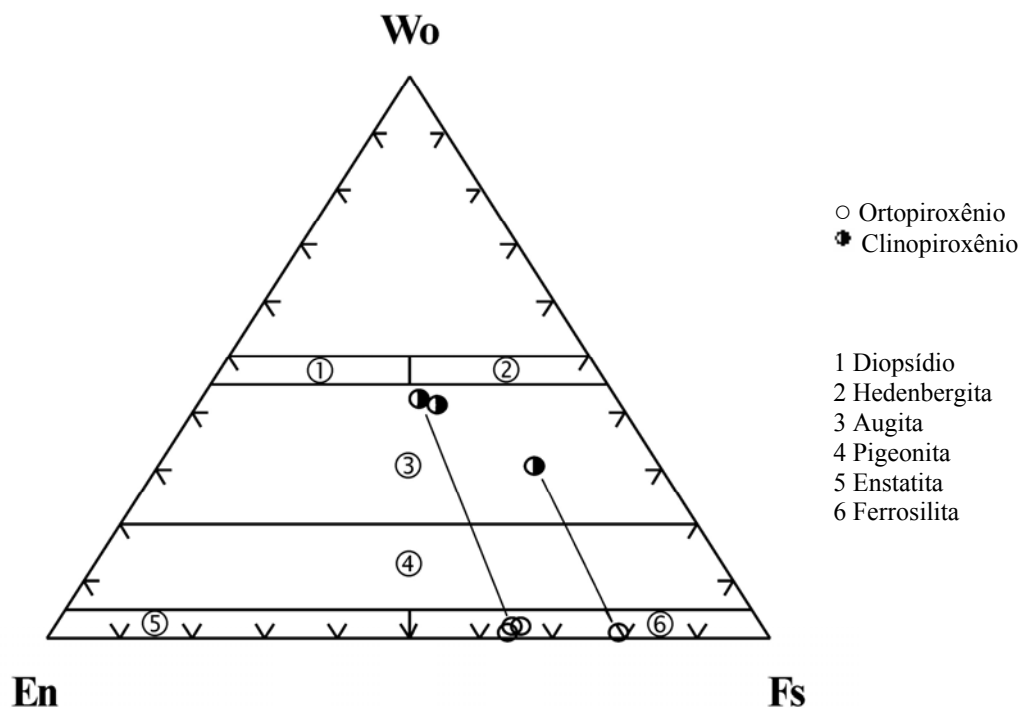


Figura IV.1 – Classificação dos grãos de piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1), segundo o diagrama ternário En-Wo-Fs (Morimoto *et al.* 1988).

No caso dos clinopiroxênios, as análises das amostras 269/320, 64/253 e 3-A/308, quando plotadas no diagrama triangular Wo-En-Fs (Morimoto *et al.* 1988), situam-se no campo da augita (Figura IV.1). As composições dos membros finais variam de $En_{17,62-27,30}$, $Wo_{30,43-42,70}$ e $Fs_{30-51,96}$ enquanto que as frações molares destes clinopiroxênios variam entre X_{Mg} de 0,16 a 0,34 e X_{Fe} de 0,66 a 0,84 (Tabela IV.1). A amostra 3-A/308 apresenta maiores valores dos membros finais $Wo_{42,7}$ e $En_{27,9}$, correspondentes aos maiores valores em Al_2O_3 (2,03%), MgO (9,24%) e CaO (20,11%), assim como, menor teor em FeO (17,7%). A amostra (269/320) apresenta o maior valor em Fs_{52} e menor de $Wo_{30,4}$ e $En_{17,6}$, correspondentes a teores de FeO de 29,45%, valor maior entre os clinopiroxênios e, CaO (13,82%) e MgO (5,75%) que são os valores menores deste grupo mineral.

Tabela IV.1 – Análises químicas representativas de piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Amostra	269	64	64	3-A	269	64	3-A
Análise	319	254	258	307	320	253	308
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO₂	47,94	49,81	49,68	50,85	48,74	49,21	50,43
TiO₂	0,1	0,18	0,15	0,11	0,18	0,32	0,24
Al₂O₃	0,22	0,71	0,64	0,61	0,94	1,87	2,03
FeO	42,33	36,67	36,96	36,28	29,45	19,35	17,7
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0
Cr₂O₃	0,01	0,05	0	0	0	0,03	0,02
MnO	1,21	0,81	0,78	0,97	0,77	0,42	0,4
NiO	0	0	0	0	0	0	0
MgO	6,49	11,56	11,02	12,04	5,75	8,54	9,24
CaO	0,74	1,34	1,13	0,92	13,82	19,35	20,11
Na₂O	0	0,01	0,03	0,02	0,29	0,48	0,45
K₂O	0,02	0	0,01	0	0,01	0	0,03
Total	99,06	101,14	100,4	101,8	99,95	99,57	100,65
Si	2,01	1,98	1,99	2,00	1,97	1,92	1,93
Al^{IV}	0	0,03	0,01	0,002	0,04	0,08	0,07
Al^{VI}	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,004	0,02
Fe³	0	0,004	0	0	0,04	0,09	0,06
Ti	0,003	0,005	0,005	0,003	0,005	0,009	0,007
Fe²	1,49	1,21	1,24	1,19	0,96	0,54	0,50
Cr	0	0,002	0	0	0	0,001	0,001
Mg	0,41	0,68	0,66	0,71	0,35	0,50	0,53
Ni	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01
Ca	0,03	0,06	0,05	0,04	0,60	0,81	0,83
Na	0	0,001	0,002	0,002	0,02	0,04	0,03
K	0,001	0	0,001	0	0,001	0	0,001
Σ cátions	3,999	4	3,999	4	3,999	4	3,999
Ca	1,69	2,88	2,46	1,97	31,02	43,56	44,16
Mg	20,63	34,53	33,39	35,83	17,96	26,75	28,23
Fe²_Mn	77,68	62,59	64,16	62,20	51,08	29,69	27,62
Q	1,93	1,95	1,95	1,94	1,90	1,84	1,86
J	0	0,002	0,005	0,003	0,05	0,07	0,07
WO	1,69	2,87	2,46	1,97	30,43	41,46	42,70
EN	20,63	34,45	33,39	35,83	17,62	25,46	27,30
FS	77,68	62,69	64,16	62,20	51,96	33,08	30,01
JD	0	0,05	0,24	0,16	0,47	0,16	0,94
AE	0	0,03	0	0	1,83	3,60	2,51
X_{Mg}	0,13	0,24	0,23	0,25	0,16	0,31	0,34
X_{Fe}	0,87	0,76	0,77	0,75	0,84	0,69	0,66

Tabela IV.2 – Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Amostra	269	64	64	3-A	269	64	3-A
Análise	319	254	258	307	320	253	308
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx
Si	2,01	1,98	1,99	2,00	1,97	1,92	1,93
Al	0	0,03	0,01	0,002	0,04	0,08	0,07
Fe³	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,004	0,02
Ti	0	0,004	0	0	0,04	0,09	0,06
Fe²	0,003	0,005	0,005	0,003	0,005	0,009	0,007
Cr	1,49	1,21	1,24	1,19	0,96	0,54	0,50
Mg	0	0,002	0	0	0	0,001	0,001
Ni	0,41	0,68	0,66	0,71	0,35	0,50	0,53
Mn	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01
Na	0,03	0,06	0,05	0,04	0,60	0,81	0,83
K	0	0,001	0,002	0,002	0,02	0,04	0,03
TSi	2,01	1,98	1,99	2,00	1,97	1,92	1,93
TAl	0	0,03	0,01	0,002	0,04	0,08	0,07
TFe³	0	0	0	0	0	0	0
M1Al	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,004	0,02
M1Ti	0,003	0,01	0,01	0,003	0,01	0,01	0,01
M1Fe³	0	0,004	0	0	0,04	0,09	0,06
M1Fe²	0,58	0,30	0,32	0,27	0,60	0,40	0,38
M1Cr	0	0,002	0	0	0	0,001	0,001
M1Mg	0,41	0,68	0,66	0,71	0,35	0,50	0,53
M1Ni	0	0	0	0	0	0	0
M2Mg	0	0	0	0	0	0	0
M2Fe²	0,91	0,92	0,92	0,93	0,35	0,14	0,13
M2Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01
M2Ca	0,03	0,06	0,05	0,04	0,60	0,81	0,83
M2Na	0	0,001	0,002	0,002	0,02	0,04	0,03
M2K	0,001	0	0,001	0	0,001	0	0,001
Σ cátions	3,999	4	3,999	4	3,999	4	3,999

IV.2.2 – Anfibólios.

As análises químicas representativas dos grãos de anfibólio dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) (Tabela IV.3), quando plotados no diagrama binário (Mg/Mg+Fe²) versus (Si+Al^{VI}) (Leake 1997), permite classificá-los em anfibólios cálcicos monoclinicos, com parâmetros (Ca+Na)_B ≥ 1,34, (Na)_B < 0,67, (Ca)_B ≥ 1,34, (Na+K)_B ≥ 0,50, Ti < 0,50 e Fe⁺³ < Al^{IV}, eles situam-se no campo da ferro-edenita (Figura IV.2). As amostras 64/256, 64/259, 64/260, 3A/309 são anfibólios que ocorrem na forma de cristais xenoblásticos a idioblásticos, com pleocroísmo variando de amarelo-acastanhado a castanho, sendo considerados anfibólios formados no pico do metamorfismo granulítico. Por outro lado, as amostras 267B/329, 269/318 e 269/321 que ocorrem nas bordas de piroxênios e opacos, aparecendo sob a forma de grãos em geral xenoblásticos a

hipidioblásticos, com pleocroísmo variando de amarelo-esverdeado a castanho-esverdeado ou verde-oliva e, são considerados anfibólios retrógrados (Tabela IV.3).

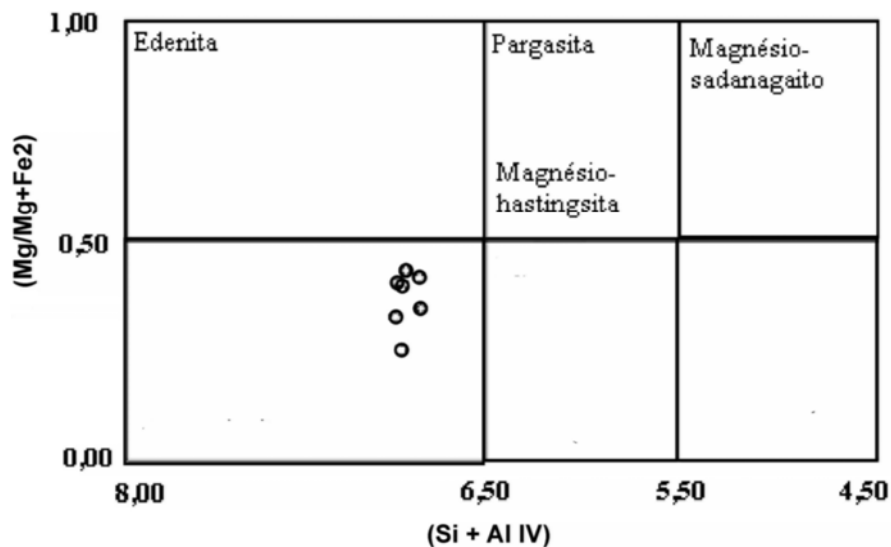


Figura IV.2 – Classificação dos grãos de anfibólio dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) através do diagrama binário Mg/(Mg+Fe²) versus Si (Si + Al^{VI}) (Leake 1997).

Apesar de todos os anfibólios situarem-se no campo da ferro-edenita, eles podem ser diferenciados. Nos anfibólios formados no pico do metamorfismo encontram-se teores de FeO variando de 20,35 a 21,73, de MgO entre 7,0 e 8,4 e de TiO₂ entre 1,31 e 2,02. Em consequência disso, os valores dos cátions Fe⁺² variam entre 2,63 e 2,81 e Mg entre 1,61 e 1,93. Por sua vez, as frações molares variam: X_{Mg} de 0,39 a 0,40 e, X_{Fe} de 0,708 a 0,756. Os anfibólios retrógrados, aqueles situados nas bordas de ortopiroxênios, mostram teores de FeO variando entre 23,8 e 23,9, de MgO entre 5,9 e 6,1 e de TiO₂ entre 1,68 e 2,31. Em função disso, os valores dos cátions Fe⁺² variam entre 3,119 e 3,193 e Mg entre 0,04 e 0,042, enquanto que as frações molares variam: X_{Mg} de 0,31 a 0,33 e X_{Fe} de 0,797 a 0,801. Por sua vez, em um anfibólio retrógrado localizado na borda de opaco encontram-se teores de FeO igual a 26,43, MgO igual a 4,32 e TiO₂ igual a 1,68. Em consequência disso, os valores dos cátions variam: o Fe⁺² é igual a 3,55 e o Mg é igual a 1,04. Por outro lado, a fração molar X_{Mg} é igual a 0,23 e X_{Fe} igual a 0,86.

Nos anfibólios do pico metamórfico, o (Ca+Na)_B localiza-se entre 1,88 e 2,00, (Na)_B entre 0,03 e 0,17, (Ca)_B entre 1,83 e 1,91, (Na+K)_B entre 0,65 e 0,85, Ti entre 0,15 e 0,235 e Fe⁺³ < Al^{IV}. Por outro lado, nos anfibólios retrógrados, (Ca+Na)_B entre 1,84 e 2,00, (Na)_B entre 0,04 e 0,17, (Ca)_B entre 1,74 e 1,84, (Na+K)_B entre 0,83 e 0,90, Ti entre 0,202 e 0,272 e Fe⁺³ < Al^{IV}, todos se encaixando perfeitamente nos parâmetros utilizados por Leake (1997) para a classificação dos anfibólios cálcicos.

Tabela IV.3 – Análises químicas representativas de anfibólios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Amostra	64	64	64	267B	269	269	3A
Análise	256	259	260	329	318	321	309
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	41,81	42,00	41,91	40,16	40,89	40,56	41,70
TiO₂	1,31	1,81	2,02	1,68	2,31	1,68	1,85
Al₂O₃	11,90	10,42	10,53	9,99	9,82	9,55	10,34
FeO	20,62	21,05	21,73	26,43	23,80	23,91	20,35
Cr₂O₃	0	0,04	0	0	0,02	0	0
MnO	0,13	0,13	0,12	0,20	0,30	0,31	0,2
MgO	7,80	7,73	7,00	4,32	6,06	5,93	8,41
CaO	11,68	11,34	11,13	10,08	10,96	10,75	11,20
Na₂O	1,36	1,67	1,65	2,14	2,19	1,88	1,88
K₂O	1,93	1,64	1,65	1,67	1,70	1,63	1,65
F	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0
H₂O	1,96	1,94	1,94	1,86	1,91	1,88	1,94
CTotal	99,96	98,94	98,94	99,72	99,91	99,76	98,94
Si	6,38	6,47	6,44	6,452	6,37	6,48	6,43
Al^{IV}	1,62	1,53	1,56	1,55	1,63	1,52	1,57
Al^{VI}	0,52	0,37	0,35	0,34	0,18	0,28	0,31
Fe³	0,02	0	0,25	0	0,25	0	0
Ti	0,15	0,21	0,24	0,20	0,27	0,20	0,22
Cr	0	0,005	0	0	0,002	0	0
Mg	1,78	1,78	1,61	1,04	1,42	1,41	1,93
Fe²	2,63	2,71	2,81	3,55	3,12	3,19	2,63
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03
Ca	1,91	1,87	1,84	1,74	1,84	1,84	1,85
Na	0,40	0,50	0,50	0,67	0,67	0,58	0,56
K	0,38	0,32	0,33	0,34	0,34	0,33	0,33
X_{Mg}	0,40	0,40	0,39	0,23	0,33	0,31	0,42
X_{Fe}	0,73	0,73	0,76	0,86	0,80	0,80	0,71
(Ca+Na)_B	1,91	1,91	2,00	1,84	2,00	1,88	1,88
(Na)_B	0	0,04	0,17	0,11	0,17	0,04	0,03
(Na+K)_A	0,78	0,78	0,65	0,90	0,83	0,88	0,85
(Ca)_B	1,91	1,87	1,83	1,74	1,83	1,84	1,85

Os dois tipos de anfibólio dos granulitos (CH1) possuem fórmula química estrutural geral de $(\text{Na}_{0,4-0,7}\text{Ca}_{1,7-1,9}(\text{Fe}_{2,6-3,6}\text{Al}_{0,2-0,4})_5\text{Si}_{6,4-6,5}\text{O}_{22}(\text{OH})_2)$. Nas substituições que ocorrem no sítio (A) ou (A_{0-1}) há a troca do Na, principalmente pelo cátion K e as vezes pelo Ca; no sítio B o Ca é substituído por cátions de Fe^{+2} , Mn e Na e no C, ocorre a substituição do Fe^{+2} por Al^{VI} , Ti e Mg. No sítio tetraédrico, o Si é trocado por Al^{IV} , permitindo assim que se classifique, mais detalhadamente, os anfibólios dos granulitos (CH1) como ferro-edenita potássica, sendo que a amostra (269/318) é a mais titanífera dentre todas.

Tabela IV.4 – Valores dos principais cátions alocados dos anfibólios nos sítios de coordenação (Morimoto *et al.* 1988), dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Amostra	64	64	64	267B	269	269	3A
Análise	256	259	260	329	318	321	309
Posição	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
Si	6,38	6,47	6,44	6,452	6,37	6,48	6,43
Al	1,62	1,53	1,56	1,55	1,63	1,52	1,57
Fe³	0,52	0,37	0,35	0,34	0,18	0,28	0,31
Ti	0,02	0	0,25	0	0,25	0	0
Cr	0,15	0,21	0,24	0,20	0,27	0,20	0,22
Mg	0	0,005	0	0	0,002	0	0
Fe²	1,78	1,78	1,61	1,04	1,42	1,41	1,93
Mn	2,63	2,71	2,81	3,55	3,12	3,19	2,63
Ca	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03
Na	1,91	1,87	1,84	1,74	1,84	1,84	1,85
K	0,40	0,50	0,50	0,67	0,67	0,58	0,56
X_{Mg}	0,38	0,32	0,33	0,34	0,34	0,33	0,33
X_{Fe}	0,40	0,40	0,39	0,23	0,33	0,31	0,42
TSi	6,38	6,47	6,44	6,452	6,37	6,48	6,43
TAl	1,62	1,53	1,52	1,55	1,59	1,52	1,57
TFe³	0	0	0	0	0	0	0
TTi	0	0	0	0	0	0	0
CAI	0,52	0,36	0,40	0,34	0,22	0,27	0,31
CCr	0	0,005	0	0	0,002	0	0
CFe³	0	0	0	0	0	0	0
CTi	0,15	0,21	0,24	0,20	0,27	0,20	0,22
CMg	1,78	1,78	1,61	1,04	1,42	1,41	1,93
CFe²	2,55	2,65	2,76	3,42	3,09	3,11	2,54
CMn	0	0	0	0	0	0	0
CCa	0	0	0	0	0	0	0
BMg	0	0	0	0	0	0	0
BFe²	0,08	0,07	0,06	0,13	0,03	0,08	0,09
BMn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03
BCa	1,91	1,87	1,84	1,74	1,84	1,84	1,85
BNa	0	0,04	0,09	0,11	0,09	0,04	0,04
ACa	0,01	0	0	0	0	0	0
ANa	0,40	0,46	0,41	0,56	0,57	0,55	0,53
AK	0,38	0,32	0,33	0,34	0,34	0,33	0,33
Σ cátions	15,78	15,78	15,73	15,90	15,91	15,88	15,85
Σ oxigênios	22,997	22,997	22,997	22,997	22,997	22,997	22,997

IV.2.3 – Biotita.

Análises químicas representativas dos cristais de biotita (Tabela IV.5) quando plotadas no diagrama binário Al^{IV} versus $(Fe/Fe+Mg)$, se posicionam no campo da siderofilita (amostras 64/255 e 64/261) e da anita (amostra 267B/330) (Figura IV.3). As amostras 64/261 e 64/255 são de biotita pleocróica formada no pico metamórfico, exibindo cores que variam do amarelo-acastanhado a castanho-escuro, ocorrendo sob a forma de palhetas. Por sua vez, a amostra 267B/330 é de biotita retrógrada, posicionada na borda de cristais de ortopiroxênio, exibindo cores que variam do amarelo-acastanhado a castanho-escuro.

A siderofilita, formada no pico metamórfico, apresentam teores maiores de MgO entre 8,31 e 10,01%, e em conseqüência, refletem os valores do cátion Mg, que se situam entre 0,96 e 1,14 (a.p.f.u). Por sua vez, a anita, encontrada na borda do ortopiroxênio, mostra teor baixo de MgO (6,67%), quando comparado com a siderofilita e, que também reflete o valor baixo do cátion Mg (0,78) (i.p.f.u). Com relação ao Al_2O_3 tanto a siderofilita quanto a anita mostram valores próximos: as primeiras exibem teores deste óxido entre 12,89 e 14,59% enquanto que a segunda possui 11,53% de Al_2O_3 . Como pode ser verificado na tabela IV.5, estes fatos refletem-se nos valores calculados para o cátion Al^{IV} , os quais são maiores nas siderofilitas, situando-se entre 1,16 a 1,17 (i.p.f.u), que na anita que é de 0.98 (a.p.f.u).

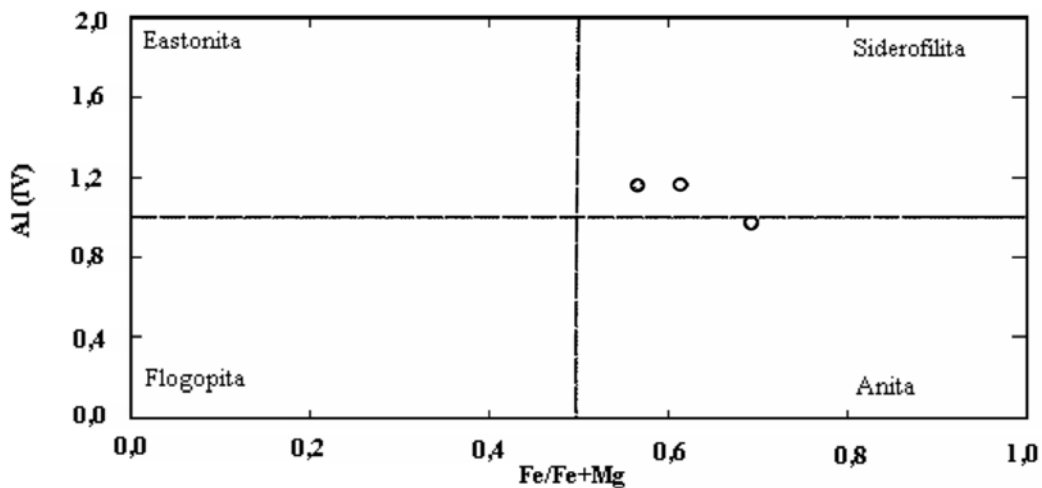


Figura IV.3 - Classificação da biotita dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1), segundo o diagrama Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$ (Deer *et al.* 1992).

Tabela IV.5 – Análises químicas representativas da biotita dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Amostra	267B	64	64
Análise	330	255	261
Posição	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	38,5	37,2	36,53
TiO₂	3,36	2,99	5,27
Al₂O₃	11,53	14,59	12,89
Cr₂O₃	0	0	0,02
FeO	26,98	23,21	23,51
Fe₂O₃	0	0	0
MnO	0,12	0,02	0,07
MgO	6,67	10,01	8,31
BaO	0	0	0
CaO	0,11	0,02	0,02
Na₂O	0,18	0,02	0,05
K₂O	7,67	8,2	9,33
F	0	0	0
Cl	0	0	0
H₂O	3,82	3,93	3,87
Total	99,94	100,19	99,87
Si	3,02	2,84	2,83
Al^{IV}	0,98	1,16	1,17
Al^{VI}	0,09	0,15	0,01
Ti	0,20	0,17	0,31
Fe³	0,12	0,32	0,34
Fe²	1,65	1,16	1,19
Cr	0	0	0
Mn	0,01	0	0
Mg	0,78	1,14	0,96
Ca	0,01	0	0
Na	0,03	0	0,01
K	0,77	0	0,92
Σ Cátions	7,64	6,94	7,74
X_{Fe}	0,69	0,57	0,61
X_{Mg}	0,31	0,43	0,39

Ainda podem ser avaliados os valores calculados da fração molar do magnésio e ferro para os grãos de biotita do CH1. Na siderofilita observam-se frações molares de X_{Mg} variando entre 0,39 e 0,43 e X_{Fe} entre 0,57 e 0,61. A anita apresenta valor de X_{Mg} igual 0,31 (i.p.f.u) e de X_{Fe} igual a 0,69 (i.p.f.u), menor e maior, respectivamente, aos encontrados nas siderofilitas.

IV.2.4 – Feldspatos.

Os resultados da química mineral dos grãos de feldspatos potássicos e plagioclásios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) (Tabelas IV.6 e IV.7) foram lançados no diagrama ternário Or-Ab-Na (Deer *et al.*, 1963) (Figura IV.4). As amostras 3-A/310, 3-A/313 e 64/257 são plagioclásios, considerados como possíveis relíquias plutônicas. Eles são xenoblásticos a porfiroblásticos, de até 3,8 cm de tamanho, por vezes antipertíticos ou geminados segundo a lei albita-carlsbad e albita-periclina-carlsbad. Por outro lado, as amostras 267-B/327, 269/323 são de plagioclásio xenoblásticos, de menor tamanho, posicionados na matriz.

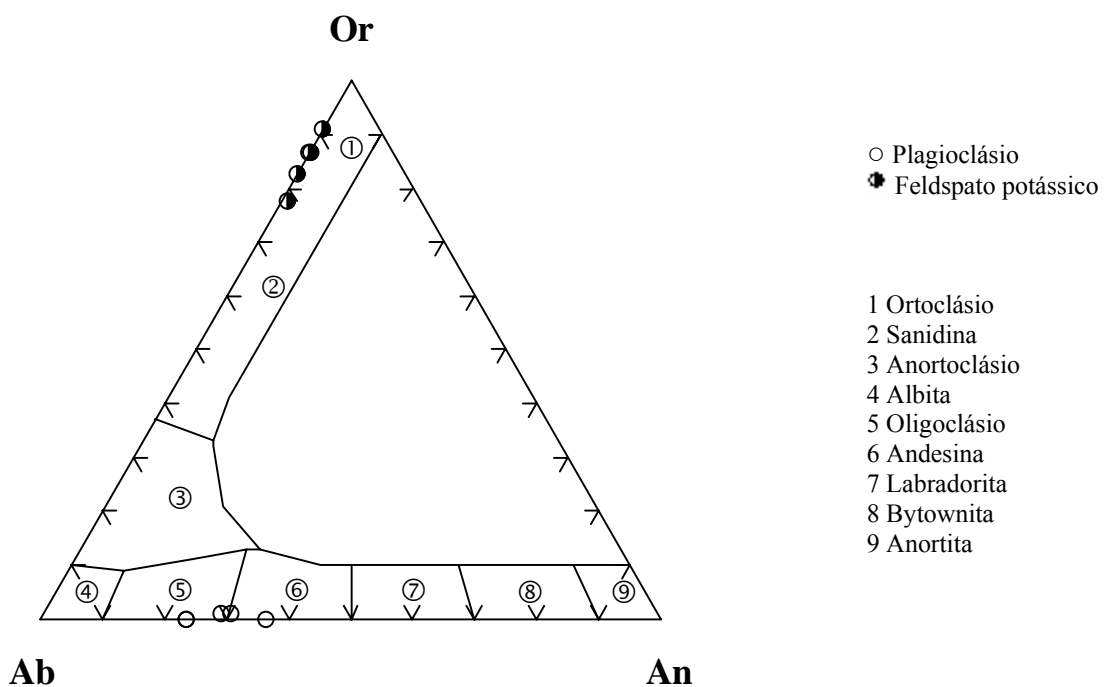


Figura IV.4 - Classificação dos cristais de feldspatos potássicos e plagioclásio dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.* 1963).

Com base na figura IV.4, os grãos de plagioclásio apresentam duas composições químicas distinta: os plagioclásio considerados possíveis relíquias plutônicas se situam no campo da andesina, com $An_{28,8-36,3}$ $Ab_{63,6-69,8}$ $Or_{0,1-1,4}$, enquanto o plagioclásio intersticial da matriz, localiza-se no campo do oligoclásio com $An_{23,8-23,9}$ $Ab_{75,4}$ $Or_{0,7-0,8}$.

A andesina, possível relíquia plutônica, apresenta teores de Al_2O_3 variando entre 24,78 e 26,21% e de CaO entre 6,24 e 7,66%. Exibem teores de Na_2O situados entre 7,41 e 8,35% e de SiO_2 entre 59,99 e 60,85%. O oligoclásio, formado pela quebra da paragênese pico e recristalizado durante o retrometamorfismo, apresentam teores de SiO_2 entre 62,1 e 62,21%, de Na_2O entre 8,89 e 8,93%, de CaO entre 5,07 e 5,13% e de Al_2O_3 entre 23,64 a 23,82%.

Tabela IV.6 – Análises químicas do plagioclásio dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Amostra	267-B	269	3-A	3-A	64
Análise	327	323	310	313	257
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	62,21	62,1	59,99	60,85	60,63
TiO₂	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
Al₂O₃	23,64	23,82	26,21	24,9	24,78
Fe₂O₃	0	0	0	0	0
FeO	0,1	0,09	0,17	0,06	0,08
MnO	0,03	0	0	0,01	0
MgO	0	0	0	0	0
BaO	0	0	0	0	0
CaO	5,07	5,13	7,66	6,24	6,38
Na₂O	8,89	8,93	7,41	8,35	8,08
K₂O	0,14	0,12	0,02	0,24	0,25
Total	100,1	100,21	101,49	100,68	100,22
Si	2,76	2,75	2,64	2,69	2,70
Al	1,24	1,24	1,36	1,30	1,30
Fe³	0	0	0	0	0
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe²	0,004	0,003	0,006	0,002	0,003
Mn	0,001	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0
Ca	0,24	0,24	0,36	0,30	0,30
Na	0,76	0,77	0,63	0,72	0,70
K	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01
ΣCátions	5,01	5,01	5,00	5,02	5,01
Ab	75,4	75,4	63,6	69,8	68,6
An	23,8	23,9	36,3	28,8	30
Or	0,8	0,7	0,1	1,4	1,4

Com relação aos feldspatos (mesopertita e microclinas pertíticas), as amostras 267B/328, 269/322, 3-A/311, 3-A/312, 64/262 e 64/263 (Tabela IV.7), plotadas no diagrama da figura IV.4, a maioria situa-se no campo do ortoclásio, com exceção da amostra 3-A/312, que se localiza mais próximo do campo da sanidina, esta certamente, proveniente de análise híbrida do hospedeiro (ortoclásio ou microclina) e do hospede (albita). As amostras 267B/328, 269/322, 3-A/311, 3-A/312, 64/262 e 64/263 são de feldspatos considerados possíveis

reliquias plutônicas. São xenoblásticos a porfiroblásticos e de maior tamanho. A amostra 3-A/312, por sua vez é de microclina pertítica híbrida, localizada nos interstícios dos grãos maiores de mesopertita. De uma maneira geral, os ortoclásios apresentam composição $An_{0,3-13,9}$ $Ab_{9,3-21,3}$ $Or_{70,6-90,4}$, com teores de SiO_2 variando entre 64,23 e 64,66%, CaO entre 0,06 e 0,2%, Na_2O entre 1,02 e 2,35%, K_2O entre 13,03 e 15,03% e Al_2O_3 entre 18,42 e 18,97%. A microclina pertítica híbrida exibe alto teor de SiO_2 (64,66%) e CaO (5,13%) com baixo teor de K_2O .

Tabela IV.7 – Análises químicas dos feldspatos potássicos dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Amostra	267-B	269	3-A	3-A	64	64
Análise	328	322	311	312	262	263
Posição	centro	centro	centro	centro	centro	centro
SiO₂	64,54	64,51	64,22	64,66	64,23	63,94
TiO₂	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03
Al₂O₃	18,42	18,76	18,97	18,89	18,6	18,64
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0
FeO	0,13	0,02	0,05	0,03	0,05	0,01
MnO	0	0	0	0,01	0	0,01
MgO	0	0	0	0	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0
CaO	0,2	0,19	0,15	0,16	0,11	0,06
Na₂O	2,35	1,44	1,52	2,00	1,37	1,02
K₂O	13,03	14,51	14,49	13,89	14,52	15,03
Total	98,69	99,47	99,42	99,68	98,9	98,74
Si	2,99	2,98	2,97	2,98	2,99	2,98
Al	1,01	1,02	1,03	1,03	1,02	1,03
Fe³	0	0	0	0	0	0
Ti	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe²	0,005	0,001	0,002	0,001	0,002	0
Mn	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0	0
Ca	0,01	0,009	0,007	0,005	0,005	0,003
Na	0,21	0,13	0,14	0,18	0,12	0,09
K	0,77	0,86	0,86	0,82	0,86	0,89
ΣCátions	4,995	4,998	5,006	5,159	4,996	4,997
Ab	21,3	13,0	13,6	17,9	12,4	9,3
An	1,0	0,9	0,7	0,5	0,5	0,3
Or	77,7	86,1	85,7	81,6	87,1	90,4

IV.3 – Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2).

IV.3.1 – Piroxênios.

As análises químicas representativas dos piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) são apresentadas nas tabelas IV.8 e IV.9 enquanto que os valores dos cátions alocados nos sítios de coordenação, são mostrados nas tabelas IV.10 e IV.11. As análises dos ortopiroxênios e clinopiroxênios (amostras 71/113, 71/114, 71/119, 71/120, 71/122, EJ-27/38, EJ-27/39, EJ-27/40, EJ-30A/50, EJ-30A/55, EJ-30B/60, EJ-30B/61, XH-151/27, XH-151/28, XH-151/30 e XH-151/36), foram plotadas no diagrama triangular Wo-En-Fs (Morimoto *et al.*, 1988) e como pode ser verificado na figura IV.5, os ortopiroxênios situaram-se no campo da ferrosilita ($En_{24,2-35,0}$, $Wo_{0,03-2,3}$, $Fs_{64,1-75,7}$) e da enstatita ($En_{49,99-50,7}$, $Wo_{1,47-1,74}$, $Fs_{47,9-48,3}$), enquanto que os clinopiroxênios situaram-se no campo da augita ($En_{17,7-35,7}$, $Wo_{37,9-44,7}$, $Fs_{19,6-40,3}$).

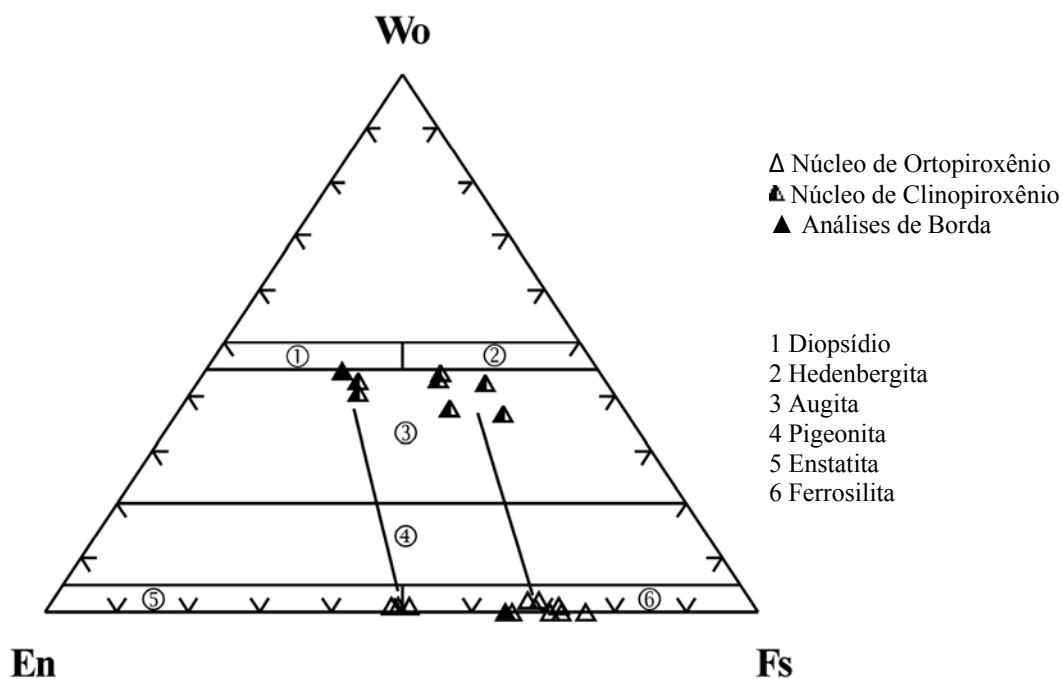


Figura IV.5 – Classificação dos piroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), segundo o diagrama En-Wo-Fs (Morimoto *et al.*, 1988).

Tabela IV.8 – Análises químicas representativas dos ortopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostra	71	71	EJ-27	EJ-30A	EJ-30A	EJ-30B	EJ-30B	XH-151	XH-151
Análise	114	122	40	50	55	60	61	27	30
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	50,04	49,41	47,37	49,07	51,50	48,02	48,84	52,06	52,07
TiO₂	0,10	0,11	0,11	0,13	0,02	0,09	0,06	0,1	0,08
Al₂O₃	0,47	2,98	0,36	0,48	0,2	0,56	0,44	0,54	0,48
FeO	37,18	36,28	43,46	39,96	33,28	39,93	39,50	29,18	29,29
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr₂O₃	0	0,02	0	0	0	0	0	0,02	0,02
MnO	0,76	0,77	1,18	1,32	0,94	1,5	1,43	0,93	0,87
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	9,66	9,01	8,02	8,86	10,50	9,14	9,57	17,85	17,53
CaO	0,98	1,1	0,01	0,65	0,38	0,40	0,36	0,72	0,85
Na₂O	0,09	0,03	0,070	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
K₂O	0,01	0,25	0	0,01	0,01	0,02	0	0,01	0
Total	99,29	99,96	100,57	100,49	99,85	99,68	100,2	101,43	101,2
Si	2,06	1,93	1,95	2,00	2,14	1,97	1,99	1,98	1,98
Al^{IV}	0	0,07	0,02	0,002	0	0,03	0,01	0,02	0,02
Fe³	0	0	0,09	0	0	0,03	0,002	0,02	0,01
Al^{VI}	0,02	0,08	0	0,02	0,01	0	0,01	0	0,01
Ti	0,003	0,003	0,003	0,004	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002
Fe²	1,25	1,26	1,41	1,36	1,15	1,34	1,34	0,91	0,93
Cr	0	0,001	0	0	0	0	0	0,001	0,001
Mg	0,59	0,56	0,49	0,54	0,65	0,56	0,58	1,01	0,99
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03
Ca	0,04	0,05	0,001	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
Na	0,01	0,002	0,01	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001
K	0,001	0,01	0	0	0,001	0,001	0	0	0
ΣCátions	3,99	3,98	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00	4,00	4,00
Q	1,88	1,87	1,90	1,93	1,82	1,92	1,94	1,95	1,96
J	0,01	0,01	0,01	0,003	0,003	0,003	0,001	0,003	0,001
WO	2,27	2,58	0,03	1,44	0,91	0,88	0,78	1,47	1,74
EN	31,07	29,45	24,24	27,28	35,04	27,98	29,19	50,62	49,99
FS	66,67	67,96	75,73	71,28	64,06	71,14	70,03	47,92	48,27
X_{Mg}	0,32	0,31	0,26	0,28	0,36	0,29	0,30	0,53	0,52
X_{Fe}	0,68	0,69	0,74	0,72	0,64	0,71	0,70	0,47	0,48

Quanto à ferrosilita verifica-se que representativa EJ-30A/50 é a que apresenta maior valor do membro Fs (71,28) e menor do membro En (27,27). Por outro lado, a amostra EJ-30A/55 é a que mostra menor valor do membro Fs (64,05) e maior do membro En (35,03). Estas discrepâncias são resultados dos diferentes teores de MgO, FeO e CaO dessas fases minerais que ocasionam diferentes estágios de colocação dos cátions nos sítios de coordenação (Tabelas IV.10 e IV.11).

Ainda referindo-se à ferrosilita, o MgO varia entre 8,02 a 10,5%, o FeO entre 33,28 e 43,46% e o CaO entre 0,01 e 1,1%. Em virtude disso, estes teores influenciam as frações molares dos ortopiroxênios, onde o X_{Mg} varia de 0,26 a 0,36 e o X_{Fe} entre 0,68 e 0,74.

Tabela IV.9 - Análises químicas representativas dos clinopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostra	71	71	71	EJ-27	EJ-27	XH-151	XH-151	XH-151
Análise	113	119	120	38	39	24	28	36
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo
SiO₂	50,54	50,64	50,57	49,35	48,84	52,34	52,28	51,52
TiO₂	0,24	0,21	0,11	0,30	0,11	0,24	0,14	0,25
Al₂O₃	1,36	1,17	0,71	1,21	0,83	1,01	1,13	1,73
FeO	19,62	19,47	21,59	23,54	26,22	14,18	11,72	13,36
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr₂O₃	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0,05
MnO	0,44	0,41	0,53	0,593	0,705	0,47	0,41	0,41
MgO	7,93	7,52	8,23	5,93	5,91	12,48	12,40	11,73
CaO	20,42	20,51	17,51	19,62	16,89	19,66	21,57	20,36
Na₂O	0,46	0,04	0,28	0,41	0,36	0,47	0,43	0,57
K₂O	0,02	0	0,02	0	0	0	0,02	0,01
Total	101,03	99,97	99,55	100,94	99,85	100,86	100,11	99,99
Si	1,95	1,99	1,99	1,94	1,95	1,97	1,97	1,95
Al^{IV}	0,05	0,02	0,01	0,06	0,04	0,04	0,03	0,05
Fe³	0,06	0	0,001	0,08	0,08	0,05	0,04	0,05
Al^{VI}	0,01	0,04	0,02	0	0	0,01	0,02	0,03
Ti	0,007	0,006	0,003	0,009	0,003	0,007	0,004	0,007
Fe²	0,57	0,64	0,71	0,69	0,80	0,40	0,33	0,37
Cr	0	0	0	0	0	0,001	0	0
Mg	0,46	0,44	0,48	0,35	0,35	0,70	0,70	0,66
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Ca	0,84	0,86	0,74	0,83	0,72	0,79	0,87	0,83
Na	0,03	0,003	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,003
K	0,001	0	0,001	0	0	0	0,001	0
ΣCátions	3,99	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00
Q	1,87	1,94	1,93	1,87	1,88	1,89	1,89	1,86
J	0,07	0,01	0,04	0,06	0,06	0,07	0,06	0,08
WO	43,34	44,11	37,87	42,00	36,61	40,57	44,66	42,92
EN	23,42	22,50	24,77	17,66	17,82	35,83	35,72	34,41
FS	33,24	33,38	37,36	40,34	45,57	23,60	19,61	22,67
X_{Mg}	0,44	0,41	0,41	0,33	0,31	0,63	0,68	0,64
X_{Fe}	0,58	0,59	0,60	0,69	0,71	0,39	0,35	0,39

As análises de química dos ortopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) (Tabela IV.8), mostram que todas as amostras, com exceção de 71/122 apresentam teores de Al_2O_3 menores do que 1%. Também esta amostra 71/122 apresenta alto teor em Al_2O_3 (2,98%) e CaO (1,1%), além de baixo teor em SiO_2 (46,41%) e MgO (9,01%). Por outro lado as razões das frações molares desta amostra ($X_{Mg} = 0,31$ e $X_{Fe} = 0,69$), são próximas aos valores calculados para ao grupo da ferrosilita (Morimoto *et al.* 1988).

Tabela IV.10 – Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos ortopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostra	71	71	EJ-27	EJ-30A	EJ-30A	EJ-30B	EJ-30B	XH-151	XH-151
Análise	114	122	40	50	55	60	61	27	30
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Si	1,95	1,99	1,99	1,94	1,95	1,97	1,97	1,95	1,95
Al ^{IV}	0,05	0,02	0,01	0,06	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05
Fe ³	0,06	0	0,001	0,08	0,08	0,05	0,04	0,05	0,06
Al ^{VI}	0,01	0,04	0,02	0	0	0,01	0,02	0,03	0,01
Ti	0,007	0,006	0,003	0,009	0,003	0,007	0,004	0,007	0,007
Fe ²	0,57	0,64	0,71	0,69	0,80	0,40	0,33	0,37	0,57
Cr	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0
Mg	0,46	0,44	0,48	0,35	0,35	0,70	0,70	0,66	0,46
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Ca	0,84	0,86	0,74	0,83	0,72	0,79	0,87	0,83	0,84
Na	0,03	0,003	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,003	0,03
K	0,001	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0,001
ΣCátions	3,99	3,98	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00	4,00	4,00
TSi	2,06	1,93	1,95	2,00	2,14	1,97	1,99	1,98	1,98
TAl	0	0,07	0,02	0,002	0	0,03	0,01	0,02	0,02
TFe ³	0	0	0,04	0	0	0,003	0	0	0
M1Al	0,02	0,08	0	0,02	0,01	0	0,01	0	0,01
M1Ti	0,003	0,003	0,003	0,004	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002
M1Fe ³	0	0	0,05	0	0	0,03	0,002	0,02	0,01
M1Fe ²	0,38	0,36	0,45	0,44	0,34	0,41	0,41	0	0
M1Cr	0	0,001	0	0	0	0	0	0,001	0,001
M1Mg	0,59	0,56	0,49	0,54	0,65	0,56	0,58	0,98	0,99
M1Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M2Mg	0	0	0	0	0	0	0	0,033	0,01
M2Fe2	0,86	0,91	0,95	0,92	0,81	0,93	0,93	0,91	0,93
M2Mn	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03
M2Ca	0,04	0,05	0,001	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
M2Na	0,007	0,002	0,006	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001
M2K	0,001	0,01	0	0	0,001	0,001	0	0	0

Quanto à enstatita, os valores de Fs variam de 47,91 a 48,26, enquanto que o membro En varia entre 49,99 e 50,61. A enstatita apresenta os maiores teores de MgO variando entre 17,85 e 17,53%, de SiO₂ variando entre 52,06 e 52,07% e de CaO situa-se entre 0,72 e 0,85%. Também devem ser destacados os baixos teores de FeO (29,18 a 29,29%), resultando em valores de X_{Mg} entre 0,52 e 0,53 e de X_{Fe} entre 0,47 e 0,48.

Utilizando as tabelas IV.10 e IV.11 e considerando a fórmula estrutural geral (M₂M₁T₂O₆) (Morimoto *et al.*, 1988), verifica-se que o sítio de coordenação octaédrica distorcido (M₂) inclui os cátions Fe², Mn, Ca, Na e K. Por sua vez, no sítio de coordenação octaédrica regular (M₁) aparecem os cátions Mg, Al^{VI}, Ti, Fe³, Fe² e em alguns casos o Cr. No sítio tetraédrico (T) são encontrados o Si e Al^{IV}. Observa-se também diferenças entre os dois tipos de ortopiroxênio (ferrosilita e enstatita) quanto aos valores dos cátions Fe² e Mg, nos sítios referidos. No tipo ferrosilita, no sítio (M₂), encontra-se valores de Fe² relativamente próximos àqueles encontrados nas enstatita, situados entre 0,83 a 0,95 (a.p.u.f). Por sua vez, no sítio (M₁), o Fe² possui valores entre 0,34 e 0,45 (a.p.u.f) e o Mg de 0,49 a 0,65 (a.p.u.f). Para o tipo enstatita, no caso do primeiro sítio, o Fe² apresenta valores similares aos do tipo ferrosilita, situados entre 0,91 e 0,93 (a.p.u.f) enquanto o Mg situa-se entre 0,01 e 0,03 (a.p.u.f). No segundo sítio o Fe² não ocorre enquanto que o Mg aloca entre valores de 0,98 e 0,99 (a.p.u.f).

As análises representativas dos grãos de clinopiroxênio (amostras 71/113, 71/119, 71/120, EJ-27/38, EJ-27/39, XH-151/24, XH-151/28 e XH-151/36) foram plotadas no diagrama triangular Wo-En-Fs (Morimoto *et al.*, 1988). Elas se posicionam no campo da augita com composições, En_{17,7-35,7}, Wo_{37,9-44,7}, Fs_{19,6-40,3} (Figura IV.1). A química mineral, as frações molares e os valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação desses clinopiroxênios são mostrados nas tabelas IV.10 e IV.11. Vale ressaltar que apesar de todas as amostras se situarem no campo da augita, analisando-se os teores dos óxidos e os valores das frações molares, podem-se separar a augita em dois subtipos: augita rica em ferro e augita rica em magnésio. No primeiro subtipo, ela apresenta altos valores em FeO (19,47 a 26,216%) e valores baixos de MgO (5,93 a 8,26%), quando comparados com o segundo. Ainda com relação ao primeiro tipo, os valores da X_{Mg} situam-se entre 0,31 e 0,44 e a X_{Fe}, entre 0,58 e 0,71. O segundo tipo exhibe teores baixos de FeO (11,72 a 14,18%) e altos de MgO (11,73 a 12,48%). A X_{Mg} é maior (0,63 a 0,68) e a X_{Fe}, menor (0,35 a 0,39) quando comparados ao primeiro tipo.

Tabela IV.11 - Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos clinopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostra	71	71	71	EJ-27	EJ-27	XH-151	XH-151	XH-151
Análise	113	119	120	38	39	24	28	36
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo
Si	1,95	1,99	1,99	1,94	1,95	1,97	1,97	1,95
Al ^{IV}	0,05	0,02	0,01	0,06	0,04	0,04	0,03	0,05
Fe ³	0,06	0	0,001	0,08	0,08	0,05	0,04	0,05
Al ^{VI}	0,01	0,04	0,02	0	0	0,01	0,02	0,03
Ti	0,007	0,006	0,003	0,009	0,003	0,007	0,004	0,007
Fe ²	0,57	0,64	0,71	0,69	0,80	0,40	0,33	0,37
Cr	0	0	0	0	0	0,001	0	0
Mg	0,46	0,44	0,48	0,35	0,35	0,70	0,70	0,66
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Ca	0,84	0,86	0,74	0,83	0,72	0,79	0,87	0,83
Na	0,03	0,003	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,003
K	0,001	0	0,001	0	0	0	0,001	0
ΣCátions	3,99	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00
TSi	1,95	1,99	1,99	1,94	1,95	1,97	1,97	1,95
TAl	0,05	0,02	0,01	0,06	0,04	0,04	0,03	0,05
TFe ³	0	0	0	0,006	0,008	0	0	0
M1Al	0,01	0,04	0,02	0	0	0,01	0,02	0,03
M1Ti	0,007	0,006	0,003	0,009	0,003	0,007	0,004	0,007
M1Fe ³	0,06	0	0,001	0,08	0,07	0,05	0,04	0,05
M1Fe ²	0,47	0,52	0,49	0,57	0,58	0,24	0,24	0,25
M1Cr	0	0	0	0	0	0	0	0,001
M1Mg	0,46	0,44	0,48	0,35	0,35	0,70	0,70	0,66
M1Ni	0	0	0	0	0	0	0	0
M2Mg	0	0	0	0	0	0	0	0
M2Fe ²	0,11	0,12	0,22	0,12	0,23	0,16	0,09	0,12
M2Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
M2Ca	0,84	0,86	0,74	0,83	0,72	0,79	0,87	0,83
M2Na	0,03	0,003	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
M2K	0,001	0	0,001	0	0	0	0,001	0
ΣCátions	3,99	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00

Com relação á fórmula química geral (Tabela IV.11), para a augita rica em ferro, no sítio (M1) encontram-se valores do Fe⁺² de 0,47 a 0,58 (a.p.f.u) e do Mg de (0,34 a 0,48) (a.p.f.u). Por sua vez, a augita rica em magnésio apresenta valores de Fe² entre 0,24 e 0,25 (a.p.f.u) e de Mg entre 0,66 e 0,70 (a.p.f.u). Desta maneira, os clinopiroxênios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos do (CH2) possuem augita de composição geral Ca_{0,72-0,87}(Mg_{0,35-0,70},Fe_{0,33-0,80})₂Si_{1,94-1,99}O₆, podendo ser subdivididas em augita rica em magnésio e augita rica em ferro, com as principais substituições sendo Mg ↔ Fe².

IV.2.2 – Anfibólios.

Análises químicas representativas de anfibólio dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) (Tabelas IV.12 e IV.13), foram colocadas no diagrama binário (Mg/Mg+Fe²) versus (Si+Al^{VI}), tanto para a classificação de anfibólios cálcicos monoclinicos, com parâmetros (Ca+Na)_B ≥ 1,00, 1,50 < (Na)_B < 0,50, (Ca)_B ≥ 1,00, (Na+K)_B ≥ 0,50, Ti < 0,50 e Fe⁺³ < Al^{IV}, quanto para a classificação de anfibólios ortorrômbicos (Fe-Mg-Mn-Li), com parâmetros (Ca+Na)_B < 1,00, (Mg,Fe²,Mn, Li) ≥ 1,00 e (Li) < 1,00, segundo Leake (1997). Com a utilização desses dois diagramas foi possível classificar os anfibólios do CH2 em três tipos: ferro-edenita, ferro-pargasita e pargasita (anfíbólios cálcicos) (Figura IV.6).

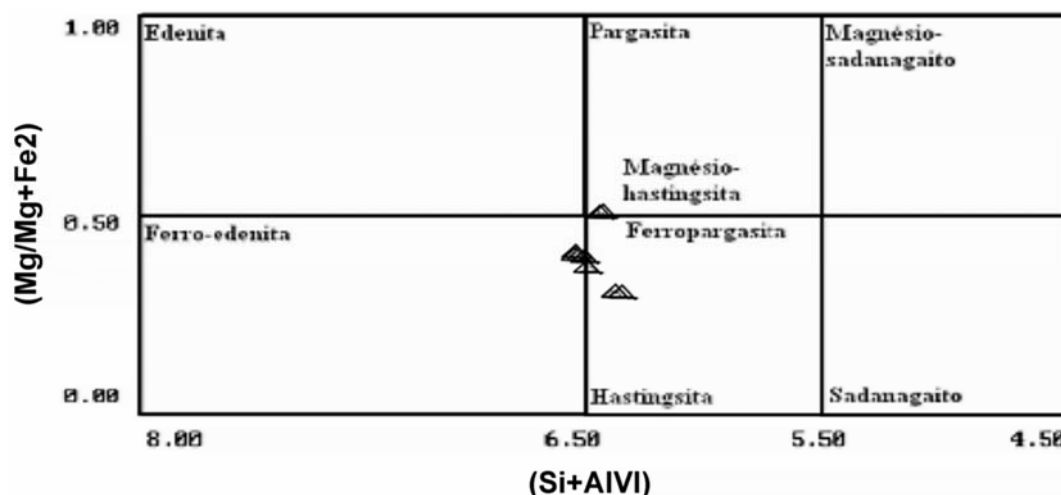


Figura IV.6 - Classificação dos anfibólios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), para anfibólios cálcicos, segundo Leake (1997).

As amostras XH-151/29 e XH-151/61 (pargasitas) são anfibólios formados no pico do metamorfismo granulítico, que ocorrem sob a forma de cristais xenoblásticos a idioblásticos, pleocróicos, com cores variando de amarelo-acastanhado a castanho. Por sua vez, as amostras 71/116, 71/121, 71/124 e 71/125 (ferro-edenitas), situadas nas bordas dos ortopiroxênios, são de (anfíbólios retrógradados), elas ocorrem sob a forma de grãos xenoblásticos e por vezes hipidioblásticos, com pleocroísmo variando de amarelo esverdeado a castanho esverdeado. As amostras EJ-27/36 e EJ-30A (ferro-pargasitas), que estão localizados na bordas dos opacos são pleocróicas, com cores variando do verde a verde escuro/verde oliva. Elas são também retrógradadas.

A pargasita apresenta teores de FeO variando entre 18,00 e 18,05%, MgO entre 10,13 e 10,26%, TiO₂ entre 1,85 e 1,87%, CaO entre 11,11 e 11,13%, Al₂O₃ entre 10,59 e 10,64% e K₂O entre 1,74 e 1,82%. Em consequência disso, os cátions Fe² calculados variam de 2,16 a 2,28, o Mg entre 2,30 e 2,35 e o Ca entre 1,82 a 1,83. Sendo assim os parâmetros encontrados que permitiram classificar esta fase mineral foram: (Ca+Na)_B variando de 1,82 a 1,83 e o (Ca)_B oscilando entre 1,82 e 1,83, com o Ti igual a 0,21 e o Fe⁺³ < Al^{IV}. Os valores da fração molar calculados variam: X_{Mg} entre 0,50 a 0,52 e X_{Fe} entre 0,48 a 0,50.

Tabela IV.12 – Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostra	71	71	71	71	EJ-27	EJ-30A	XH-151	XH-151
Análise	116	121	124	125	36	47	29	31
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo
SiO ₂	42,42	42,55	41,85	42,71	40,214	40,76	42,25	41,52
TiO ₂	1,94	0,75	0,27	1,22	2,447	1,892	1,87	1,85
Al ₂ O ₃	10,19	10,64	10,97	10,21	9,655	10,441	10,64	10,59
FeO	21,88	21,79	23,71	22,11	25,062	24,968	18,05	18,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0	0,02	0,01	0	0	0,06	0
MnO	0,19	0,15	0,18	0,21	0,298	0,38	0,19	0,17
MgO	7,52	7,71	6,59	7,70	5,422	5,468	10,13	10,26
CaO	10,94	11,31	11,18	11,04	10,946	10,804	11,13	11,11
Na ₂ O	1,92	1,53	1,4	1,87	2,072	1,875	1,42	1,46
K ₂ O	1,61	1,56	1,51	1,52	1,870	1,820	1,82	1,74
F	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0,09	0,12	0,08	0,12	0	0	1,03	0,98
Total	98,7	98,11	97,74	98,71	97,99	98,41	98,53	97,68
O_F_Cl	0,02	0,03	0,02	0,03	0	0	0,23	0,22
O_F	0	0	0	0	0	0	0	0
O_Cl	0,02	0,03	0,02	0,03	0	0	0,23	0,22
H ₂ O	1,96	1,95	1,92	1,95	2,00	2,00	1,97	1,94
CTotal	99,96	99,95	98,92	99,95	99,99	100,41	99,97	100,06
Si	6,74	6,87	6,73	6,87	6,36	6,39	6,43	6,37
Al ^{IV}	1,26	1,13	1,27	1,13	1,64	1,61	1,57	1,63
Fe ³	0	0,06	0,24	0	0	0	0,02	0,15
Al ^{VI}	0,64	0,89	0,81	0,80	0,16	0,32	0,34	0,28
Cr	0,003	0	0,003	0,001	0	0	0,01	0
Ti	0,23	0,09	0,03	0,15	0,29	0,22	0,21	0,21
Mg	1,78	1,86	1,58	1,85	1,28	1,28	2,30	2,35
Fe ²	2,91	2,94	3,19	2,97	3,32	3,27	2,28	2,16
Mn	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02
Ca	1,86	1,96	1,93	1,90	1,86	1,81	1,82	1,83
Na	0,59	0,48	0,44	0,58	0,64	0,57	0,42	0,43
K	0,33	0,32	0,31	0,31	0,38	0,36	0,35	0,34
ΣCátions	16,37	16,56	16,32	16,59	15,95	15,89	15,77	15,78
CCl	0,02	0,03	0,02	0,03	0	0	0,266	0,255
CF	0	0	0	0	0	0	0	0
OH	0	0	0	0	0	0	0	0
Oxigênios	23,83	24,13	23,75	24,12	23,00	23,00	23,216	23,262
(Ca+Na) _B	1,89	1,86	1,86	1,85	1,91	1,86	1,82	1,83
(Na) _B	0,09	0	0	0,04	0,06	0,04	0	0
(Na+K) _A	0,80	0,76	0,72	0,82	0,95	0,89	1,12	1,12
(Ca) _B	1,80	1,86	1,86	1,81	1,86	1,81	1,82	1,83
X _{Mg}	0,38	0,39	0,35	0,38	0,28	0,28	0,50	0,52
X _{Fe}	0,62	0,61	0,65	0,62	0,72	0,72	0,50	0,48

Tabela IV.13 - Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos anfibólios dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostra	71	71	71	71	EJ-27	EJ-30A	XH-151	XH-151
Análise	116	121	124	125	36	47	29	31
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo
Si	6,74	6,87	6,73	6,87	6,36	6,39	6,43	6,37
Al ^{IV}	1,26	1,13	1,27	1,13	1,64	1,61	1,57	1,63
Fe ₃	0	0	0	0	0	0	0,02	0,15
Al ^{VI}	0,64	0,89	0,81	0,80	0,16	0,32	0,34	0,28
Cr	0,003	0	0,003	0,001	0	0	0,01	0
Ti	0,23	0,09	0,03	0,15	0,29	0,22	0,21	0,21
Mg	1,78	1,86	1,58	1,85	1,28	1,28	2,30	2,35
Fe ²	2,91	2,94	3,19	2,97	3,32	3,27	2,28	2,16
Mn	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02
Ca	1,86	1,96	1,93	1,90	1,86	1,81	1,82	1,83
Na	0,59	0,48	0,44	0,58	0,64	0,57	0,42	0,43
K	0,33	0,32	0,31	0,31	0,38	0,36	0,35	0,34
TSi	6,747	6,87	6,73	6,87	6,36	6,39	6,43	6,37
TAl	1,26	1,13	1,27	1,13	1,64	1,61	1,57	1,63
TFe ³	0	0	0	0	0	0	0	0
TTi	0	0	0	0	0	0	0	0
CAI	0,64	0,89	0,81	0,80	0,16	0,32	0,34	0,28
CCr	0,003	0	0,003	0,001	0	0	0,007	0
CFe ³	0	0,06	0,24	0	0	0	0,02	0,15
CTi	0,23	0,09	0,03	0,15	0,29	0,22	0,21	0,21
CMg	1,78	1,86	1,58	1,85	1,28	1,28	2,30	2,35
CFe ²	2,34	2,16	2,57	2,21	3,27	3,18	2,12	2,01
CMn	0	0	0	0	0	0	0	0
CCa	0	0	0	0	0	0	0	0
BMg	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe ²	0,56	0,78	0,62	0,77	0,04	0,09	0,16	0,15
BMn	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02
BCa	1,41	1,2	1,36	1,21	1,86	1,81	1,82	1,83
BNa	0	0	0	0	0,06	0,05	0	0
ACa	0,45	0,76	0,57	0,70	0	0	0,42	0,43
ANa	0,59	0,48	0,44	0,58	0,58	0,53	0,35	0,34
AK	0,33	0,32	0,31	0,31	0,38	0,36	0,77	0,78
ΣCátions	16,37	16,56	16,32	16,59	15,95	15,89	15,77	15,78
CCl	0,02	0,03	0,02	0,03	0	0	0,27	0,26
CF	0	0	0	0	0	0	0	0
OH	0	0	0	0	0	0	0	0
ΣOxigênios	23,832	24,128	23,748	24,123	22,997	22,997	23,216	23,262

A ferro-edenita apresentam teores de FeO entre 21,79 a 22,11%, MgO de 6,59 a 7,71%, TiO₂ de 0,27 a 1,94%, CaO de 10,94 a 11,31%, Al₂O₃ de 10,19 a 10,97% e K₂O de 1,51 a 1,61%. Em consequência disso, os cátions Fe² variam de 2,9 a 3,2, Mg entre 1,58 a 1,86 e Ca de 1,87 a 1,96. Os parâmetros de classificação (Ca+Na)_B variam entre 1,85 a 1,89, o (Ca)_B de 1,80 a 1,86, Ti de 0,09 a 0,23 e Fe⁺³ < Al^{IV}. Os valores da fração molar X_{Mg} oscilam entre 0,35 e 0,39 e X_{Fe} entre 0,61 e 0,67.

A ferro-pargasita possui teores de FeO variando entre 24,97 e 25,06%, MgO de 5,42 a 5,47%, TiO₂ de 1,89 a 2,44%, CaO de 10,8 a 10,9%, Al₂O₃ de 9,66 a 10,44% e K₂O de 1,82 a 1,87%. Em consequência, os cátions Fe² variam de 3,27 a 3,31, Mg de 1,279 a 1,278 e Ca de 1,81 a 1,86. Os parâmetros calculados para (Ca+Na)_B situam-se entre 1,86 a 1,91, o (Ca)_B de 1,81 a 1,86, com o Ti de 0,22 a 0,29 e o Fe⁺³ < Al IV. Por sua vez, a fração molar X_{Mg} é igual a 0,28 e a X_{Fe} é igual a 0,72.

Com relação às fórmulas estruturais (Tabela IV.13), a pargasita, ferro-edenita e ferro-pargasita apresentam diferenças nos sítios de coordenação. Na pargasita, no sítio (A) encontra-se o cátion Ca, variando entre 0,42 e 0,43 e o K entre 0,77 e 0,78, estes últimos bastante altos quando comparados com aqueles obtidos para os outros tipos de anfibólios. Por sua vez, no sítio (B) é encontrado o cátion Mg com valores entre 2,30 e 2,35 e, Fe² com valores oscilando entre 2,01 e 2,12. No sítio (C) foram identificados altos valores de Al^{VI} oscilando entre 0,28 e 0,34, de Ti igual a 0,21 e de Mg entre 2,30 e 2,35. No sítio tetraédrico (T) está alocado somente o cátion Si com valores entre 6,37 e 6,43 e Al^{IV} entre 1,57 e 1,63 (Tabela IV.13).

Na ferro-edenita, no sítio (A), encontram-se os cátions de Ca, com valores entre 0,45 e 0,76 (a.p.f.u), de Na entre 0,44 e 0,59 e de K entre 0,31 e 0,33. No sítio (B) ocorrem cátions de Fe² com teores entre 0,56 e 0,78, de Mn entre 0,02 e 0,03 e de Ca entre 1,2 e 1,4. No sítio (C) são alocados os cátions Al^{VI} com valores entre 0,64 e 0,89, Ti entre 0,03 e 0,23, Mg entre 1,58 e 1,86 e o Fe² entre 2,16 e 2,34. No sítio tetraédrico (T) são alocados o Si e o Al^{IV} com valores situados entre 6,73 e 6,87 e valores entre 1,26 e 1,31, respectivamente (Tabela IV.13).

Na ferro-pargasita, no sítio (A) são alocados os cátions de Na variando entre 0,53 e 0,58 e o K entre 0,36 e 0,38. No sítio (B) encontram-se o Fe², variando entre 0,04 e 0,09, o Mn entre 0,04 e 0,05, o Ca entre 1,81 e 1,86 e o Na entre 0,05 e 0,06. Por sua vez, no sítio (C) são alocados o Al^{VI} com valores situados entre 0,16 e 0,32, o Ti entre 0,22 e 0,29, o Mg entre 1,278 e 1,279 e o Fe² entre 3,19 e 3,27. No sítio (T) aloca-se o Si, com valores entre 6,36 e 6,39 e o Al^{IV} entre 1,61 a 1,64 (Tabela IV.13).

IV.3.3 – Biotitas.

Análises químicas representativas da biotita (Tabela IV.14) foram colocadas no diagrama binário Al^{IV} versus $(Fe/Fe+Mg)$ de Deer *et al.* (1992), notando-se que elas posicionam-se no campo da eastonita e da siderofilita (Figura IV.7). As amostras XH-151/27, XH-151/34 e XH-151/37 (eastonita) são de biotita formada no pico da granulitização, as quais ocorrem como palhetas, pleocróicas, com cores variando de amarelo-acastanhado a castanho-escuro. Entretanto as amostras EJ-30A/51, EJ-30B/57 (siderofilita) são de biotita retrógrada, preferencialmente xenoblástica, localizadas na borda dos ortopiroxênios, as quais exibem pleocroísmo variando de amarelo-acastanhado a castanho-escuro

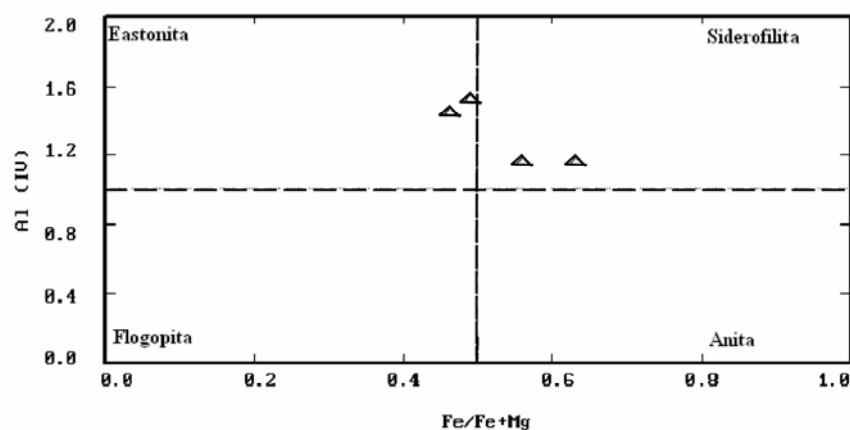


Figura IV.7 – Classificação da biotita dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), segundo o diagrama binário $Al^{(IV)}$ versus $Fe/(Fe+Mg)$ (Deer *et al.* 1992).

Na eastonita encontra-se teores de MgO variando entre 12,74 e 15,33%, FeO entre 19,67 e 21,24%, SiO_2 entre 36,09 e 36,36%, K_2O entre 1,30 e 5,91%, Al_2O_3 entre 14,72 e 15,96% e o TiO_2 entre 3,71 e 4,59%. Por sua vez, o valor para o cátion Mg oscila entre 1,46 e 1,83 (a.p.f.u), sendo o do Fe^{+2} igual a 0,38 (a.p.f.u). A fração molar X_{Mg} varia de 0,51 a 0,6 e a X_{Fe} entre 0,4 e 0,49 (Tabela IV.14).

A siderofilita exibe teores de MgO variando entre 7,96 e 10,02%, FeO entre 22,64 e 24,25%, SiO_2 entre 36,09 e 36,36%, K_2O entre 9,39 e 9,44%, Al_2O_3 entre 13,45 e 13,62% e o TiO_2 entre 2,63 a 3,40%. Em consequência disso, os cátions Mg calculados variam de 0,93 e 1,17 e, do

Fe² entre 1,34 a 1,47. Os valores das frações molares variam: X_{Mg} entre 0,37 e 0,44 e X_{Fe} entre 0,56 a 0,63 (Tabela IV.14).

Tabela IV.14 – Análises químicas representativas da biotita dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostra	EJ-30A	EJ-30B	XH-151	XH-151	XH-151
Análise	51	57	27	34	37
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	36,36	36,09	32,20	34,47	30,85
TiO₂	2,63	3,40	4,59	4,17	3,71
Al₂O₃	13,46	13,63	14,72	15,02	15,96
Cr₂O₃	0	0	0,06	0,04	0,03
FeO	22,65	24,25	19,69	21,24	19,67
Fe₂O₃	0	0	0	0	0
MnO	0,12	0,17	0,07	0,08	0,15
MgO	10,02	7,96	14,42	12,74	15,33
BaO	0	0	0	0	0
CaO	0,12	0,04	1,57	0,37	1,33
Na₂O	0,14	0,13	0,03	0,03	0,04
K₂O	9,39	9,45	2,64	5,91	1,30
F	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0,22	0,45	0,22
H₂O	3,83	3,82	3,75	3,75	3,73
Total	99,70	99,92	94,96	99,27	93,32
Si	2,86	2,84	2,55	2,65	2,47
Al^{IV}	1,16	1,16	1,45	1,35	1,53
Al^{VI}	0,08	0,1	0	0,01	0
Ti	0,15	0,2	0,27	0,24	0,22
Fe³	0,14	0,13	1,47	0,98	1,77
Fe²	1,34	1,47	0	0,38	0
Cr	0	0	0	0	0
Mn	0,01	0,01	0	0,01	0,01
Mg	1,17	0,93	1,70	1,46	1,83
Ca	0,01	0	0,13	0,03	0,11
Na	0,02	0,02	0	0	0,01
K	0,94	0,95	0,27	0,58	0,13
Σ Cations	7,36	6,91	7,86	7,70	8,08
X_{Fe}	0,56	0,63	0,40	0,40	0,49
X_{Mg}	0,44	0,37	0,60	0,60	0,51

IV.3.4 – Feldspatos.

Análises representativas de plagioclásio e feldspatos potássicos dos granulitos (CH2) (Tabela IV.15) foram plotados no diagrama ternário Or-Ab-Na (Deer *et al.* 1963) (Figura IV.8). As amostras 71/115, 71/123, XH-151/52, XH-151/26, XH-151/32 e XH-151/33 são de plagioclásio que são, possivelmente relíquias plutônicas, que ocorrem sob a forma de grãos xenoblásticos a grãos porfiroblásticos, estes últimos alcançando até 4,8 cm de tamanho. Por outro lado, as amostras 71/117, EJ-30A/52 e EJ-30B/59 são de plagioclásios menores localizados na matriz da rocha.

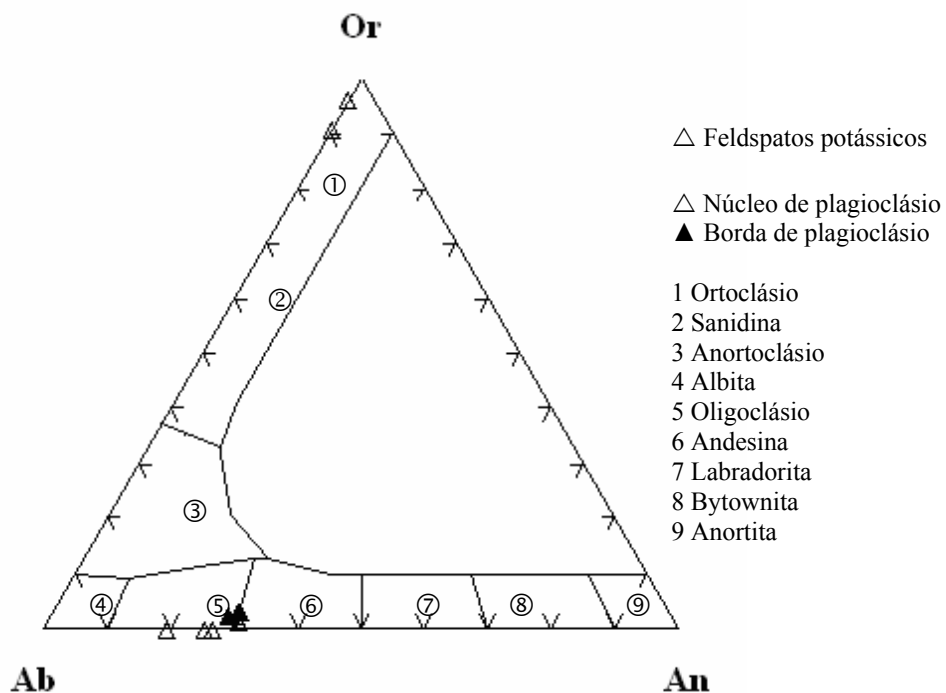


Figura IV.8 - Classificação dos cristais de feldspato dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.* 1963).

O plagioclásio, relíquia plutônica, situa-se preferencialmente no campo da andesina ($An_{28,3-29,5} Ab_{65,1-69,6} Or_{2,1-10,7}$) enquanto o plagioclásio da matriz situa-se no campo do oligoclásio ($An_{19,8-28,3} Ab_{72,3-79,4} Or_{0,8-0,9}$).

Tabela IV.15– Análises químicas representativas dos feldspatos potássicos (kfs) e plagioclásio (Pl) dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2).

Amostra	EJ-27	EJ-30B	71	EJ-30A	EJ-30B	71	71	XH-151	XH-151	XH-151	XH-151
Análise	37	58	117	52	59	115	123	25	26	32	33
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo
Mineral	kfs	kfs	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO₂	65,16	64,91	61,51	62,59	63,83	63,70	61,39	61,93	62,15	58,69	61,01
TiO₂	0,067	0,01	0	0,033	0,003	0,04	0,02	0,02	0	0,02	0,01
Al₂O₃	18,59	18,39	24,08	24,05	23,21	22,82	24,46	24,35	24,47	24,48	24,69
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0,03	0,06	0,07	0,43	0,02	0,06	0,11	0,16	0,11	0,13	0,13
MnO	0	0	0	0,017	0	0,01	0	0,01	0	0,01	0
MgO	0	0	0	0	0,007	0	0	0,04	0	0,01	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0,13	0,02	5,60	5,49	4,36	5,98	6,00	6,19	6,06	5,97	6,04
Na₂O	1,24	0,50	8,35	9,00	9,66	6,30	8,17	7,73	7,75	7,95	7,87
K₂O	15,78	16,42	0,15	0,15	0,17	0,54	0,37	0,66	0,65	0,39	0,43
Total	100,99	100,3	99,76	101,75	101,26	99,45	100,52	101,09	101,19	97,65	100,18
Si	2,98	2,99	2,74	2,74	2,79	2,85	2,72	2,80	2,73	2,68	2,71
Al	1,00	1,00	1,26	1,24	1,20	1,20	1,28	1,26	1,27	1,32	1,29
Fe³	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0,002	0	0,003	0,001	0	0	0,001	0,001	0	0,001	0
Fe²	0,001	0,002	0	0,016	0,001	0,002	0,004	0	0,004	0,005	0,005
Mn	0	0	0	0,001	0	0	0	6	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,01	0,001	0,27	0,26	0,20	0,14	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29
Na	0,11	0,05	0,72	0,76	0,82	0,63	0,70	0,66	0,66	0,70	0,68
K	0,92	0,97	0,01	0,01	0,01	0,09	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02
Σ Cátions	5,03	5,01	5,00	5,03	5,02	5,01	5,01	5,05	4,98	5,02	4,99
Ab	10,6	4,4	72,3	74,2	79,4	69,6	69,6	66,7	67,3	69,1	68,5
An	0,6	0,1	26,8	25	19,8	28,3	28,3	29,5	29,1	28,7	29
Or	88,8	95,5	0,9	0,8	0,9	2,1	2,1	3,7	3,7	2,3	2,4

A andesina mostra menores teores de SiO₂ variando entre 58,69 e 63,70%. O Na₂O varia de 6,30 a 8,71%, o CaO de 5,86 a 6,19% e o K₂O de 0,12 a 0,66%. Os valores de Al₂O₃ oscilam de 22,82 e 24,69%. Em consequência, os valores dos cátions calculados variam: para o Na entre 0,63 e 0,74, para o Ca entre 0,14 a 0,29, para o K entre 0,02 e 0,12 e para o Al entre 1,20 a 1,29.

O oligoclásio apresenta teores de SiO₂ variando de 61,51 a 63,84%, de Na₂O entre 8,35 e 9,66%, de CaO entre 4,36 e 5,6%, de K₂O entre 0,146 e 0,17% e de Al₂O₃ entre 23,21 a 24,08%.

Com relação aos cátions, os valores de Na variam entre 0,72 e 0,82, de Ca entre 0,20 e 0,27, de K entre 0,008 e 0,009 e de Al entre 1,20 e 1,26.

As análises representativas dos feldspatos potássicos (amostras EJ-27/37 e EJ-30B/58) foram plotadas no diagrama da figura (IV.8), situando-se ambas no campo do ortoclásio. Elas são basicamente mesopertita ou ortoclásio quase puro, consideradas como possíveis relíquias plutônicas, as quais ocorrem na forma de grãos xenoblásticos a porfiroblásticos. Estes ortoclásios de composição $An_{0,1-0,6} Ab_{4,4-10,6} Or_{88,8-95,5}$, apresentam teores de SiO_2 variando entre 64,91 e 65,16%, de CaO entre 0,018 e 0,13%, de Na_2O entre 1,50 e 1,24%, de K_2O entre 15,78 e 16,42% e de Al_2O_3 entre 18,38 e 18,59%. Por sua vez, os cátions calculados variam: para o Si entre 2,98 e 2,995 (a.p.f.u), para o Na entre 0,045 e 0,11, para o Ca entre 0,001 e 0,006, para o Al entre 1,000 e 1,003 e para o K entre 0,92 e 0,96.

IV.4 – Charnockitos (CH6).

IV.4.1 – Piroxênios.

As análises químicas representativas dos piroxênios dos charnockitos (CH6) (centros e bordas) são apresentadas nas tabelas IV.16 e IV.17. Seus resultados (amostras 233B/85, 233B/84, 3-A/40, 3-A/41, 64/25, 64/26, JA-17A/30, JA-17A/31, JA-17A/32, JA-17A/33, JA-17A/34, JA-17A/35, JA-3A/21, JA-3A/22, JA-3A/23 e JA-3A/24), foram lançados no diagrama triangular Wo-En-Fs (Morimoto *et al.* 1988) (Figura IV.9). Os ortopiroxênios situam-se no campo da ferrosilita de composição de $En_{31,52-39,65} Wo_{1,11-2,87} Fs_{58,9-66,75}$, enquanto que o clinopiroxênio situaram-se no campo da augita, com composição $En_{24,17-27,30} Wo_{39,83-45,66} Fs_{29,06-35,71}$. Verifica-se também que tanto os núcleos quanto as bordas destes piroxênios apresentam particamente as mesmas composições químicas indicando que as altas temperaturas da granulitização os homogeneizaram quimicamente.

Entre as análises de ferrosilitas verifica-se que a JA-17A/34 é a que apresenta maior valor do membro Fs (66,75) e menor do membro En (31,53) e, inversamente, a amostra 233B/85 é a que exibe menor valor do membro Fs (58,90) e maior do membro En (39,65). Elas mostram também pequenas diferenças nos teores de MgO, FeO e CaO (Tabelas IV.15 e IV.16). Por exemplo, o MgO varia entre 10,31 e 12,04%, o FeO entre 36,28 e 38,32% e o CaO entre 0,52 e 1,34% e, em virtude disso, estes teores influenciam nas frações molares dos ortopiroxênios, onde o X_{Mg} varia de

0,33 a 0,37 e o X_{Fe} entre 0,63 e 0,67. A maioria dos ortopiroxênios dos charnockitos (CH6) (Tabela IV.16), com exceção da amostra JA-17A/30, apresenta teores de Al_2O_3 menores do que 1%.

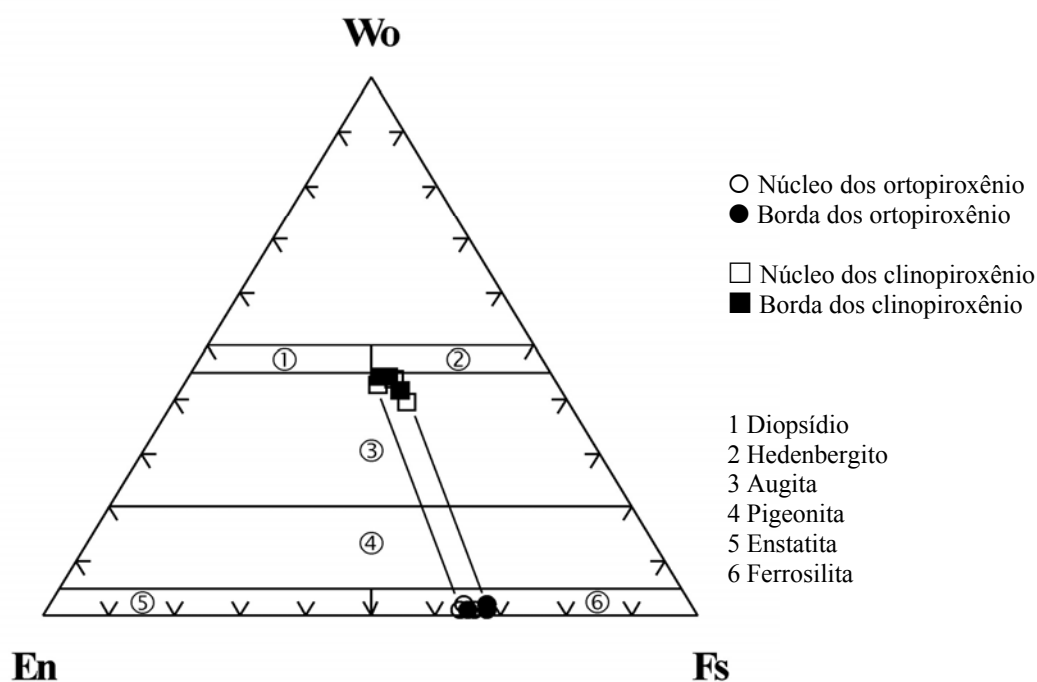


Figura IV.9 - Classificação dos piroxênios dos charnockitos (CH6), segundo o diagrama En-Wo-Fs (Morimoto *et al.* 1988).

Considerando a fórmula estrutural de expressão geral ($M_2M_1T_2O_6$) (Morimoto *et al.* 1988), nos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH6) verifica-se que o sítio de coordenação octaédrica distorcida (M_2) mostra a presença dos cátions Fe^2 , Mn, Ca, Na e K. Por sua vez, no sítio de coordenação octaédrica regular (M_1) aparecem os cátions Mg, Al^{VI} , Ti, Fe^3 , Fe^2 e em alguns casos o Cr. No sítio tetraédrico (T) são encontrados o Si e Al^{IV} . Os ortopiroxênios, com base nas considerações de Morimoto *et al.* (1988) e nas análises realizadas, eles podem ser classificados mais acuradamente como ferrosilita com magnésio, de composição geral ($Fe_{1,14-1,28}^{2+}Si_{1,96-2,00}O_6$), visto que as principais modificações que ocorrem são devidas às substituições $Mg \leftrightarrow Fe^2$. Por outro lado, em alguns casos verifica-se também a entrada de cátions do tipo Al^{VI} no sítio (M_1), podendo então ser classificados como ferrosilitas com magnésio e alumínio.

Tabela IV.16- Análises químicas representativas dos ortopiroxênios dos charnockitos (CH6).

Amostra	233B	3-A	64	JA-17A	JA-17A	JA-17A	JA-3A	JA-3A
Análise	85	40	25	30	32	34	21	23
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo	borda
SiO ₂	50,35	50,85	49,81	49,63	49,53	49,38	49,96	49,74
TiO ₂	0,1	0,11	0,18	0,15	0,12	0,14	0,17	0,13
Al ₂ O ₃	0,58	0,61	0,71	1,06	0,51	0,52	0,64	0,64
FeO	36,58	36,28	36,67	37,42	36,81	37,96	38,32	37,87
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0,75	0,78	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0,01	0	0,05	0,06	0,01	0,04	0	0
MnO	0,97	0,97	0,81	0,87	0,79	0,95	0,91	0,95
MgO	11,43	12,04	11,56	11,12	11,77	10,31	10,55	10,51
CaO	0,68	0,92	1,34	0,92	0,52	0,785	0,93	0,95
Na ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0	0
K ₂ O	0,02	0	0	0,04	0,02	0,002	0	0
Total	100,74	101,08	101,14	101,03	100,85	100,09	101,05	100,79
Si	1,98	2,00	1,98	1,96	1,973	2,00	1,99	1,99
Al ^{IV}	0,02	0,002	0,03	0,04	0,02	0,003	0,009	0,005
Fe ³	0	0	0	0,02	0,02	0	0	0
Al ^{VI}	0,01	0,03	0,01	0,01	0	0,02	0,02	0,02
Ti	0,003	0,003	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004
Fe ²	1,14	1,19	1,22	1,24	1,23	1,28	1,28	1,27
Cr	0	0	0,002	0,002	0	0,001	0	0
Mg	0,79	0,71	0,68	0,66	0,70	0,62	0,63	0,63
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ca	0,03	0,04	0,06	0,04	0,02	0,03	0,04	0,041
Na	0,002	0,002	0,001	0,001	0	0	0	0
K	0,001	0	0	0,002	0,001	0	0	0
Σ cátions	3,99	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00	4,00	4,00
WO	1,44	1,97	2,87	1,97	1,11	1,73	2,01	2,07
EN	39,65	35,83	34,45	33,06	34,99	31,53	31,75	31,87
FS	58,90	62,20	62,68	64,98	63,91	66,75	66,24	66,06
XMg	0,36	0,37	0,36	0,35	0,36	0,33	0,33	0,33
XFe	0,64	0,63	0,64	0,65	0,64	0,67	0,67	0,67

As análises representativas do clinopiroxênio dos charnockitos (CH6) (amostras 233B/84, 3-A/41, 64/26, JA-17A/31, JA-17A/33, JA-17A/35, JA-3A/22 e JA-3A/24) quando lançadas no diagrama triangular Wo-En-Fs (Morimoto *et al.* 1988) posicionam-se no campo da augita (Figura IV.10). Suas composições variam de En_{24,17-31,13} Wo_{39,83-45,75} Fs_{23,11-35,71}. Esta augita apresenta teores de FeO situados entre 16,82 e 19,27%, MgO entre 8,23 e 9,24%, Al₂O₃ entre 1,15 e 2,03% e CaO entre 19,35 e 20,71%. Por sua vez, os valores da X_{Mg} ficam entre 0,44 e 0,51 e da X_{Fe} entre 0,52 e 0,59.

Tabela IV.17- Análises químicas representativas dos clinopiroxênios dos charnockitos (CH6).

Amostras	233B	3-A	64	JA-17A	JA-17A	JA-17A	JA-3A	JA-3A
Análises	84	41	26	31	33	35	22	24
Posição	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo	borda
SiO₂	50,1	50,43	49,21	51,02	48,64	50,38	51,16	51,8
TiO₂	0,34	0,24	0,32	0,25	0,25	0,27	0,34	0,17
Al₂O₃	1,66	2,03	1,87	1,58	1,64	1,35	1,67	1,15
FeO	16,82	16,023	19,35	16,87	17,07	17,82	17,13	19,27
Fe₂O₃	0	1,86	2,73	1,30	2,68	0	1,15	0,42
Cr₂O₃	0	0,02	0,03	0	0,029	0	0	0,04
MnO	0,36	0,4	0,42	0,36	0,37	0,27	0,48	0,55
MgO	8,72	9,24	8,54	8,55	8,18	8,44	8,23	8,56
CaO	20,62	20,11	19,35	20,71	19,39	20,49	21,37	20,03
Na₂O	0,34	0,45	0,48	0,46	0,30	0,43	0,38	0,26
K₂O	0,01	0,03	0	0,016	0,30	0,012	0	0
Total	99,94	100,84	100,3	101,11	99,84	99,48	101,09	101,02
Si	1,96	1,93	1,88	1,96	1,92	1,96	1,95	1,98
Al^{IV}	0,04	0,07	0,08	0,04	0,08	0,04	0,05	0,02
Fe³	0	0,05	0,08	0,04	0,08	0	0,03	0,01
Al^{VI}	0,03	0,02	0	0,03	0	0,02	0,03	0,03
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005
Cr	0	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0,001
Mg	0,51	0,53	0,49	0,49	0,48	0,49	0,47	0,49
Fe²	0,55	0,51	0,62	0,54	0,56	0,58	0,55	0,61
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Ca	0,86	0,83	0,79	0,85	0,82	0,85	0,87	0,82
Na	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
K	0	0,001	0	0,001	0,02	0,001	0	0
Σ cátions	4,00	3,99	4,00	3,99	3,98	3,99	4,00	4,00
WO	44,67	42,70	39,83	44,09	41,91	44,20	45,11	41,98
EN	26,28	27,30	24,46	25,33	24,61	25,34	24,17	24,96
FS	29,06	30,00	35,71	30,58	33,48	30,46	30,72	33,05
X_{Mg}	0,48	0,50	0,44	0,47	0,46	0,47	0,46	0,44
X_{Fe}	0,52	0,51	0,59	0,54	0,57	0,54	0,55	0,56

IV.4.2 – Anfibólios.

As análises químicas representativas dos grãos de anfibólio (tabelas IV.18 e IV.19), foram lançados no diagrama binário (Mg/Mg+Fe²) *versus* (Si+Al^{VI}) de Leake (1997), o qual é utilizado para classificar anfibólios cálcicos monoclinicos, com parâmetros (Ca+Na)_B ≥ 1,00, 1,50 < (Na)_B < 0,50, (Ca)_B ≥ 1,00, (Na+K)_B ≥ 0,50, Ti < 0,50 e Fe⁺³ < Al^{IV}. Os anfibólios do CH6 são ferro-edenita (Figura IV.10). A ferro-edenita, amostras 233B/88, 233B/90, 3-A/53, 64/51, 64/52, JA-3A/50 e JA-3A/56, é considerada como formada no pico do metamorfismo da fácies granulito, visto que ocorre

sob a forma de cristais xenoblásticos a idioblásticos e, até por vezes porfiroblásticos, mostrando pleocroísmo, com cores variando do marrom-claro a marrom-escuro.

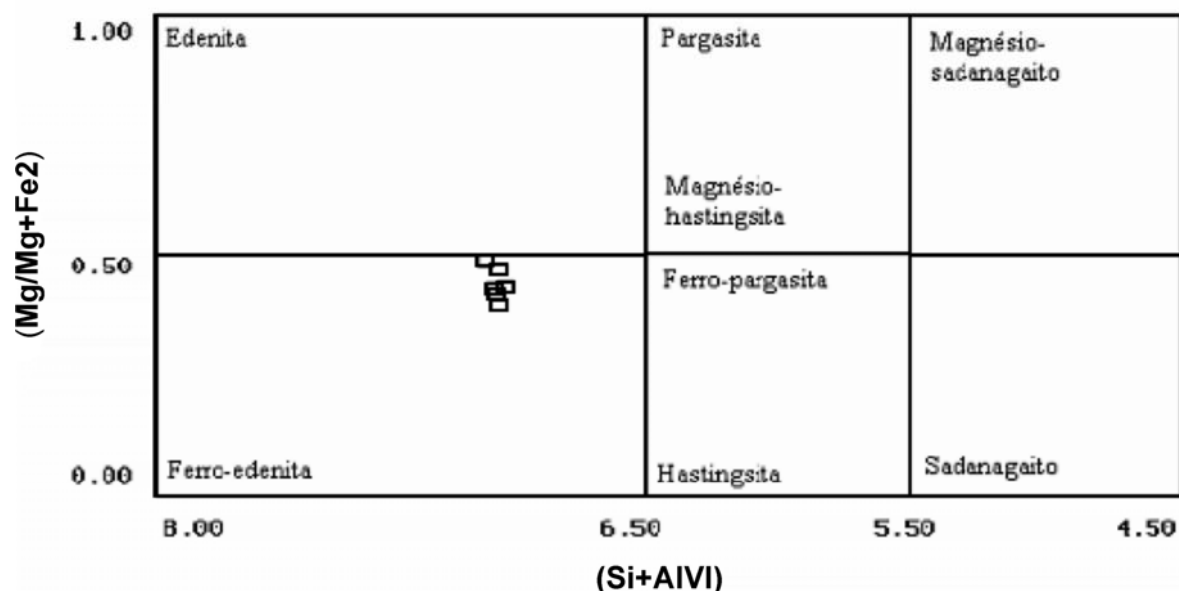


Figura (IV.10) - Classificação dos anfibólios cálcicos dos charnockitos (CH6), segundo Leake (1997).

A ferro-edenita dos charnockitos (CH6) apresenta teores de FeO variando entre 17,21 e 19,77%, de MgO entre 7,0 e 8,9%, de TiO₂ entre 1,81 a 2,21%, de CaO entre 11,2 e 11,41%, de Al₂O₃ entre 10,09 e 10,82 % e de K₂O entre 1,51 e 1,93 %. Em consequência disso, os cátions Fe² variam de 2,26 a 2,59, Mg entre 1,63 e 1,97 e Ca entre 1,83 e 1,89 (a.p.f.u). Os parâmetros (Ca+Na)_B variam entre 1,84 e 2,0, o (Ca)_B de 1,83 a 1,9, Ti de 0,2 a 0,262, sendo o Fe⁺³ < Al^{IV}. Os valores das frações molares X_{Mg} variam de 0,41 a 0,49 e X_{Fe} entre 0,53 e 0,61 (Tabela IV.18).

Com relação às fórmulas estruturais (Tabela IV.18), a ferro-edenita apresenta diferenças entre os cátions alocados nos sítios de coordenação. Por exemplo, no sítio (A) encontram-se os cátions de Na com valores entre 0,31 e 0,39 (a.p.f.u) e de K entre 0,33 e 0,39 (a.p.f.u). No sítio (B) a amostra 64/51 apresenta o Fe² (0,02) (a.p.f.u) alocado, ocorrendo ainda os cátions de Ca variando entre 1,79 e 1,87 e o Na entre 0,12 e 0,21. Por sua vez, no sítio (C) são alocados os cátions de Al^{VI}, que oscilam entre 0,40 e 0,51, Ti entre 0,21 e 0,26, Mg entre 1,73 e 1,85, Fe² entre 2,40 e 2,55, Mn

entre 0,001 e 0,03 e Ca entre 0,04 e 0,10. No sítio tetraédrico (T) são alocados o Si e o Al^{IV} com valores entre 6,51 e 6,58 e valores entre 1,42 e 1,49, respectivamente (Tabela IV.19).

Tabela IV.18 - Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos charnockitos (CH6).

Amostra	233B	233B	3-A	64	64	JA-3A	JA-3A
Análises	88	90	53	51	52	50	56
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	41,72	42,07	41,70	41,91	42,00	41,65	41,4
TiO₂	1,83	1,75	1,85	2,02	1,81	2,06	2,21
Al₂O₃	10,41	10,82	10,34	10,53	10,42	10,20	10,09
FeO	18,39	19,5	18,21	19,77	18,74	18,75	18,4
Cr₂O₃	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0,2	0,2	0,2	0,12	0,13	0,24	0,14
MgO	7,9	7,77	7,41	7,70	7,73	7,39	7,69
CaO	11,41	11,2	11,20	11,13	11,34	11,10	11,24
Na₂O	1,67	1,68	1,78	1,65	1,67	1,68	1,68
K₂O	1,66	1,67	1,65	1,65	1,64	1,93	1,93
Total	98,85	98,66	98,31	98,66	99,12	98,93	98,71
Si	6,54	6,51	6,58	6,51	6,56	6,56	6,53
Al^{IV}	1,47	1,49	1,42	1,49	1,44	1,44	1,47
Fe³	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	0,46	0,48	0,51	0,43	0,48	0,45	0,40
Cr	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0,22	0,20	0,22	0,24	0,21	0,24	0,26
Mg	1,85	1,79	1,74	1,78	1,80	1,73	1,81
Fe²	2,41	2,52	2,40	2,57	2,45	2,47	2,43
Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Ca	1,92	1,86	1,89	1,85	1,90	1,87	1,90
Na	0,51	0,50	0,54	0,50	0,51	0,51	0,51
K	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,39	0,39
Σ cátions	15,71	15,72	15,67	15,71	15,68	15,70	15,72
(Ca+Na)_B	1,96	1,94	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
(Na)_B	0,12	0,11	0,12	0,14	0,10	0,13	0,10
(Ca)_B	1,87	1,88	1,88	1,86	1,90	1,87	1,90
X_{Mg}	0,49	0,45	0,47	0,49	0,48	0,45	0,44
X_{Fe}	0,55	0,56	0,53	0,61	0,58	0,59	0,57

Tabela IV.19 - Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos anfibólios dos charnockitos (CH6).

Amostra	233B	233B	3-A	64	64	JA-3A	JA-3A
Análises	88	90	53	51	52	50	56
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Si	6,54	6,51	6,58	6,51	6,56	6,56	6,53
Al^{IV}	1,47	1,49	1,42	1,49	1,44	1,44	1,47
Fe³	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	0,46	0,48	0,51	0,43	0,48	0,45	0,40
Cr	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0,22	0,20	0,22	0,24	0,21	0,24	0,26
Mg	1,85	1,79	1,74	1,78	1,80	1,73	1,81
Fe²	2,41	2,52	2,40	2,57	2,45	2,47	2,43
Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Ca	1,92	1,86	1,89	1,85	1,90	1,87	1,90
Na	0,51	0,50	0,54	0,50	0,51	0,51	0,51
K	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,39	0,39
Σ cátions	15,71	15,72	15,67	15,71	15,68	15,70	15,72
TSi	6,54	6,51	6,58	6,51	6,56	6,56	6,53
TAI^{VI}	1,47	1,49	1,42	1,49	1,44	1,44	1,47
TFe³	0	0	0	0	0	0	0
TTi	0	0	0	0	0	0	0
CAI^{VI}	0,46	0,48	0,51	0,43	0,48	0,45	0,40
CCr	0	0	0	0	0	0	0
CFe³	0	0	0	0	0	0	0
CTi	0,22	0,20	0,22	0,24	0,21	0,24	0,26
CMg	1,85	1,79	1,74	1,78	1,80	1,73	1,81
CFe²	2,41	2,52	2,40	2,55	2,45	2,47	2,43
CMn	0,03	0,001	0,03	0	0,02	0,03	0,02
CCa	0,05	0	0,1	0	0,05	0,07	0,08
BMg	0	0	0	0	0	0	0
BFe²	0	0	0	0,02	0	0	0
BMn	0	0,03	0	0,02	0	0	0
BCa	1,87	1,86	1,79	1,85	1,85	1,80	1,82
BNa	0,13	0,12	0,21	0,12	0,15	0,20	0,18
ACa	0	0	0	0	0	0	0
ANa	0,37	0,39	0,34	0,38	0,36	0,31	0,33
AK	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,39	0,39
CCl	0	0	0	0	0	0	0
CF	0	0	0	0	0	0	0
OH	0	0	0	0	0	0	0
Σ oxigênios	22,99	22,99	22,99	22,99	22,99	22,99	22,99

IV.4.3 – Biotita.

As análises da biotita dos charnockitos (CH6) (Tabela IV.20) foram colocadas no diagrama binário Al^{IV} versus $(Fe/Fe+Mg)$ de Deer *et al.* (1992). Todas elas posicionam-se no campo da siderofilita (Figura IV.11). Elas são consideradas como formadas no pico metamórfico (amostras 64/63, 64/64, JA-21A/60, JA-21A/61 e JA-21A/62), visto que ocorrem sob a forma de grandes palhetas, pleocróicas, com cores variando de vermelho-acastanhado a castanho-escuro.

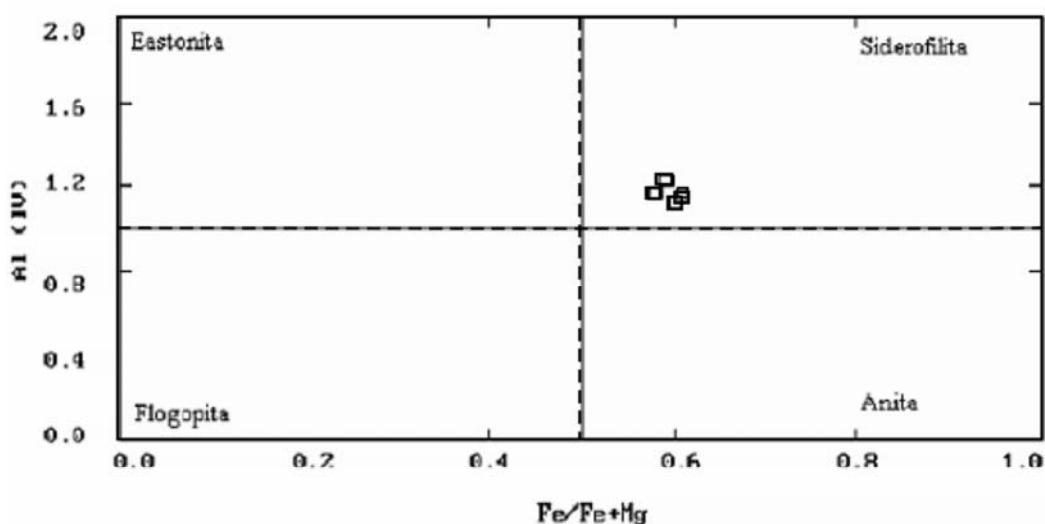


Figura IV.11 - Classificação da biotita dos charnockitos (CH6), segundo o diagrama binário Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$ (Deer *et al.* 1992).

A siderofilita exibe teores de MgO variando entre 8,91 e 10,08%, FeO entre 24,31 e 25,82%, K_2O entre 9,33 e 9,98%, Al_2O_3 entre 12,29 e 12,89% e o TiO_2 entre 4,03 e 4,72%. Em consequência disso, os cátions Mg calculados variam de 1,02 a 1,15 e aqueles do Fe^{2+} variam entre 1,56 e 1,58. Os valores da fração molar também oscilam: X_{Mg} entre 0,36 e 0,40 e X_{Fe} entre 0,58 e 0,61 (Tabela IV.19). Com base nesses dados, a siderofilita dos charnockitos (CH6) é classificada como trioctaédrica (Rieder *et al.* 1998), com composição química geral $KFe^{+2}_2AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2$, sendo que as principais modificações ocorrem entre $Mg \leftrightarrow Fe^{+2}$.

Tabela IV.20 – Análises químicas representativas da biotita dos charnockitos (CH6).

Amostra	64	64	JA-21A	JA-21A	JA-21A
Análise	63	64	60	61	62
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	37,20	36,98	38,03	36,81	36,93
TiO₂	4,09	4,27	4,03	4,72	4,10
Al₂O₃	12,59	12,89	12,63	12,51	12,29
Cr₂O₃	0	0	0	0	0
FeO	24,51	24,63	24,93	25,82	24,31
Fe₂O₃	0	0	0	0	0
MnO	0,02	0,07	0,12	0,06	0,08
MgO	9,97	8,91	9,29	10,08	10,02
CaO	0	0,02	0,05	0,02	0,01
Na₂O	0,02	0,05	0,04	0,05	0,06
K₂O	9,52	9,33	9,64	9,98	9,49
F	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0
H₂O	3,93	3,9	3,97	3,98	3,9
Total	100,92	100,15	101,76	101,05	100,29
Si	2,84	2,84	2,88	2,77	2,84
Al^{IV}	1	1	1	1	1
Al^{VI}	0	0	0	0	0
Ti	0,24	0,25	0,23	0,27	0,24
Fe³	0	0	0	0	0
Fe²	1,56	1,58	1,58	1,63	1,56
Cr	0	0	0	0	0
Mn	0,001	0,005	0,01	0,004	0,005
Mg	1,13	1,02	1,05	1,13	1,15
Ba	0	0	0	0	0
Ca	0	0,002	0,004	0,002	0,001
Na	0,003	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,93	0,92	0,93	0,96	0,93
Σ Cations	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
X_{Mg}	0,58	0,61	0,60	0,59	0,58
X_{Fe}	0,39	0,36	0,37	0,39	0,40

IV.4.4 – Feldspatos.

As análises mais representativas do plagioclásio e feldspatos potássicos dos charnockitos (CH6) (Tabelas IV.21 e IV.22) foram plotadas no diagrama ternário Or-Ab-Na (Deer *et al.* 1963) (Figura IV.12). As amostras JA-21A/47, JA-21A/49, JA-21A/50, JA-3A/40, JA-3A/41, JA-3A/42 e JA-3A/43 são de plagioclásio em geral xenoblásticos e geminados segundo albita e albita-carlsbad, embora possam aparecer também sem geminação ou com esta difusa. Eles não são zonados (núcleo

e borda com a mesma composição) e todos se situam no campo do oligoclásio ($An_{24,7-28,1} Ab_{66,5-72,3} Or_{2,4-5,4}$). Eles apresentam teores de SiO_2 variando de 61,42 a 61,9%, de Na_2O entre 7,31 e 7,98%, de CaO entre 4,81 e 5,59%, de K_2O entre 0,41 e 0,89% e de Al_2O_3 entre 23,86 e 24,39%. Com relação aos cátions, os valores de Na variam entre 0,63 e 0,69, de Ca entre 0,23 e 0,27, de K entre 0,02 e 0,05 e de Al entre 1,25 e 1,28 (Tabela IV.20).

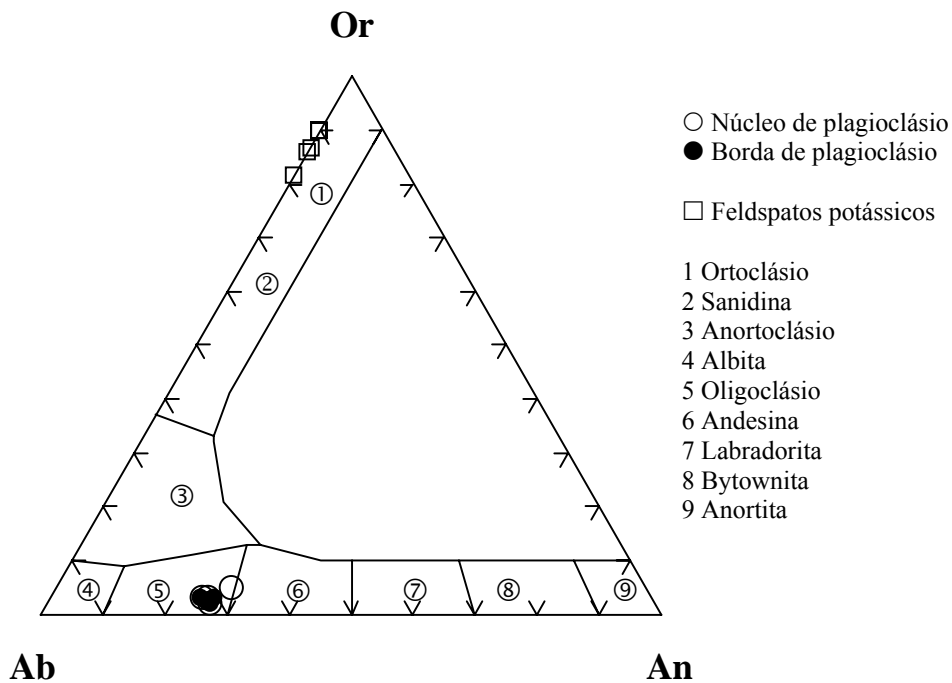


Figura IV.12 - Classificação dos feldspatos potássicos e plagioclásio dos charnockitos (CH6), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.* 1963).

As análises representativas do feldspato potássico (mesopertita) dos charnockitos (CH6) (Tabela IV.21) foram plotadas no diagrama da figura IV.12, verificando-se que, a maioria situa-se no campo do ortoclásio. Este ortoclásio, ocorre sob a forma de grãos xenoblásticos a porfiroblastos, de composição $An_{0-0,2} Ab_{10-18,3} Or_{81,4-89,9}$. Apresentam teores de CaO entre 0,01 e 0,062%, de Na_2O entre 1,18 e 2,21%, de K_2O entre 14,56 e 16,97% e de Al_2O_3 entre 18,29 e 18,97%. Por sua vez, os cátions calculados variam: para o Na entre 0,02 e 0,20 (a.p.f.u), para o Ca entre 0,001 e 0,003, para o Al entre 0,10 e 1,03 e para o K entre 0,86 e 0,99.

Tabela IV. 21 – Análises químicas representativas do plagioclásio dos charnockitos (CH6).

Amostra	JA-21A	JA-21A	JA-21A	JA-3A	JA-3A	JA-3A	JA-3A
Análise	47	49	50	40	41	42	43
Posição	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda
SiO₂	61,91	61,46	61,9	61,42	61,53	61,71	61,7
TiO₂	0	0	0	0	0	0	0
Al₂O₃	24,01	24,35	24,07	24,36	24,06	23,86	24,39
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0,17	0,11	0,11	0,19	0,16	0,08	0,1
MnO	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0
CaO	5,35	4,99	5,2	5,59	5,21	5,37	4,81
Na₂O	7,97	7,89	7,88	7,31	7,58	7,98	7,79
K₂O	0,41	0,59	0,55	0,89	0,56	0,44	0,49
Total	99,82	99,39	99,71	99,76	99,1	99,44	99,28
Si	2,75	2,74	2,75	2,73	2,75	2,75	2,75
Al	1,26	1,28	1,26	1,28	1,27	1,25	1,28
Fe³	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0	0	0
Fe²	0,01	0,004	0,004	0,01	0,01	0,003	0,004
Mn	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,26	0,24	0,25	0,27	0,25	0,26	0,23
Na	0,69	0,68	0,68	0,63	0,66	0,69	0,67
K	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03
ΣCations	4,98	4,98	4,97	4,97	4,96	4,98	4,96
Ab	71,2	71,5	70,9	66,5	70	71,1	72,3
An	26,5	24,9	25,9	28,1	26,5	26,4	24,7
Or	2,4	3,6	3,2	5,4	3,4	2,6	3,0

Tabela IV. 22– Análises químicas representativas do feldspato potássico dos charnockitos (CH6).

Amostra	3-A	3-A	3-A	3-A	64	64
Análise	12	13	14	15	10	11
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Mineral	kdf	kdf	kdf	kdf	kdf	kdf
SiO₂	64,22	64,66	65,02	64,664	64,23	64,94
TiO₂	0,02	0,04	0	0,03	0,001	0,001
Al₂O₃	18,97	18,89	18,67	18,29	18,6	18,65
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0
FeO	0,06	0,05	0,13	0,413	0,001	0,001
MnO	0	0,01	0	0,022	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0
CaO	0,05	0,06	0,03	0	0,01	0,062
Na₂O	1,56	2,21	1,24	1,18	1,44	1,20
K₂O	14,59	14,89	16,97	15,89	14,56	15,30
Total	99,47	100,81	101,06	100,49	99,84	100,15
Si	2,97	2,96	2,97	2,98	2,99	2,99
Al	1,03	1,02	1,01	0,99	1,02	1,01
Fe³	0	0	0	0	0	0
Ti	0,001	0,001	0	0,001	0	0
Fe²	0,002	0,002	0,005	0,02	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0
Ca	0,002	0,003	0,001	0	0	0,003
Na	0,14	0,20	0,11	0,11	0,13	0,11
K	0,86	0,87	0,99	0,94	0,86	0,90
ΣCations	5,01	5,06	5,08	5,04	4,99	5,01
Ab	14,0	18,3	10,0	10,2	13,1	10,6
An	0,2	0,3	0,1	0	0	0,3
Or	85,8	81,4	89,9	89,8	86,9	89,1

IV.5- Granulitos *Augen*-Charnoenderbíticos-Charnockíticos (CH4).

IV.5.1 – Anfibólios.

Com relação aos granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), as análises químicas representativas dos grãos de anfibólio (Tabelas IV.23, IV.24), foram lançadas no diagrama binário (Mg/Mg+Fe²) versus (Si+Al^{VI}), que segundo Leake (1992). Com isso foi possível classificar os anfibólios do CH4 como ferro-edenitas (anfibólio cálcico monoclinico) (Figura IV.13). Todos eles são retrógrados (amostras EJ-36/3, EJ-36/6 e XH-003/326) ocorrendo sob a forma de cristais xenoblásticos a hipidioblásticos, com pleocroísmo variando de amarelo esverdeado a castanho esverdeado.

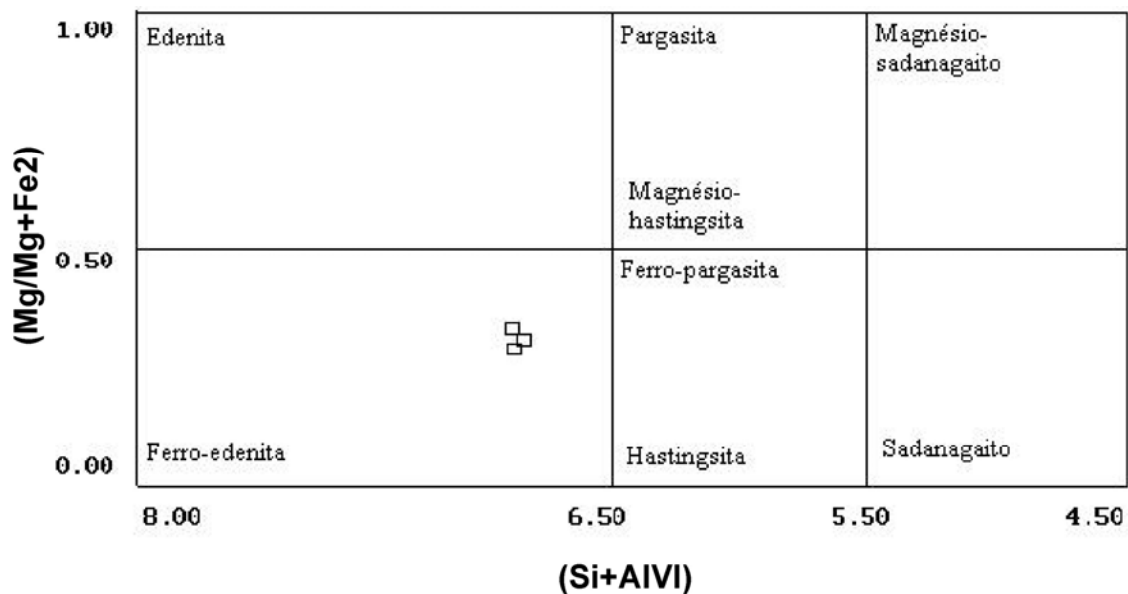


Figura IV.13 - Classificação do anfibólio dos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), segundo Leake (1992).

A ferro-edenita apresenta teores de FeO variando entre 24,36 e 25,84%, de MgO entre 4,9 e 6,28%, de TiO₂ entre 1,87 e 2,58%, de CaO entre 10,28 e 10,56%, de Al₂O₃ entre 9,49 e 9,72% e de K₂O entre 1,63 e 1,93%. Em consequência disso, os cátions Fe² variam de 3,03 a 3,45, Mg entre 1,17 e 1,47 e Ca entre 1,76 e 1,78. Os parâmetros de classificação obtidos desta fase mineral, para

(Ca+Na)_B variam entre 1,82 e 2,0, para o (Ca)_B entre 1,75 e 1,78, para o Ti entre 0,22 e 0,31, sendo Fe⁺³ < Al^{IV}. Os valores das frações molares X_{Mg} variam de 0,26 a 0,31 e X_{Fe} entre 0,69 e 0,74 (Tabela IV.22).

Tabela IV.23 – Análises químicas representativas dos anfibólios dos granulitos *augens*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4).

Amostra	EJ-36	EJ-36	XH-003
Análises	3	6	326
Posição	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	40,18	40,14	40,71
TiO₂	2,58	2,06	1,87
Al₂O₃	9,54	9,49	9,72
FeO	25,02	25,84	24,36
Cr₂O₃	0	0	0
MnO	0,40	0,40	0,36
MgO	4,90	5,21	6,28
CaO	10,28	10,36	10,56
Na₂O	1,85	2,07	2,31
K₂O	1,93	1,76	1,63
H₂O	1,96	1,80	2,00
Total	100,64	101,12	101,08
Si	6,43	6,41	6,41
Al^{IV}	1,57	1,59	1,59
Fe³	0,39	0	0
Al^{VI}	0,23	0,19	0,21
Ti	0,31	0,25	0,22
Mg	1,17	1,24	1,47
Fe²	3,35	3,45	3,03
Mn	0,05	0,05	0,05
Ca	1,76	1,77	1,78
Na	0,57	0,64	0,71
K	0,39	0,36	0,33
Σ cátions	15,84	15,95	15,98
Σ oxigênios	22,99	22,99	22,99
(Ca+Na)_B	2,00	1,82	1,83
(Na)_B	0,25	0,05	0,05
(Ca)_B	1,75	1,77	1,78
X_{Mg}	0,28	0,26	0,31
X_{Fe}	0,74	0,74	0,69

Com relação às fórmulas estruturais (Tabela IV.23), as ferro-edenitas dos granulitos *augens*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) apresentam diferenças com relação aos cátions alocados nos sítios de coordenação. Por exemplo, no sítio (A) encontram-se os cátions de Na com valores entre 0,45 e 0,65 (a.p.f.u) e de K entre 0,33 e 0,39 (a.p.f.u). No sítio (B) apresentam-se alocados o

cátion Fe^{2+} , com valores entre 0,06 e 0,13 (a.p.f.u), o Ca entre 1,76 e 1,78, o Na entre 0,05 e 0,13 e o Mn igual a 0,05. Por sua vez, no sítio (C) são alocados os cátions de Al^{VI} oscilando entre 0,19 e 0,23, Ti entre 0,22 e 0,31, Mg entre 1,17 e 1,47 e Fe^{2+} entre 3,09 e 3,29. No sítio tetraédrico (T) são alocados o Si e o Al^{IV} com valores situados entre 6,41 e 6,43 e valores entre 1,57 e 1,59, respectivamente (Tabela IV.24).

Tabela IV.24 - Valores dos principais cátions alocados nos sítios de coordenação dos anfibólios dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), segundo Leake et al. (1997)

Amostra	EJ-36	EJ-36	XH-003
Análises	3	6	326
Posição	centro	centro	centro
Si	6,43	6,41	6,41
Al^{IV}	1,57	1,59	1,59
Fe^3	0	0	0
Al^{VI}	0,23	0,19	0,21
Ti	0,31	0,25	0,22
Mg	1,17	1,24	1,47
Fe^{2+}	3,35	3,45	3,03
Mn	0,05	0,05	0,05
Ca	1,76	1,77	1,78
Na	0,57	0,64	0,71
K	0,39	0,36	0,33
TSi	6,431	6,408	6,411
Σ cátions	15,84	15,95	15,98
TAI	1,57	1,59	1,59
TFe^3	0,39	0	0
TTi	0	0	0
CAI	0,23	0,19	0,21
CCr	0	0	0
CFe^3	0,39	0	0
CTi	0,31	0,25	0,22
CMg	1,17	1,24	1,47
CFe^{2+}	3,29	3,32	3,09
CMn	0	0	0
CCa	0	0	0
BMg	0	0	0
BFe^{2+}	0,06	0,13	0,12
BMn	0,05	0,05	0,05
BCa	1,76	1,77	1,78
BNa	0,13	0,05	0,05
ACa	0	0	0
ANa	0,45	0,59	0,65
AK	0,39	0,36	0,33
Σ cátions	15,84	15,95	15,98
Σ oxigênios	22,99	22,99	22,99

IV.5.2 – Biotitas.

Análises químicas representativas da biotita dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) (Tabela IV.25) foi colocada no diagrama binário Al^{IV} versus $(Fe/Fe+Mg)$ de Deer *et al.*, (1992), notando-se que todas se posicionam no campo da siderofilita (Figura IV.14). As amostras EJ-36/112 e EJ-39/76 são de biotita considerada como formada no pico do metamorfismo, ocorrendo sob a forma de palheta, pleocróicas, com cores variando de amarelo-acastanhado a castanho-escuro. Por outro lado, as amostras EJ-36/113, EJ-39/74, EJ-39/75 são de biotita retrógrada, que ocorrem sob a forma de cristal xenoblástico, bordejando o ortopiroxênio, com pleocroísmo também variando de amarelo-acastanhado a castanho-escuro.

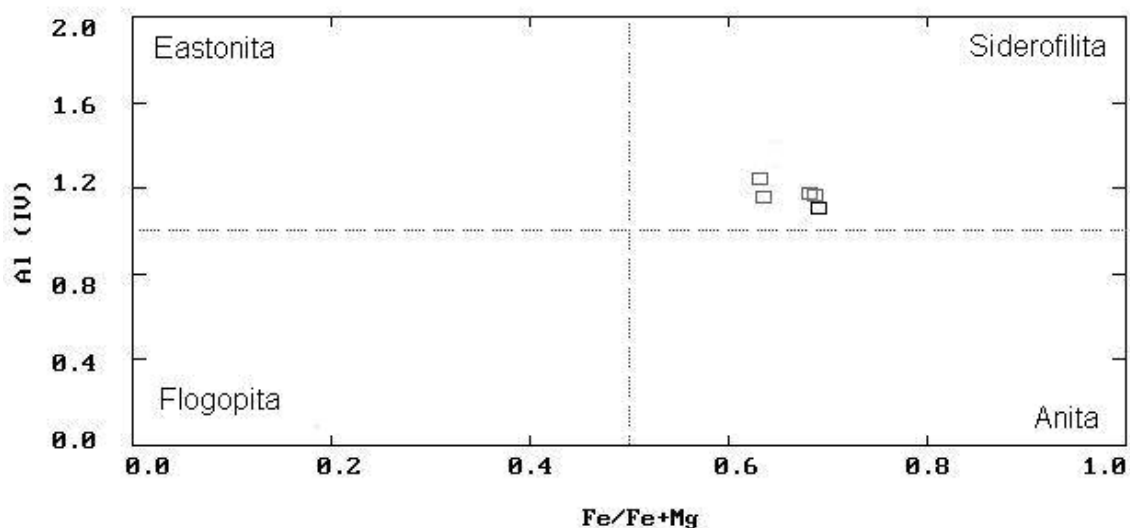


Figura IV.14 - Classificação das biotitas dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), segundo o diagrama binário Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$ (Deer *et al.* 1992).

A siderofilita, formada no pico metamórfico, exibe teores de MgO variando entre 8,82 e 8,96%, de FeO entre 27,20 e 27,39 %, de K_2O entre 6,89 e 7,32%, de Al_2O_3 entre 15,03 e 19,53% e de TiO_2 4,01 e 4,16%. Em consequência disso, os cátions calculados são: o Mg oscilando entre 0,99 e 1,00, o Fe^{2+} entre 1,00 e 1,04, o Al^{IV} entre 1,16 e 1,25, o Al^{VI} entre 0,04 e 0,08 e o K entre 0,66 e 0,70. As frações molares calculados são: X_{Mg} entre 0,36 e 0,37 e X_{Fe} entre 0,63 e 0,64 (Tabela IV.25).

Tabela IV.25 – Análise química representativa da biotita dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4).

Amostra	EJ-36	EJ-36	EJ-39	EJ-39	EJ-39
Análises	112	113	74	75	76
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO ₂	36,86	37,02	36,42	36,31	37,82
TiO ₂	4,01	2,99	2,68	3,86	4,16
Al ₂ O ₃	15,03	13,88	11,77	13,66	19,53
Cr ₂ O ₃	0	0,02	0	0,03	0,05
FeO	27,20	28,18	28,49	27,95	27,39
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0
MnO	0,09	0,16	0,18	0,13	0,10
MgO	8,96	7,21	7,17	7,35	8,82
BaO	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,03	0,07	0,08	0,03	0,02
K ₂ O	7,32	9,74	9,66	8,02	6,89
F	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0
H ₂ O	3,83	3,82	3,81	3,76	3,76
Total	99,50	99,25	99,44	100,07	99,73
Si	2,75	2,83	2,89	2,82	2,84
Al ^{IV}	1,25	1,17	1,11	1,18	1,16
Al ^{VI}	0,08	0,08	0,07	0,07	0,04
Ti	0,23	0,17	0,16	0,23	0,24
Fe ³	0,70	0,19	0,19	0,61	0,68
Fe ²	1,00	1,62	1,70	1,21	1,04
Cr	0	0	0	0	0
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,00	0,82	0,85	0,85	0,99
Ba	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0
Na	0	0,01	0,01	0	0
K	0,7	0,95	0,98	0,70	0,66
Σ Cations	7,71	7,85	7,69	7,89	7,65
X _{Fe}	0,63	0,69	0,69	0,68	0,64
X _{Mg}	0,37	0,31	0,31	0,32	0,36

A siderofilita, formada pelo retrometamorfismo, exibe teores de MgO variando entre 7,17 e 7,35%, de FeO entre 27,95 e 28,49%, de K₂O entre 8,02 e 9,74%, de Al₂O₃ entre 11,77 e 13,88% e de TiO₂ entre 2,68 e 3,86%. Em consequência disso, os cátions calculados são: o Mg variando entre 0,82 e 0,85, o Fe² entre 1,21 e 1,70, o Al^{IV} entre 1,11 e 1,18, o Al^{VI} entre 0,07 e 0,08 e o K entre 0,70 e 0,98. As frações molares calculados são: X_{Mg} entre 0,31 e 0,32 e X_{Fe} entre 0,68 e 0,69 (Tabela IV.25). Ela pode ser classificada como trioctaédrica (Rieder *et al.*, 1998), com composição

química geral $KFe^{+2}AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2$, sendo as principais modificações ocorrendo entre $Mg \leftrightarrow Fe^{+2}$.

IV.5.3 – Feldspatos.

As análises do plagioclásio e feldspatos potássicos dos granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) (Tabela IV.26) foram plotados no diagrama ternário Or-Ab-Na (Deer *et al.*, 1963) (Figura IV.15) podendo-se chegar às interpretações a seguir descritas. As amostras EJ36/10, EJ-36/2 e EJ-36/9 são de plagioclásio da matriz, que ocorrem sob a forma de cristais xenoblásticos, geminados segundo a lei da albíta, periclina e carlsbad.

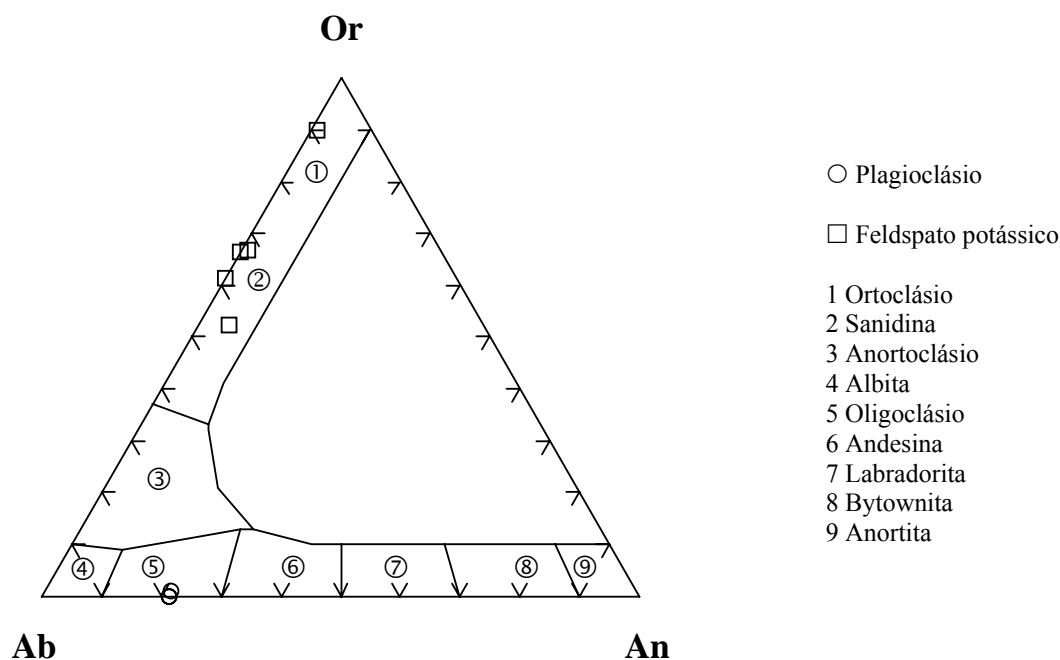


Figura IV.15 - Classificação dos feldspatos potássicos e plagioclásios dos granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.*, 1963).

Eles situam-se no campo do oligoclásio ($An_{21,1-21,6} Ab_{77,2-78,4} Or_{0,5-1,2}$), os quais, apresentam teores de SiO_2 variando de 63,35 a 63,97%, de Na_2O entre 9,25 e 9,32%, de CaO entre 4,49 e 4,68%, de K_2O entre 0,09 e 0,22% e, exibindo conteúdo de Al_2O_3 entre 22,98 e 23,25%. Com relação aos cátions, os valores de Na variam entre 0,786 e 0,793, de Ca entre 0,21 e 0,22, de K entre 0,005 e 0,012 e de Al entre 1,19 e 1,20 (Tabela IV.26).

Tabela IV. 26 – Análises químicas representativas dos feldspatos potássicos (kfs) e plagioclásios (Pl) dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4).

Amostra	EJ-36	EJ-36	EJ-36	EJ-36	EJ-39	EJ-39	EJ-39	EJ-39
Análise	10	2	9	1	75	76	79	80
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Mineral	Pl	Pl	Pl	kfs	kfs	kfs	kfs	kfs
SiO₂	63,97	63,52	63,36	66,70	66,63	63,49	65,06	64,28
TiO₂	0	0,06	0,003	0,05	0,02	0,01	0,022	0,002
Al₂O₃	22,98	23,25	22,98	18,62	18,48	18,14	18,28	19,07
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0,02	0,09	0,03	0,02	0,04	0,06	0,01	0,01
MnO	0	0	0,02	0	0	0	0,01	0,01
MgO	0	0,03	0,005	0	0,02	0	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	4,49	4,64	4,68	0,17	0,28	0,19	0,16	1,19
Na₂O	9,25	9,32	9,25	4,61	3,74	1,02	4,11	4,80
K₂O	0,09	0,12	0,22	10,97	11,77	15,42	12,08	10,23
Total	100,81	101,01	100,53	101,15	100,97	98,33	99,73	99,58
Si	2,81	2,79	2,79	3,00	3,00	2,99	2,99	2,94
Al	1,19	1,20	1,19	0,99	0,98	1,01	0,99	1,03
Fe³	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0,002	0,001	0	0,001	0
Fe²	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0	0
Mn	0	0	0,001	0	0	0	0	0
Mg	0	0,002	0	0	0	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,21	0,22	0,22	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
Na	0,79	0,79	0,79	0,40	0,33	0,09	0,37	0,43
K	0,005	0,01	0,01	0,63	0,68	0,93	0,71	0,53
Σ Cations	4,99	5,01	5,01	5,02	5,01	5,02	5,06	4,98
Ab	78,4	77,9	77,2	38,7	32,2	9	33,8	42,1
An	21,1	21,4	21,6	0,8	1,3	1	0,7	5,7
Or	0,5	0,7	1,2	60,5	66,6	90	65,5	52,2

As análises representativas dos feldspatos potássicos dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) (Tabela IV.26) foram também lançadas no diagrama da figura (IV.15) verificando-se que, a maioria situa-se no campo da sanidina, certamente, ortoclásio de análises híbridas, tendo como hospedeiro o ortoclásio ou microclina e como hospede a albita. Estes ortoclásios híbridos possuem composição $An_{0,7-1,3} Ab_{32,2-42,1} Or_{52,2-66,6}$, apresentam teores de CaO entre 0,16 e 0,28%, Na₂O entre 3,74 e 4,8%, K₂O entre 10,23 e 12,07% e Al₂O₃ entre 18,28 e 19,07 %. Por sua vez, os cátions calculados variam: para o Na entre 0,33 e 0,43 (a.p.f.u), para Ca entre 0,01 e 0,06, para Al entre 0,98 e 1,03 e para K entre 0,60 e 0,71.

IV.6 – Granulitos Heterogêneos (GH).

IV.6.1 – Piroxênios.

As análises químicas representativas dos grãos de piroxênio dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (Tabela IV.27), das bandas, encraves e *boudins* dos granulitos básicos (Tabela IV.28) e dos leucocharnockitos (Tabela IV.29), que compõe os granulitos heterogêneos (HG) foram estudados separadamente utilizando sobretudo o diagrama ternário En-Wo-Fs de Morimoto *et al.*, (1988) (Figuras IV.16, IV.17, IV.18).

Os ortopiroxênios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (241/393, 8/62, 8/63, 8/64, 8/70, 8/71, 8/72, EJ-26/31, EJ-28/41) posicionam-se no campo da ferrosilita, ($En_{30,7-48,7} Wo_{0,3-4,6} Fs_{50,1-67}$), enquanto que os clinopiroxênios situam-se no campo da augita ($En_{30,8-33} Wo_{42,9-44,2} Fs_{30,8-33}$). (Figura IV.16 e Tabela IV.27).

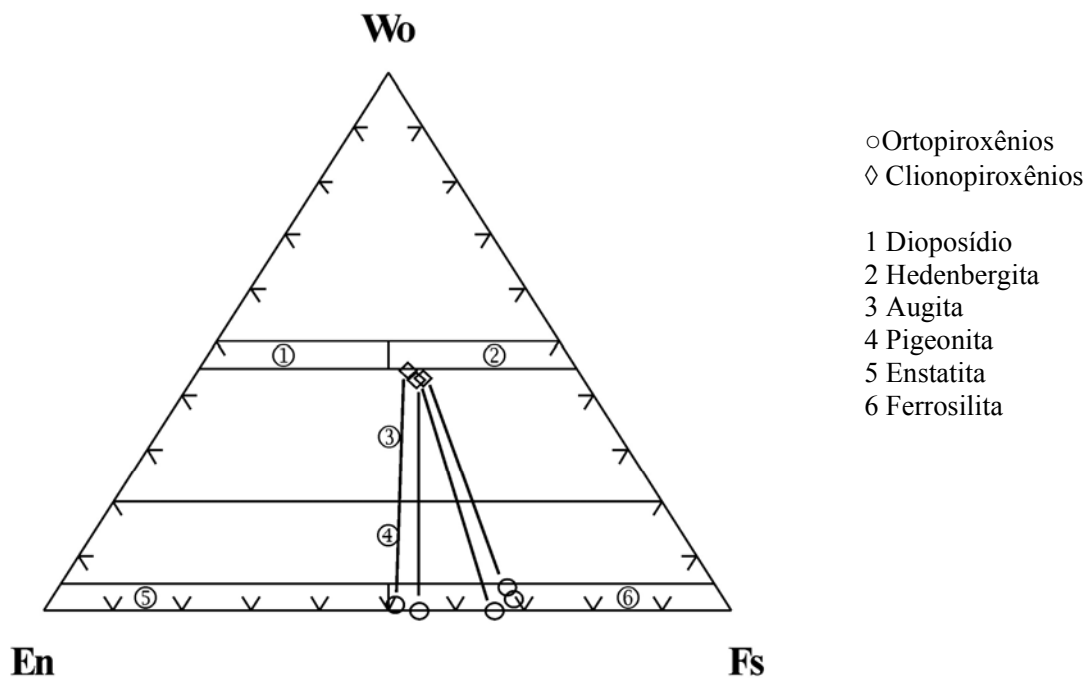


Figura IV.16 - Composição química dos ortopiroxênios e clinopiroxênios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), segundo o diagrama En-Wo-Fs de Morimoto *et al.*, (1988).

Tabela IV.27 - Análises químicas representativas de ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).

Amostra	241	8	8	8	EJ-26	EJ-28	8	8	8
Análise	393	62	64	72	31	41	63	70	71
Posição	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO₂	48,44	49,63	47,71	49,78	48,61	51,62	50,86	50,98	50,44
TiO₂	0,09	0,11	0,14	0,13	0,08	0,12	0,16	0,09	0,19
Al₂O₃	2,99	0,43	0,63	0,52	2,42	0,87	0,99	0,79	1,26
FeO	32,32	39,08	37,41	38,13	37,49	30,20	18,44	19,31	19,45
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr₂O₃	0,02	0,02	0	0,02	0	0	0,01	0	0,02
MnO	0,63	0,73	0,71	0,71	0,38	0,61	0,31	0,36	0,32
MgO	15,41	10,39	10,13	10,14	11,11	16,81	8,54	8,31	7,86
CaO	0,12	0,83	2,10	1,24	0,19	0,54	21,03	20,22	20,35
Na₂O	0,03	0,03	0,03	0,01	0	0,01	0,42	0,33	0,42
K₂O	0,01	0	0	0,01	0,01	0,001	0,01	0,02	0,01
Total	100,06	101,25	98,86	100,69	100,29	100,77	100,77	100,41	100,32
Si	1,89	1,99	1,95	2,00	1,95	1,98	1,96	1,98	1,96
Al^{IV}	0,12	0,01	0,03	0	0,06	0,02	0,04	0,02	0,04
Fe³	0,09	0,003	0,06	0	0	0	0,06	0,03	0,04
Al^{VI}	0,02	0,01	0	0,03	0,06	0,02	0,002	0,01	0,02
Ti	0,003	0,003	0,004	0,004	0,002	0,003	0,005	0,003	0,006
Fe²	0,96	1,30	1,22	1,28	1,26	0,97	0,53	0,60	0,59
Cr	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0	0	0,001
Mg	0,89	0,62	0,62	0,61	0,66	0,96	0,49	0,48	0,46
Mn	0,02	0,03	0,03	0,024	0,01	0,02	0,01	0,012	0,01
Ca	0,005	0,04	0,09	0,05	0,01	0,02	0,87	0,84	0,85
Na	0,002	0,002	0,001	0	0,001	0,03	0,03	0,03	0,002
K	0	0	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0
ΣCátions	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00
WO	0,25	1,79	4,57	2,72	0,41	1,13	44,23	42,89	43,56
EN	45,34	31,18	30,67	30,89	34,21	48,73	24,99	24,53	23,41
FS	54,40	67,03	64,76	66,39	65,38	50,14	30,79	32,58	33,04
X_{Mg}	0,48	0,32	0,34	0,32	0,35	0,49	0,48	0,45	0,44
X_{Fe}	0,54	0,68	0,67	0,68	0,65	0,50	0,55	0,57	0,58

A ferrosilita mostra variação nos teores de MgO, FeO, CaO e Al₂O₃ (Tabela IV.27). A amostra EJ-28/41 de composição En_{48,7} Wo_{1,1} Fs_{50,1} é a que apresenta o maior valor de MgO (16,8%) e o menor de FeO (30,2%). Em consequência disso, exibe o maior valor calculado do cátion Mg (0,96) e o menor do Fe² (0,97). Por sua vez, a X_{Mg} é maior (0,50) e a X_{Fe}, menor (0,50). A amostra 8/72 de composição En_{30,9} Wo_{2,8} Fs_{66,4} é a que exibe o menor teor de MgO (10,14%), com o cátion Mg situando em 0,61 e a X_{Mg} em torno de 0,32. A amostra 8/62 de composição En_{31,18} Wo_{1,79} Fs_{67,03} é a que apresenta o maior teor de FeO, igual a 39,08%. Em consequência, tem o maior valor do cátion calculado Fe² (1,30) e da X_{Fe} (0,68). Vale ressaltar que esta ferrosilita (Fe₂Si₂O₆)

poderia se chamar mais apropriadamente de magnésio-ferrosilitas $(\text{Fe,Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$, devido à principal substituição que é à entrada do magnésio na sua estrutura cristalina.

A augita por sua vez, apresenta teores de MgO entre 7,86 e 8,54%, FeO entre 18,44 e 19,45%, CaO entre 20,22 e 21,03% e Al_2O_3 entre 0,79 e 1,26% (Tabela IV.27). Os cátions desta fase mineral mostram também variações em virtude da diferenciação nos teores dos óxidos. Por exemplo: o cátion Mg varia de 0,455 a 0,49, o Fe^{2+} de 0,53 a 0,60 e o Ca entre 0,84 e 0,87, ficando as frações molares X_{Mg} situada entre 0,44 e 0,48 e X_{Fe} entre 0,55 e 0,58.

O ortopiroxênio dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins* (amostras 275/100, 275/105, 275/106, 275/109, EJ-29A/9, EJ-29A/10, EJ-29D/15, EJ-30C/65, JB-3/231 e JB-3/235) situam-se na sua maioria no campo da ferrosilita ($\text{En}_{35,35-47,4} \text{Wo}_{0,9-2,1} \text{Fs}_{51,9-62,6}$) embora a amostra (JB-03/231) localize-se no domínio da enstatita ($\text{En}_{52,9} \text{Wo}_{1,4} \text{Fs}_{45,7}$) (Figura IV.17). Como podem ser verificado, alguns desses cristais apresentam diferenças químicas entre as bordas e núcleos, indicando um zoneamento. De modo geral há enriquecimento em Mg nas bordas sugerindo aquecimento.

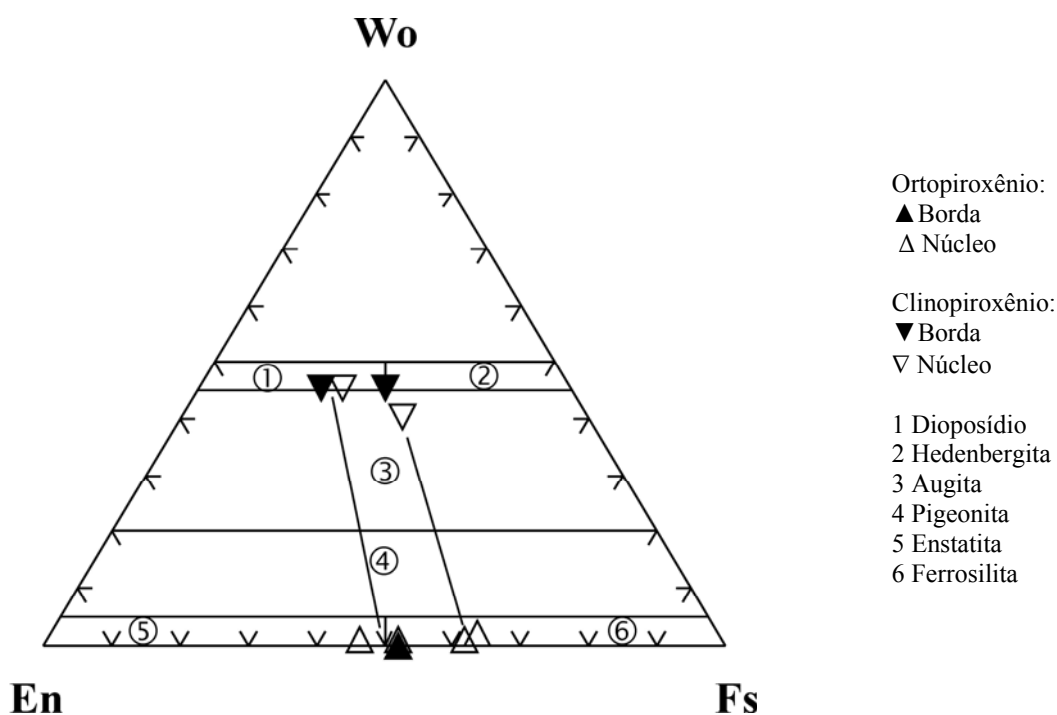


Figura IV.17 - Classificação do ortopiroxênio e clinopiroxênio dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins*, segundo o diagrama En-Wo-Fs de Morimoto *et al.* (1988).

Tabela IV. 28 – Análises químicas representativas do ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx) dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins*.

Amostra	275	275	EJ-29A	EJ-29D	JB-3	275	275	EJ-29A	EJ-30C	JB-3
Análise	100	105	10	15	231	106	109	9	65	235
Posição	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	borda
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	opx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO₂	51,43	51,27	49,46	49,505	50,75	51,71	52,16	50,72	51,88	52,22
TiO₂	0,07	0,04	0,14	0,07	0,09	0,25	0,14	0,27	0,15	0,11
Al₂O₃	0,73	0,82	0,53	0,72	0,53	2,00	1,64	1,51	0,95	1,15
FeO	31,09	31,11	36,13	35,43	27,40	12,55	12,15	18,82	15,84	10,66
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr₂O₃	0	0	0	0	0,04	0,02	0,02	0	0	0,07
MnO	0,74	0,76	0,71	0,51	0,83	0,31	0,29	0,38	0,57	0,41
MgO	16,18	16,38	11,68	12,66	18,35	11,31	11,72	9,25	9,32	12,41
CaO	0,52	0,44	0,97	0,77	0,66	21,82	21,98	18,97	21,66	21,32
Na₂O	0	0	0,15	0,08	0,09	0,52	0,46	0,68	0,44	0,68
K₂O	0	0	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,05	0	0,01
Total	100,76	100,82	99,8	99,76	98,77	100,5	100,57	100,64	100,79	99,04
Si	1,99	1,98	1,98	1,97	1,96	1,95	1,96	1,95	1,98	1,98
Al^{IV}	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,05	0,04	0,05	0,02	0,02
Fe³	0	0,01	0,02	0,02	0,05	0,04	0,04	0,08	0,02	0,04
Al^{VI}	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03
Ti	0,002	0,001	0,004	0,002	0,003	0,01	0,004	0,01	0,004	0,003
Cr	0	0	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0	0,002
Mg	0,93	0,94	0,70	0,75	1,06	0,64	0,66	0,53	0,53	0,7
Fe²	1,00	0,99	1,20	1,16	0,84	0,35	0,35	0,53	0,49	0,30
Mn	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Ca	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,88	0,88	0,78	0,89	0,87
Na	0	0	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05
K	0	0	0,002	0,001	0,001	0	0	0,002	0	0
Σ Cátions	4,00	4,00	3,99	3,99	3,99	4,00	4,00	3,998	4,00	4,00
WO	1,09	0,91	2,10	1,67	1,37	45,84	45,79	40,51	45,66	45,14
EN	47,01	47,37	35,35	37,93	52,93	33,06	33,97	27,48	27,33	36,56
FS	51,9	51,717	62,547	60,41	45,70	21,10	20,24	32,01	27,01	18,30
X_{Mg}	0,48	0,49	0,37	0,39	0,55	0,65	0,65	0,50	0,52	0,69
X_{Fe}	0,52	0,51	0,63	0,61	0,45	0,38	0,37	0,53	0,48	0,32

A ferrosilita apresenta teores de MgO entre 11,68 e 16,38%, FeO entre 31,09 e 36,13%, CaO entre 0,44 e 0,97% e Al₂O₃ entre 0,53 e 0,82%. Os cátions Mg variam de 0,70 a 0,94, o Fe² de 0,99 a 1,20 e o Ca de 0,02 a 0,04. As frações molares encontradas nestas ferrosilitas são: X_{Mg} variando de 0,37 a 0,49 e X_{Fe} variando entre 0,52 e 0,63. Elas podem também ser separadas pela diferenciação nos teores de MgO, FeO e CaO (Tabela IV.28). A amostra EJ-29A/10 de composição En_{35,35} Wo_{2,1} Fs_{62,55} é a que apresenta maior teor em MgO (16,38%) e menor em FeO (31,11%), conseqüentemente resultando em maior valor do cátion Mg (0,94) e menor do Fe² (0,99). Por sua

vez, a amostra de enstatita ($\text{En}_{52,9} \text{Wo}_{1,4} \text{Fs}_{45,7}$), exibe teor de MgO igual a 18,35%, FeO igual a 27,40%, CaO igual a 0,66% e Al_2O_3 igual a 0,53%. Os valores dos cátions calculados variam: Mg igual a 1,06 e Fe^2 igual a 0,84. A X_{Mg} é maior (0,558) e a X_{Fe} é menor (0,445), quando comparados com as frações molares da ferrosilita. Utilizando a classificação de Morimoto *et al.* (1988), as ferrosilita ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) e a enstatita ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins* (Tabela IV.28), podem ser também chamada de magnésio-ferrosilita ($(\text{Fe,Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$) e de ferro-enstatita ($(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$).

Os clinopiroxênios dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins*, utilizando-se o diagrama da figura IV.17, posicionam-se dentro do campo da augita e do diopsídio, com os centros e bordas dos cristais exibindo certa diferença química. Eles apresentam teores de MgO variando entre 7,86 e 8,54%, FeO entre 18,44 e 19,45%, CaO entre 20,22 e 21,03% e Al_2O_3 entre 0,79 e 1,26%. Em consequência, os cátions calculados variam: o Mg de 0,455 a 0,49, o Fe^2 de 0,531 a 0,595 e o Ca de 0,84 a 0,867. Por sua vez, a fração molar X_{Mg} varia de 0,436 a 0,48 e a X_{Fe} de 0,548 a 0,581 (Tabela IV.28).

Nos leucocharnockitos, o ortopiroxênio (amostras EJ-29F/21, EJ-29F/22, EJ-29F/23, EJ-29F/24 e EJ-29F/29) é a enstatita ($\text{En}_{46,7-80,3} \text{Wo}_{0,33-1,68} \text{Fs}_{18,03-52,9}$) (Figura IV.18 e Tabela IV.29). Alguns deles apresentam diferenças nos teores de MgO, FeO e CaO. Por exemplo: a amostra EJ-29F/24 exibe maior teor em MgO (22,56%) e em CaO (0,66%) e menor teor em FeO (9,01%). Em consequência, o valor de Mg desta amostra é igual a 1,28, de Ca é igual a 0,03 e de Fe^2 é igual a 0,29, respectivamente, maior e menor em relação às outras amostras. Em função disso, a X_{Mg} é de 0,82 e a X_{Fe} de 0,18. Por outro lado, a amostra EJ-29F/23 é aquela que possui o menor teor em MgO (16,82%) e em CaO (0,15%), enquanto que o teor de FeO é igual 29,40%, resultando valores de Mg igual a 0,97 e de Ca igual 0,01, os menores deste grupo de amostras. A fração molar X_{Mg} desta amostra fica em 0,51 e X_{Fe} em 0,49.

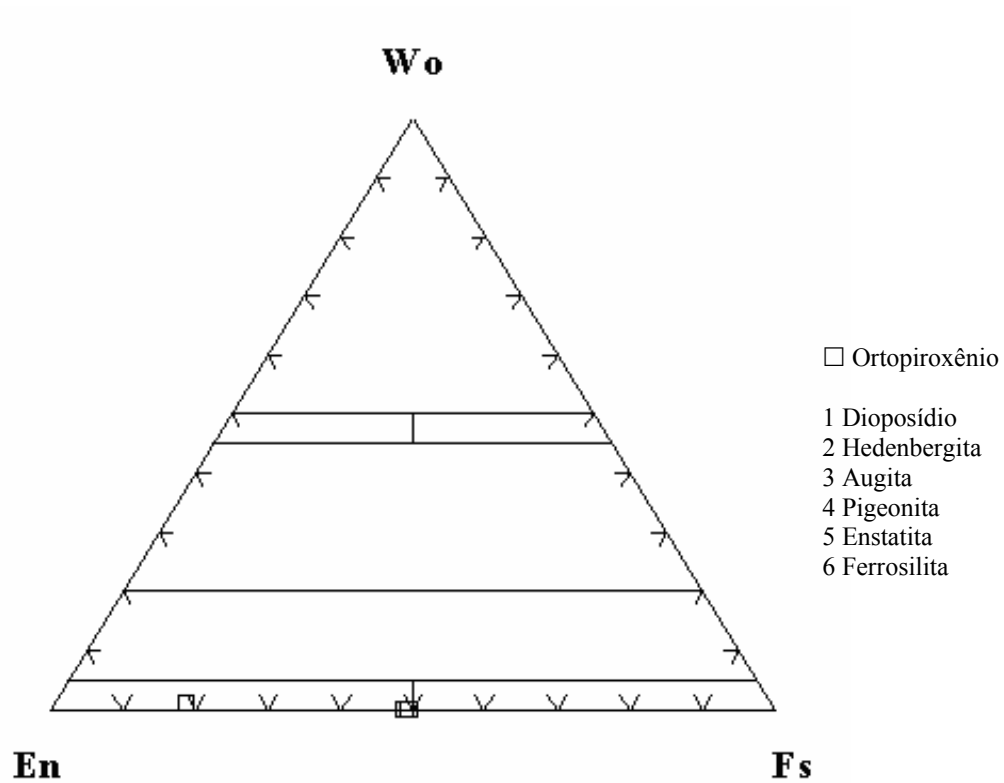


Figura IV.18 - Classificação dos grãos de piroxênios dos leucocharnockitos, segundo o diagrama En-Wo-Fs (MORIMOTO *et al.* 1988).

A enstatita dos leucocharnockitos apresenta teores de Al_2O_3 maiores do que 1%, podendo ser consideradas como oriundas de recristalização metamórfica. Vale colocar que os ortopiroxênios dos leucocharnockitos, denominados de enstatita, com fórmula geral $(\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6)$, poderiam também ser chamados de ferro-enstatita $((\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6)$, em função da entrada do ferro na sua estrutura cristalina.

Tabela IV.29 – Análises químicas representativas do ortopiroxênio do leucocharnockitos.

Amostra	EJ-29F	EJ-29F	EJ-29F	EJ-29F	EJ-29F
Análise	21	22	23	24	29
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	49,32	50,33	50,43	59,65	48,87
TiO₂	0,10	0,13	0,18	0,05	0,14
Al₂O₃	2,47	2,74	2,38	2,10	3,00
FeO	28,61	29,17	29,40	9,01	31,29
Fe₂O₃	0	0	0	0	0
Cr₂O₃	0	0	0	0	0
MnO	0,24	0,25	0,23	0,02	0,33
MgO	16,73	17,03	16,82	22,56	15,65
CaO	0,38	0,20	0,15	0,66	0,19
Na₂O	0,04	0,04	0,01	0,20	0,02
K₂O	0,05	0,01	0	0,81	0,03
Total	97,94	99,9	99,6	95,06	99,5
Si	1,94	1,94	1,95	2,26	1,91
Al^{IV}	0,06	0,06	0,05	0	0,09
Fe³	0,01	0	0	0	0,04
Al^{VI}	0,05	0,06	0,06	0,09	0,04
Ti	0,003	0,004	0,005	0,001	0,004
Mg	0,98	0,98	0,97	1,28	0,91
Fe²	0,93	0,94	0,95	0,29	0,98
Mn	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01
Ca	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01
Na	0,003	0,003	0,001	0,02	0,001
K	0,002	0	0	0,04	0,001
ΣCátions	3,99	4,00	4,00	3,96	3,99
WO	0,83	0,43	0,33	1,68	0,40
EN	50,40	50,56	50,13	80,29	46,69
FS	48,78	49,01	49,54	18,03	52,92
X_{Mg}	0,51	0,51	0,51	0,82	0,48
X_{Fe}	0,44	0,49	0,49	0,18	0,52

IV.6.2 – Anfibólios.

As análises químicas representativas do anfibólio dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (Tabelas IV.30), foram plotadas nos diagrama binário (Mg/Mg+Fe²) *versus* (Si+Al^{VI}), para classificação de anfibólios cálcicos monoclinicos, segundo Leake (1978) (Figura IV.19). A amostra 8/68 é de edenita formada no pico metamórfico, visto que ocorre sob a forma de grão xenoblástico a

idioblástico, pleocróico, com cor variando de amarelo-acastanhado a castanho. Por outro lado, as amostras 8/18, 8/61, 8/67 são de ferro-pargasita retrógrada, que ocorre bordejando piroxênios e opacos. Estas exibem pleocroísmo variando de amarelo-esverdeado a castanho-esverdeado.

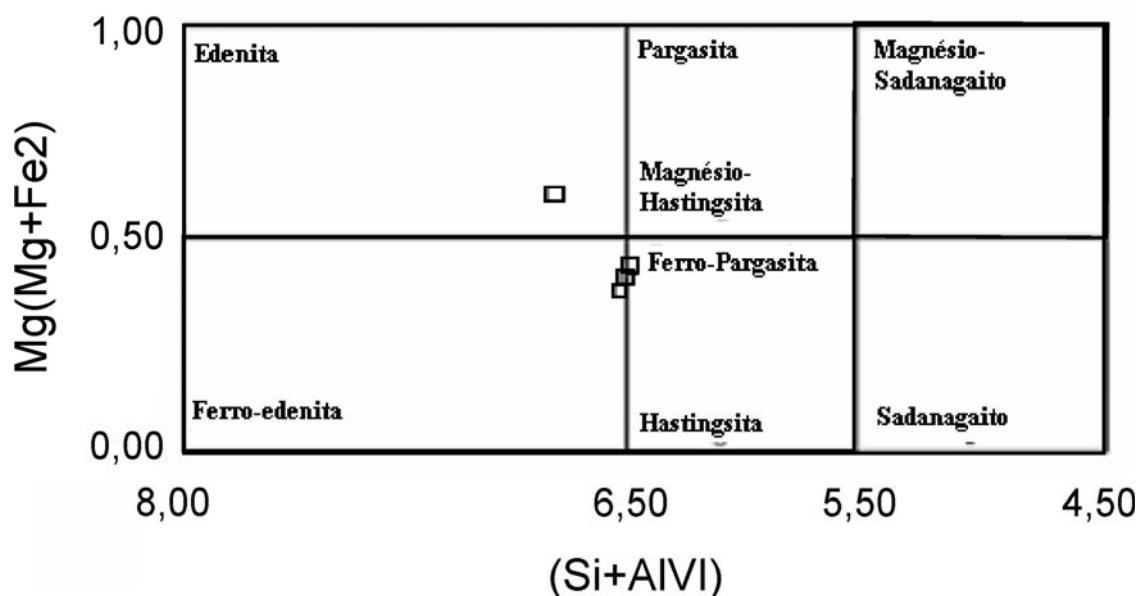


Figura IV.19 – Classificação do anfibólios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), segundo Leake (1978).

A edenita apresenta teores de FeO (26,99%), MgO (7,85%), TiO₂ (0,05%), CaO (11,0%), Al₂O₃ (7,87%) e K₂O (0,89%) típicos. Seus cátions calculados variam: o valor de Fe² encontrado é de 3,44, Mg de 1,79, Ca de 1,863 e Al^{IV} de 1,414. Os valores das frações molares para estas edenitas são de 0,35 para X_{Mg} e de 0,65 para o X_{Fe}. Os parâmetros de classificação obtidos para esta fase mineral são: (Ca+Na)_B igual a 1,87, (Ca)_B igual a 1,86, Ti igual a 0,01, sendo Fe⁺³ < Al^{IV}.

A ferro-pargasita exibe teores de FeO variando entre 22,15 e 21,89%, de MgO entre 7,49 e 7,98%, de TiO₂ entre 1,36 e 1,74%, de CaO entre 10,93 e 11,4%, de Al₂O₃ entre 10,02 e 10,77% e de K₂O entre 1,6 e 1,67%. Em conseqüência, os cátions calculados variam: o Fe² entre 2,93 e 3,10, o Mg entre 1,87 e 1,96, o Ca entre 1,95 e 1,96 e o Al^{IV} entre 0,95 e 1,07. Conseqüentemente, as frações molares também variam: X_{Mg} de 0,38 a 0,40 e X_{Fe} de 0,61 a 0,62. Por sua vez, os parâmetros de classificação calculados para estas ferro-pargasita foram: (Ca+Na)_B entre 1,85 e 1,87, (Ca)_B entre 1,81 e 1,83, Ti entre 0,17 e 0,22, sendo Fe⁺³ < Al^{IV}.

Tabela IV.30 – Análises químicas representativas do anfibólio dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).

Amostra	8	8	8	8
Análise	18	61	67	68
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	42,09	41,94	42,17	42,10
TiO₂	1,55	1,74	1,36	0,05
Al₂O₃	10,77	10,02	10,15	7,87
FeO	21,89	21,21	22,15	26,99
Cr₂O₃	0	0	0	0
MnO	0,16	0,17	0,17	0,16
MgO	7,85	7,98	7,49	7,85
CaO	11,4	11,04	10,93	11,0
Na₂O	1,80	1,79	1,82	1,60
K₂O	1,67	1,64	1,6	0,89
F	0	0	0	0
Cl	0,01	0,16	0,19	0,01
Total	98,45	97,69	98,03	98,52
O_F_Cl	0	0,04	0,04	0
O_F	0	0	0	0
O_Cl	0	0,04	0,04	0
H₂O	1,96	1,94	1,94	1,96
CTotal	100,41	99,63	99,97	100,18
Si	6,972	6,927	7,05	6,422
Al^{IV}	1,028	1,073	0,95	1,414
Fe³	0	0	0	0
Ti	0,206	0,216	0,171	0,006
Al^{VI}	1,191	0,876	1,049	0
CCr	0	0	0	0
Mg	1,963	1,965	1,867	1,785
Fe²	3,041	2,930	3,097	3,443
Mn	0,021	0,024	0,024	0,021
Ca	1,969	1,953	1,958	1,863
Na	0,587	0,573	0,590	0,473
K	0,344	0,346	0,341	1,528
Cátions	16,072	16,882	17,097	16,953
CCl	0,003	0,045	0,054	0,003
CF	0	0	0	0
OH	0	0	0	
Oxigênios	23,089	24,54	24,852	23,087
(Ca+Na)_B	1,86	1,87	1,85	1,87
(Na)_B	0,05	0,04	0,04	0,01
(Na+K)_A	0,81	0,82	0,82	0,59
(Ca)_B	1,82	1,83	1,81	1,86
X_{Mg}	0,39	0,40	0,38	0,45
X_{Fe}	0,61	0,60	0,62	0,65

Para os granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins*, pode-se selecionar dois tipos de anfibólios com base na figura IV.20. O primeiro tipo é a edenita (amostras JB-3/333, JB-3/236 e

JB-3/237), de cor marrom a marrom escuro, considerada como formada no pico metamórfico. Estas amostras de edenita apresentam teores de FeO entre 15,36 e 156,36%, MgO entre 11,6 e 12,22%, TiO₂ entre 1,56 e 1,74%, CaO entre 11,16 e 11,50%, Al₂O₃ entre 9,06 e 9,3% e K₂O entre 0,97 e 1,09%. Nesse caso os cátions calculados variam: Fe² de 1,924 a 2,042, Ca de 1,785 a 1,845, Ti de 0,176 a 0,195, Al^{IV} de 1,302 a 1,345 e K de 0,185 a 0,208. As razões molares para a edenita são: X_{Mg} de 0,56 a 0,59 e X_{Fe} de 0,41 a 0,44. Os parâmetros de classificação obtidos para elas são: (Ca+Na)_B variando de 1,81 a 1,89, (Ca)_B de 1,78 a 1,84, Ti de 1,302 a 1,345, sendo o Fe⁺³ < Al^{IV} (Tabela IV.31).

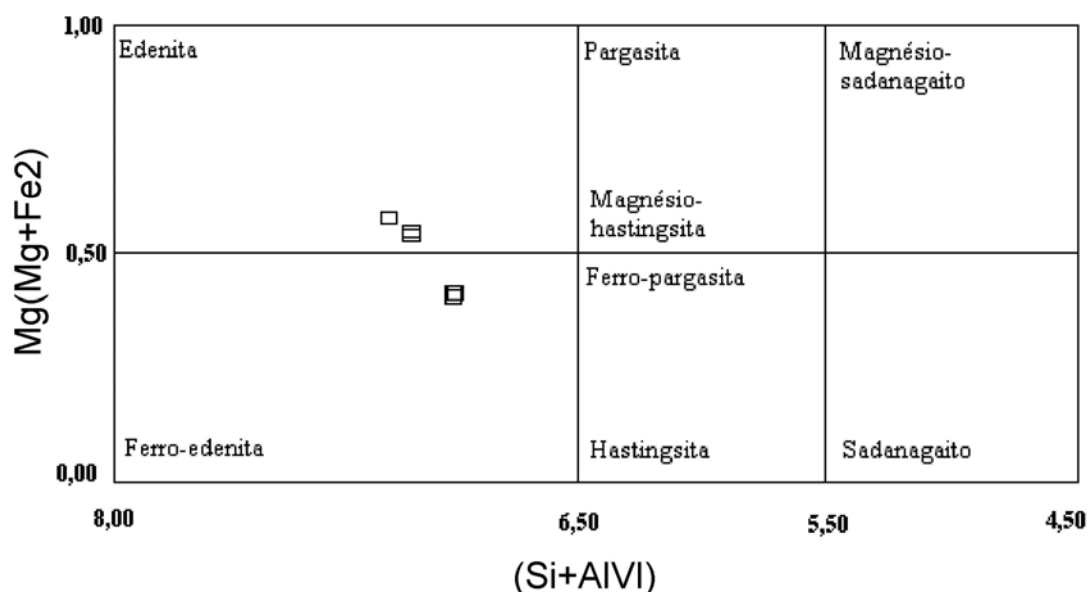


Figura IV.20 – Classificação dos anfibólios dos granulitos básicos das bandas, enclaves e boudins, segundo Leake (1978).

O segundo tipo é a ferro-edenita (amostras 275/101, 275/110, EJ-30C62, EJ-30C/64), de cor marrom-esverdeada. Elas apresentam teores de FeO entre 17,90 e 21,64%, MgO entre 7,31 e 9,43%, TiO₂ entre 1,95 a 2,23%, CaO entre 11,26 e 11,40%, Al₂O₃ entre 10,07 e 11,76% e K₂O entre 1,56 e 1,83%. Os cátions calculados para este anfibólio são: de 2,30 a 2,77 para o Fe², de 1,67 a 2,18 para o Mg, de 1,85 a 1,91 para Ca, de 0,31 a 0,36 para K e de 1,34 a 1,51 para Al^{IV}. As frações molares obtidas são de 0,39 a 0,48 para X_{Mg} e de 0,52 a 0,61 para o X_{Fe}. Os parâmetros de classificação para a ferro-edenita variam: (Ca+Na)_B entre 1,91 e 2,00, (Ca)_B entre 1,83 e 1,88, Ti entre 0,22 a 0,26, sendo o Fe⁺³ < Al^{IV} (Tabela IV.31).

Tabela IV.31 – Análises químicas representativas do anfibólio dos granulitos básicos das bandas, enclaves e boudins.

Amostra	275	275	EJ-30C	EJ-30C	JB-3	JB-3	JB-3
Análise	101	110	62	64	233	236	237
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO ₂	42,37	42,67	42,44	42,25	44,73	44,59	44,04
TiO ₂	1,95	2,07	2,23	1,87	1,56	1,74	1,67
Al ₂ O ₃	11,76	11,70	10,07	10,24	9,06	9,30	9,16
FeO	17,90	18,04	21,64	21,33	15,36	16,36	15,66
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0	0	0,04	0,04	0,07
MnO	0,09	0,14	0,30	0,29	0,15	0,26	0,26
MgO	9,43	9,38	7,31	7,56	12,22	11,77	11,6
CaO	11,54	11,39	11,26	11,40	11,50	11,16	11,18
Na ₂ O	1,5	1,49	1,78	1,78	1,65	1,76	2,13
K ₂ O	1,76	1,83	1,72	1,56	0,97	1,09	1,08
F	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0,05	0,1	0	0	0	0	0
Total	98,35	98,81	98,75	98,27	97,2	98,03	97,78
O_F_Cl	0,01	0,02	0	0	0	0	0
O_F	0	0	0	0	0	0	0
O_Cl	0,01	0,02	0	0	0	0	0
H ₂ O	1,99	1,99	2,00	2,00	2,00	2,01	1,98
CTotal	100,34	100,80	100,75	100,27	99,2	100,04	99,76
Si	6,51	6,66	6,50	6,49	6,70	6,66	6,66
Al ^{IV}	1,49	1,34	1,50	1,51	1,30	1,35	1,35
Fe ³	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0,23	0,24	0,26	0,22	0,18	0,20	0,19
Al ^{VI}	0,64	0,81	0,32	0,34	0,30	0,29	0,29
Cr	0,002	0,001	0	0	0,005	0,005	0,01
Mg	2,16	2,18	1,67	1,73	2,73	2,62	2,61
Fe ²	2,30	2,36	2,77	2,74	1,92	2,04	1,98
Mn	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03
Ca	1,90	1,91	1,85	1,88	1,85	1,79	1,81
Na	0,45	0,45	0,53	0,53	0,48	0,51	0,62
K	0,35	0,36	0,34	0,31	0,19	0,21	0,21
Σ Cátions	16,04	16,34	15,76	15,78	15,66	15,69	15,75
CCl	0,013	0,026	0	0	0	0	0
CF	0	0	0	0	0	0	0
OH	0	0	0	0	0	0	0
Oxigênios	23,45	23,91	22,99	22,99	22,99	22,99	22,99
(Ca+Na) _B	1,91	1,90	2,00	1,93	1,85	1,81	1,89
(Na) _B	0,05	0,07	0,16	0,05	0,01	0,03	0,08
(Na+K) _A	0,73	0,71	0,70	0,78	0,66	0,69	0,75
(Ca) _B	1,86	1,83	1,84	1,88	1,84	1,78	1,81
X _{Mg}	0,48	0,48	0,38	0,39	0,59	0,56	0,57
X _{Fe}	0,52	0,52	0,62	0,61	0,41	0,44	0,43

IV.6.3 – Biotita.

As análises representativas da biotita dos granulitos heterogêneos (GH) foram estudados com base no diagrama binário Al^{IV} versus $(Fe/Fe+Mg)$ (Deer *et al.* 1992). Na Tabela IV.32 e Figura IV.21 estão colocadas a química mineral das biotitas dos granulitos ortoderivados (CHO), na Tabela IV.33 e Figura IV.22 dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins* e na Tabela IV.34 e Figura IV.23 dos leucocharnockitos.

Os dados de química mineral das micas dos granulitos ortoderivados (CHO) quando plotados no diagrama binário Al^{IV} versus $(Fe/Fe+Mg)$ (Deer *et al.* 1992), posicionam-se basicamente no campo da eastonita e, somente a amostra EJ-28/45 no campo da siderofilita (Figura IV.21).

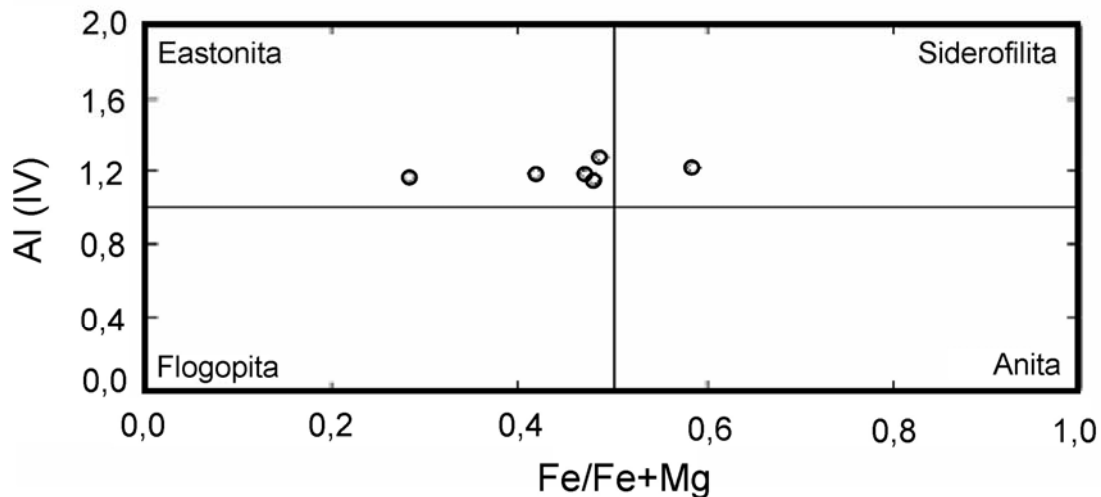


Figura IV.21 – Classificação da biotita dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), segundo Deer *et al.* (1992).

A eastonita (amostras 241/392, BJ104E/521, BJ104E/522, JB04/322 e JB-4/332) é retrógrada e ocorre basicamente nas bordas dos ortopiroxênios, embora a amostra EJ-26/34, também retrógrada, localize-se nas bordas dos opacos. A eastonita apresenta-se pleocróica, com cores variando de amarelo-acastanhado a castanho-escuro. Por outro lado, a siderofilita (amostra EJ-28/45) foi formada no pico metamórfico, ocorrendo sob a forma de grandes palhetas, com pleocroísmo variando do vermelho-castanhado a castanho-escuro.

Tabela IV.32 – Análises químicas representativas da biotita dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).

Amostra	241	BJ-104E	BJ-104E	EJ-26	EJ-28	JB-4
Análise	392	521	522	34	45	332
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	36,46	37,74	37,59	36,25	38,82	37,74
TiO₂	3,48	5,12	4,88	3,83	3,198	4,6
Al₂O₃	16,25	13,95	13,88	15,41	14,85	13,84
Cr₂O₃	0,01	0	0	0	0	0
FeO	19,87	18,70	18,58	22,19	12,01	17,07
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0
MnO	0,02	0,12	0,04	0,07	0,05	0,10
MgO	11,78	11,83	11,29	8,81	17,12	13,37
BaO	0	0	0	0	0	0
CaO	0,05	0	0,02	0,02	0,02	0,01
Na₂O	0,1	0,07	0,09	0,13	0,07	0,04
K₂O	9,53	9,55	9,5	9,45	9,94	9,85
F	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0
H₂O	2,01	1,92	1,90	1,87	1,97	1,92
Total	99,56	100,00	99,77	99,04	99,04	99,54
Si	2,72	2,82	2,84	2,78	2,83	2,81
Al^{IV}	1,28	1,18	1,16	1,12	1,17	1,19
Al^{VI}	0,15	0,04	0,08	0,17	0,11	0,03
Ti	0,2	0,29	0,28	0,22	0,18	0,26
Fe³	0,29	0,33	0,23	0,15	0,18	0,31
Fe²	0,95	0,84	0,94	1,27	0,55	0,75
Cr	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0,01
Mg	1,31	1,32	1,27	1,01	1,86	1,49
Ca	0	0	0	0	0	0
Na	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
K	0,95	0,91	0,92	0,92	0,93	0,94
ΣCations	7,86	7,74	7,73	7,66	7,82	7,80
CF	0	0	0	0	0	0
CCl	0	0	0	0	0	0
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
O	11	11	11	11	11	11
X_{Mg}	0,51	0,53	0,52	0,41	0,72	0,58
X_{Fe}	0,49	0,47	0,48	0,59	0,28	0,42

A eastonita, posicionadas nas bordas dos ortopiroxênios, apresentam teores de FeO variando entre 17,07 e 19,87%, de MgO entre 11,29 a 13,37%, TiO₂ entre 3,48 a 5,12%, K₂O entre 9,50 a 9,85% e Al₂O₃ entre 13,84 a 16,25%. (Tabela IV.32). A eastonita da borda dos opacos apresenta teores de FeO igual a 22,19%, de MgO igual a 8,81%, de TiO₂ igual a 3,83%, de K₂O

igual a 9,45% e Al_2O_3 igual a 15,41% (Tabela IV.32). A siderofilita, por sua vez, apresenta teor de FeO igual a 12,01%, de MgO igual a 17,118%, de TiO_2 igual a 3,20%, de K_2O igual a 9,94% e Al_2O_3 igual a 14,85% (Tabela IV.32).

As análises químicas da biotita dos granulitos básicos das bandas, encraves e boudins foram também plotadas no diagrama binário Al^{IV} versus $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})$ (Deer *et al.* 1992), podendo-se verificar que elas se localizam essencialmente no campo da eastonita (biotitas retrógradadas, amostras JB-10/314, JB-10/315, JB-10/316 e JB-3/232) e, as amostras EJ-30C/63 e 257/102 (pico metamórfico) situam-se no campo da siderofilita (Figura IV.22).

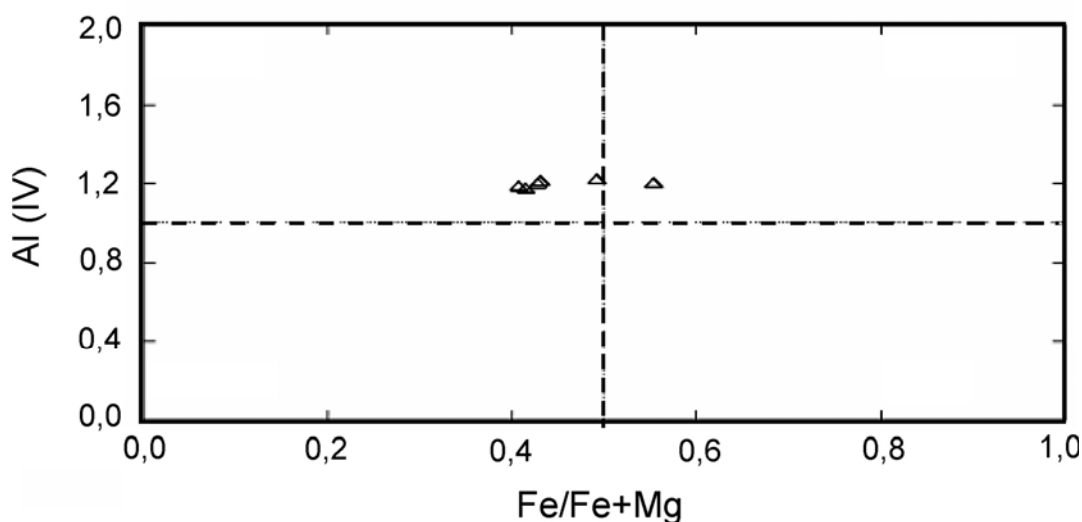


Figura IV.22 – Classificação da biotita dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins*, segundo o diagrama binário Al^{IV} versus $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ de Deer *et al.* (1992).

A eastonita retrógradadas apresentam teores de FeO variando entre 16,49 e 17,51%, de MgO entre 12,98 e 13,46%, de TiO_2 entre 4,53 e 4,89%, de K_2O entre 9,82 e 9,98% e de Al_2O_3 entre 13,21 e 14,24%. Por outro lado, a eastonita formadas no pico do metamorfismo, mostram teores de FeO variando entre 19,03 e 21,94%, de MgO entre 9,97 e 11,0%, de TiO_2 entre 5,0 e 5,91%, de K_2O entre 9,78 e 9,85% e de Al_2O_3 entre 12,79 e 13,83%.

Tabela IV.33 – Análises químicas representativas da biotita dos granulitos básicos das bandas, enclaves e *boudins*.

Amostra	275	EJ-30C	JB-3	JB-10	JB-10	JB-10
Análise	102	63	232	314	315	316
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	36,79	36,299	37,55	37,61	37,3	37,02
TiO₂	5,91	4,962	4,53	4,89	4,78	4,62
Al₂O₃	13,83	12,788	13,87	14,24	14,07	13,21
Cr₂O₃	0,03	0	0,02	0,08	0,09	0,12
FeO	19,03	21,936	16,49	17,24	17,51	16,56
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0
MnO	0,08	0,085	0,04	0,05	0,05	0,03
MgO	11,0	9,97	13,46	12,98	13,00	13,17
BaO	0	0	0	0	0	0
CaO	0,06	0,225	0	0,09	0	0,02
Na₂O	0,04	0,129	0,08	0	0	0,01
K₂O	9,85	9,776	9,82	9,82	9,98	9,96
Cl	0,04	0	0	0	0	0
H₂O	3,97	1,86	2,91	4,03	4,01	3,97
Total	100,63	99,03	99,77	100,03	100,79	99,69
Si	2,78	2,8	2,82	2,8	2,79	2,82
Al^{IV}	1,22	1,20	1,18	1,20	1,21	1,18
Al^{VI}	0,01	0	0,04	0,04	0,03	0,01
Ti	0,34	0,29	0,26	0,27	0,27	0,26
Fe³	0,37	0,32	0,28	0,32	0,34	0,29
Fe²	0,83	1,09	0,75	0,75	0,75	0,77
Cr	0	0	0	0	0,01	0,01
Mn	0,01	0,01	0	0	0	0
Mg	1,24	1,15	1,50	1,44	1,45	1,50
Ca	0	0,02	0	0,01	0	0
Na	0,01	0,02	0,01	0	0	0
K	0,95	0,96	0,94	0,93	0,95	0,97
∑ Cations	7,75	7,86	7,79	7,77	7,8	7,8
CF	0	0	0	0	0	0
CCl	0,02	0	0	0	0	0
OH	3,83	2	2	3,83	3,83	3,86
O	11	11	11	11	11	11
X_{Fe}	0,49	0,55	0,41	0,43	0,43	0,41
X_{Mg}	0,51	0,45	0,59	0,57	0,57	0,59

As análises químicas da biotita dos leucocharnockitos foram igualmente plotadas no diagrama binário Al^{IV} versus (Fe/Fe+Mg) (Deer *et al.* 1992), podendo-se verificar que elas se

localizam basicamente no campo da eastonita (Figura IV.23). Entretanto, embora todas sejam eastonita, as amostras EJ-29F/35 e EJ-29F/36 são de biotita formada no pico metamórfico, que ocorrem sob a forma de palhetas, pleocróicas, com cores variando do castanho-avermelhado a castanho, enquanto que, as amostras EJ-29F/25, EJ-29F/26 e EJ-29G/32 são de biotita retrógrada, que ocorrem sob a forma de películas nas bordas de ortopiroxênio e opacos. Esta oscilação nos valores de Fe/Fe+Mg mostrada na figura IV.23 é típica da variação por temperatura, em especial se em paragênese com a granada.

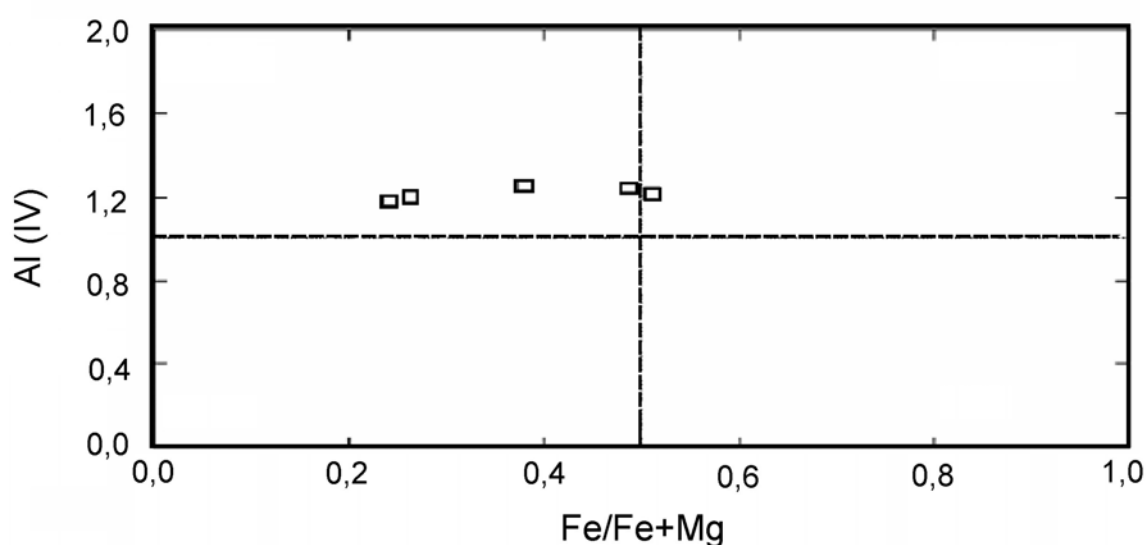


Figura IV.23 – Classificação da biotita dos leucocharnockitos, segundo o diagrama binário Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$ de Deer *et al.* (1992).

A eastonita do pico metamórfico apresentam teores de FeO variando entre 9,91 e 10,63%, de MgO entre 16,29 e 17,33%, de TiO_2 entre 3,70 a 4,57%, de K_2O entre 10,10 e 10,47% e de Al_2O_3 entre 14,83 e 15,28% (Tabela IV.34). Com relação à eastonita retrógrada percebe-se que existem diferenças entre elas (Tabela IV.34). Por exemplo, a amostra EJ29F/23 exibe teor de FeO igual a 15,23% e MgO igual a 14,03%, enquanto que a amostra EJ-29F/26 apresenta FeO igual a 20,12% e MgO igual a 10,83% (Tabela IV.34).

Tabela IV.34 – Análises químicas representativas da biotita dos leucocharnockitos.

Amostra	EJ-29F	EJ-29F	EJ-29F	EJ-29G	EJ-29G
Análise	25	26	32	35	36
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	36,32	36,31	36,22	38,31	37,81
TiO₂	4,59	3,68	3,11	3,70	4,57
Al₂O₃	15,61	15,45	15,18	15,28	14,83
Cr₂O₃	0	0	0	0	0
FeO	18,32	15,26	20,12	9,91	10,36
Fe₂O₃	0	0	0	0	0
MnO	0	0,008	0,025	0,001	0
MgO	10,84	14,03	10,83	17,33	16,29
CaO	0,12	0,10	0,09	0	0,02
Na₂O	0,09	0,14	0,10	0,05	0,07
K₂O	9,48	9,38	9,62	10,10	10,47
Cl	0	0	0	0	0
H₂O	1,89	1,90	1,87	1,95	1,93
Total	98,25	98,26	98,17	98,64	98,34
Si	2,76	2,75	2,78	2,81	2,80
Al^{IV}	1,24	1,25	1,22	1,19	1,20
Al^{VI}	0,15	0,13	0,15	0,14	0,10
Ti	0,26	0,21	0,18	0,2	0,25
Fe³	0,21	0,28	0,14	0,15	0,15
Fe²	0,96	0,69	1,15	0,46	0,50
Cr	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0
Mg	1,23	1,58	1,24	1,90	1,80
Ca	0,01	0,01	0,01	0	0
Na	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
K	0,92	0,91	0,94	0,95	0,99
Σ Cations	7,75	7,81	7,83	7,79	7,79
CCl	0	0	0	0	0
OH	2	2	2	2	2
O	11	11	11	11	11
X_{Fe}	0,49	0,38	0,51	0,24	0,26
X_{Mg}	0,51	0,62	0,49	0,76	0,74

IV.6.4 – Feldspatos.

Os dados de química mineral do plagioclásio e dos feldspatos potássicos dos granulitos ortoderivados (CHO) (Tabela IV.35, IV.36), dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins* (Tabela IV.37) e dos leucocharnockitos (Tabela IV.38), foram plotados no diagrama ternário Or-Ab-Na (Deer *et al.* 1963) (Figuras IV.24, IV.25, IV.26).

As análises químicas dos plagioclásios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (Tabelas IV.34 e IV.35) foram lançadas no diagrama ternário Or-Ab-Na (Deer *et al.* 1963) (Figura IV.34). Os plagioclásios dos granulitos ortoderivados (CHO), não são zonados e apresentam-se em dois tipos: (i) as amostras 8/65, BJ-104E/520, BJ-104E/525, JB4/331 e JB4/334 são de plagioclásios considerados como relíquias plutônicas, que ocorrem na forma de grandes cristais xenoblásticos a porfiroblásticos, podendo apresentar ou não geminação do tipo albita, carlsbad e periclina e, (ii) as amostras 241/394, EJ-26/33, EJ-28/43 e EJ-28/44 são de plagioclásios xenoblásticos da matriz da rocha.

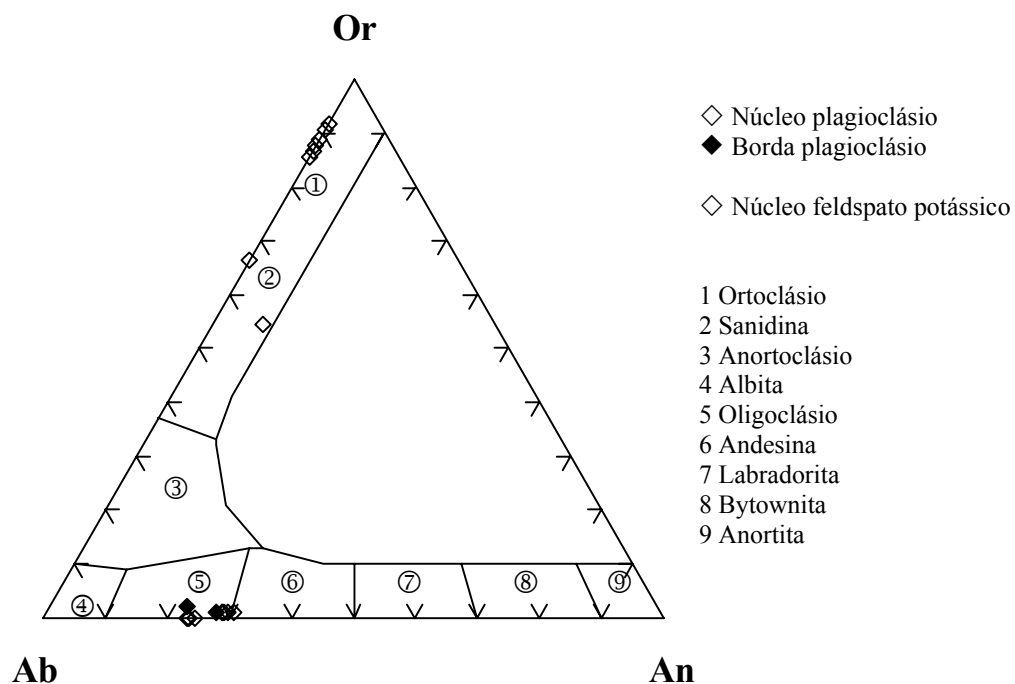


Figura IV.24 - Classificação dos feldspatos potássicos e plagioclásio dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.* 1963).

As primeiras amostras são de plagioclásio relativamente mais cálcicos, situando no limite composicional andesina-oligoclásio ($An_{28,9-30,3} Ab_{68,4-70,0} Or_{1,1-1,9}$) e as últimas de oligoclásio ($An_{22,9-27,6} Ab_{70,5-76,4} Or_{0,5-2,0}$). A andesina apresenta teores de SiO_2 variando entre 60,18 e 62,79%, de Na_2O entre 7,93 e 8,86%, de CaO entre 4,84 e 6,36%, de K_2O entre 0,08 e 0,33% e de Al_2O_3 entre 23,59 a 24,72%. Por sua vez, os cátions variam: o Na de 0,70 a 0,71, o Ca de 0,28 a 0,30, o K de 0,01 a 0,02 e o Al de 1,274 a 1,298 (Tabela IV.35). O oligoclásio apresenta teores de SiO_2 variando entre 60,91 e 62,65%, de Na_2O entre 8,06 e 8,9%, de CaO entre 4,86 e 6,09%, de K_2O entre 0,15 e 0,36% e de Al_2O_3 entre 23,61 a 24,57%. Por sua vez, os cátions variam: o Na de 0,75 a 0,76, o Ca de 0,23 a 0,25, o K de 0,01 a 0,02 e o Al de 1,23 a 1,24 (Tabela IV.35).

Tabela IV.35 – Análises químicas representativas do plagioclásio dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).

Amostra	241	8	BJ-104E	BJ-104E	EJ-26	EJ-28	EJ-28	JB-4	JB-4
Análise	394	65	520	525	33	43	44	331	334
Posição	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	62,1	60,91	62,52	62,79	62,65	61,20	60,91	61,28	60,18
TiO₂	0,02	0	0	0	0,028	0,02	0	0,01	0,03
Al₂O₃	23,61	24,57	23,61	23,59	23,94	24,29	24,57	24,6	24,72
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0	0,07	0,04	0,11	0,071	0,08	0,07	0,11	0,55
MnO	0,08	0,02	0	0,03	0	0	0,02	0,01	0,01
MgO	0,07	0	0,02	0	0,002	0	0	0,01	0,24
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	4,86	6,09	4,84	4,99	5,39	5,79	6,09	6,21	6,36
Na₂O	8,78	8,06	8,86	8,83	8,90	8,18	8,06	8,30	7,93
K₂O	0,36	0,33	0,08	0,13	0,15	0,33	0,33	0,19	0,23
Total	99,88	100,05	99,97	100,47	100,13	99,89	100,05	100,72	100,25
Si	2,76	2,71	2,72	2,71	2,77	2,77	2,75	2,71	2,68
Al	1,24	1,29	1,27	1,29	1,23	1,23	1,24	1,28	1,30
Fe³	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0,001	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0,001
Fe²	0	0,003	0	0,003	0,001	0,004	0,003	0,004	0,02
Mn	0	0,001	0	0,001	0	0,001	0	0	0
Mg	0,003	0	0	0	0	0	0	0,001	0,016
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,23	0,29	0,28	0,29	0,23	0,24	0,25	0,29	0,30
Na	0,76	0,69	0,71	0,70	0,76	0,75	0,76	0,71	0,68
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Σ Cations	5,00	5,00	4,99	5,00	4,99	4,99	5,01	5,01	5,02
Ab	75,1	69,2	70,5	69,3	76,4	75,7	74,4	70	68,4
An	22,9	28,9	27,6	29,0	23,1	23,6	24,8	28,9	30,3
Or	2,0	1,9	1,9	1,7	0,5	0,7	0,8	1,1	1,3

Tabela IV.36 - Análises químicas representativas dos feldspatos potássicos dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).

Amostra	8	8	8	8	BJ-104E	JB-4	JB-7	JB-7
Análise	66	69	73	85	523	335	224	245
Posição	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	64,05	64,34	66,15	65,84	64,58	64,39	64,88	64,4
TiO₂	0	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02
Al₂O₃	18,63	18,66	19,17	18,57	20,10	18,38	18,41	18,43
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0,05	0,02	0,04	0,02	0	0,03	0,08	0,02
MnO	0	0	0,01	0	0,03	0	0,02	0,03
MgO	0,01	0	0,01	0,02	0	0	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0,07	0,10	0,17	0,05	1,71	0,04	0,04	0,11
Na₂O	1,11	1,68	3,86	1,30	4,34	1,38	0,91	1,47
K₂O	15,32	14,71	11,60	15,19	9,54	14,36	14,30	14,31
Total	99,24	99,53	100,05	100,05	100,33	99,61	99,67	99,79
Si	2,98	2,98	2,98	2,98	2,97	3,00	3,01	2,99
Al	1,02	1,02	1,02	1,02	1,07	1,01	1,01	1,01
Fe³	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe²	0,002	0,001	0,002	0,001	0	0,001	0,003	0,001
Mn	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0,001
Mg	0,001	0	0,001	0	0	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,003	0,005	0,003	0,005	0,08	0,002	0,002	0,005
Na	0,10	0,15	0,1	0,15	0,38	0,13	0,08	0,13
K	0,91	0,87	0,91	0,87	0,55	0,85	0,85	0,85
Σ Cations	5,02	5,02	5,02	5,02	5,06	4,99	4,95	4,99
Ab	9,9	14,7	9,9	14,7	37,6	12,8	8,8	13,4
An	0,3	0,5	0,3	0,5	8,2	0,2	0,2	0,5
Or	89,8	84,8	89,8	84,8	54,2	87	91	86,1

As análises representativas dos grãos de feldspatos potássicos das amostras 8/66, 8/69, 8/73, 8/85, BJ-104E/523, JB-4/335, JB-7/224 e JB-7/245 foram plotadas no diagrama da figura IV.24, situando-se todas no campo do ortoclásio, com exceção da amostra BJ-104E/523 que se localiza no campo do ortoclásio híbrido. As primeiras amostras são mesopertita que ocorre sob forma de grãos xenoblásticos a porfiroblastos de até 13 cm de comprimento. Por outro lado, a última amostra é de uma microclina pertítica localizada na matriz. Os ortoclásios ($An_{0,2-0,5} Ab_{8,8-14,7} Or_{84,8-91}$) apresentam teores de SiO₂ na faixa de 64,05 a 66,15%, CaO entre 0,04 e 1,71%, Na₂O entre 0,91 e 3,86%, K₂O entre 9,54 e 15,32% e Al₂O₃ entre 18,38 e 20,10%. Os cátions calculados variam: para Si de 2,98 a 3,01, para o Na de 0,08 a 0,38, para o Ca de 0,002 a 0,08, para o Al de 0,91 a 1,07 e para o K de 0,92 a 0,96 (Tabela IV.36). A sanidina ($An_{0,2-0,5} Ab_{8,8-14,7} Or_{84,8-91}$) apresenta teor de SiO₂ igual a

64,58%, de CaO igual a 1,71%, de Na₂O igual a 4,34%, de K₂O igual a 9,54% e de Al₂O₃ igual a 20,10%. Em consequência, os cátions calculados variam: Si igual a 2,97, Na igual a 0,38, Ca igual a 0,08, Al igual a 1,07 e K igual a 0,55.

Os dados de química mineral dos plagioclásios dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins* (Tabela IV.37) plotados no diagrama ternário Or-Ab-Na (Deer *et al.* 1963), evidenciam duas composições químicas distintas: andesina (An_{37-46,8} Ab_{51,6-66,1} Or_{1,2-2,1}) (amostras 275/103, 275/104, 275/112, EJ29D/16, RJ30C/66 e JB3/234) e oligoclásio (An_{28,1} Ab_{70,1} Or_{1,7}) (amostra EJ29A/11) (Figura IV.35). As primeiras amostras são de plagioclásios geminados, que ocorrem na forma de grãos xenoblásticos de granulação média, em arranjo granoblástico com os piroxênios, enquanto que, a última é de plagioclásio intersticial, sem geminação, formado provavelmente no retro-metamorfismo. A andesina apresenta teores de SiO₂ variando entre 57,06 e 59,29%, de Na₂O entre 6,89 e 7,73%, de CaO entre 6,72 e 9,71%, de K₂O entre 0,21 e 0,36% e de Al₂O₃ entre 24,69 e 27,59%. Os cátions calculados variam de 0,51 a 0,68 para Na, de 0,33 a 0,38 para Ca, de 0,01 a 0,02 para o K e de 1,28 a 1,38 para o Al (Tabela IV.37). O oligoclásio apresenta teor de SiO₂ igual a 61,49 %, de Na₂O igual 8,47 %, de CaO igual a 6,15%, de K₂O igual a 0,31% e de Al₂O₃ igual a 24,65%. Por sua vez, os cátions variam: o Na é igual a 0,72, o Ca igual a 0,29, o K igual a 0,02 e o Al igual a 1,28 (Tabela IV.37).

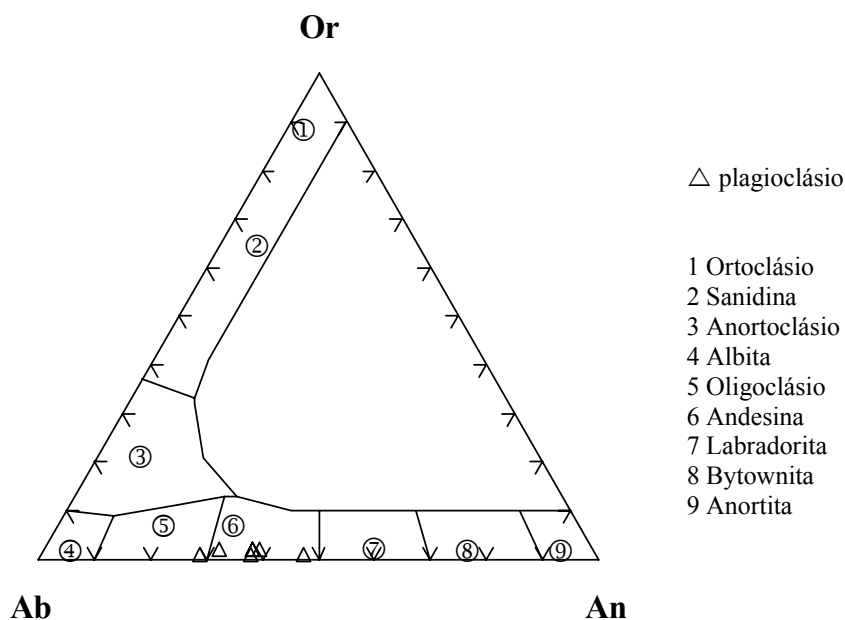


Figura IV.25 - Classificação do plagioclásio dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins*, segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.* 1963).

Tabela IV.37 – Análises químicas representativas do plagioclásio dos granulitos básicos das bandas, enclaves e boudins.

Amostra	275	275	275	EJ-29A	EJ-29D	EJ-30C	JB-3
Análise	103	104	112	11	16	66	234
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	58,45	58,73	59,04	57,07	59,29	61,49	59,28
TiO₂	0,01	0,02	0,01	0	0	0,01	0,04
Al₂O₃	25,76	26,05	26,23	27,591	26,12	24,65	24,69
Fe₂O₃	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0,1	0,13	0,08	0,13	0,14	0,12	0,12
MnO	0	0,01	0	0,02	0	0	0,01
MgO	0,01	0	0	0,03	0,03	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0
CaO	7,71	7,86	7,79	9,71	8,09	6,15	6,72
Na₂O	7,03	6,99	7,1	5,91	6,88	8,47	7,73
K₂O	0,36	0,36	0,21	0,28	0,35	0,31	0,36
Total	99,43	100,15	100,46	100,73	100,9	100,19	99,95
Si	2,63	2,62	2,63	2,55	2,63	2,71	2,68
Al	1,37	1,37	1,38	1,45	1,37	1,28	1,31
Fe³	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0,001	0	0	0	0	0
Fe²	0,004	0,01	0,003	0,01	0,01	0,004	0,01
Mn	0	0	0	0,001	0	0	0
Mg	0	0	0	0,002	0,002	0	0
Ba	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,37	0,38	0,37	0,46	0,38	0,29	0,33
Na	0,61	0,61	0,61	0,51	0,59	0,72	0,68
K	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
ΣCations	5,01	5,00	4,99	4,99	4,99	5,02	5,02
Ab	60,9	60,4	61,5	51,6	59,4	70,1	66,1
An	37,0	37,5	37,3	46,8	38,6	28,1	31,8
Or	2,1	2,1	1,2	1,6	2,0	1,7	2,1

Os dados químicos do plagioclásio dos leucocharnockitos (Tabela IV.38) plotados no diagrama ternário Or-Ab-Na (Deer *et al.* 1963) (Figura IV.36), mostra que eles podem ser separados claramente em dois tipos: andesina (An_{40-40,9} Ab_{57,9-58,7} Or_{0,4-2,1}) (amostras EJ29F/27 e EJ29F/31) e oligoclásio (An_{26-26,1} Ab_{72,1-73,1} Or_{0,9-1,8}) (amostras EJ29G/38, EJ29G/40 e EJ29G/46). As primeiras amostras EJ29F/27 e EJ29F/31 são de plagioclásio xenoblásticos antipertíticos de granulação média, geminados segundo albita, carlsbad e periclina. Por outro lado, as últimas amostras são de plagioclásios xenoblásticos antipertíticos, de granulação fina a intersticial,

geminados segundo albita, carlsbad e periclina e, por vezes difusa. O andesina apresenta teores de SiO_2 variando entre 58,44 e 58,64%, de Na_2O entre 6,72 e 6,81%, de CaO entre 8,39 e 8,58%, de K_2O entre 0,08 e 0,36% e de Al_2O_3 entre 25,86 e 26,44%. Por sua vez, os cátions calculados variam de 0,58 a 0,59 para Na, de 0,40 a 0,41 para Ca, de 0,004 a 0,02 para o K e de 1,37 a 1,39 para o Al (Tabela IV.38). O oligoclásio apresenta teores de SiO_2 variando entre 61,98 e 62,63%, de Na_2O entre 8,38 e 9,4%, de CaO entre 4,2 e 5,49%, de K_2O entre 0,08 e 0,31% e de Al_2O_3 entre 22,54 e 24,01%. Em consequência, os cátions calculados variam de 0,72 a 0,72 para Na, de 0,25 a 0,26 para o Ca, de 0,01 a 0,02 para K e de 1,24 a 1,25 para o Al (Tabela IV.38).

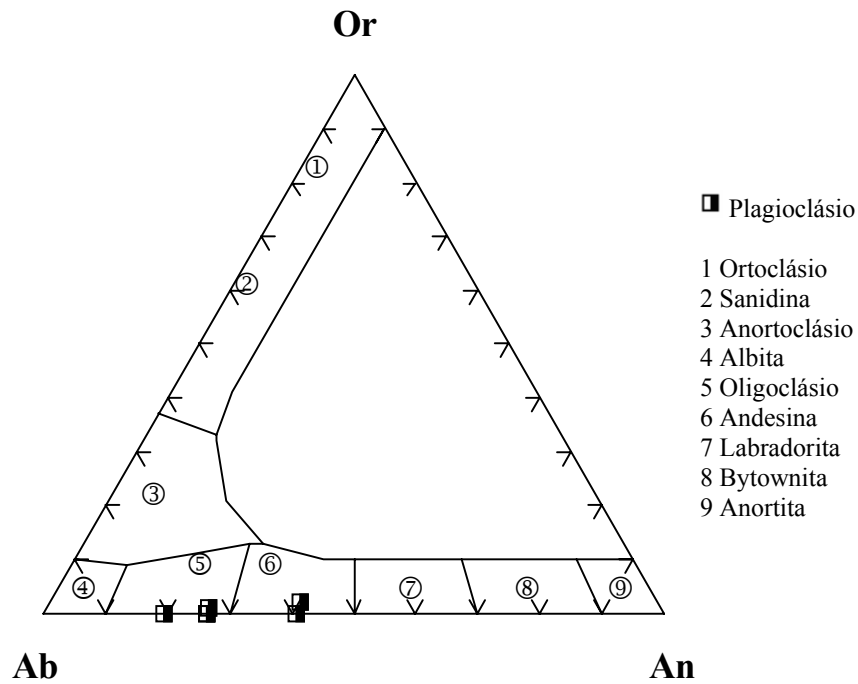


Figura IV.26 - Classificação do plagioclásio dos leucocharnockitos, segundo o diagrama Or-Ab-An (Deer *et al.* 1963).

Tabela IV.38 – Análises químicas representativas do plagioclásio dos leucocharnockitos.

Amostra	EJ-29F	EJ-29F	EJ-29G	EJ-29G	EJ-29G
Análise	27	31	38	40	46
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
SiO₂	58,64	58,44	62,63	61,98	63,43
TiO₂	0	0	0,065	0,017	0,06
Al₂O₃	26,44	25,86	24,01	23,85	22,54
Fe₂O₃	0	0	0	0	0
FeO	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01
MnO	0	0	0,01	0	0,02
MgO	0,05	0,002	0	0,003	0
BaO	0	0	0	0	0
CaO	8,58	8,39	5,41	5,49	4,20
Na₂O	6,81	6,72	8,40	8,38	9,40
K₂O	0,08	0,37	0,15	0,31	0,08
Total	100,62	99,8	100,72	100,04	99,75
Si	2,61	2,62	2,76	2,76	2,75
Al	1,39	1,37	1,25	1,25	1,25
Fe³	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0,001
Fe²	0,001	0,001	0,002	0,002	0
Mn	0	0	0,001	0,001	0
Mg	0,003	0	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0
Ca	0,41	0,40	0,26	0,26	0,26
Na	0,59	0,58	0,72	0,72	0,72
K	0,004	0,02	0,01	0,01	0,02
ΣCations	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99
Ab	58,7	57,9	73,1	73,1	72,1
An	40,9	40,0	26,0	26,0	26,1
Or	0,4	2,1	0,9	0,9	1,8

IV.7 – Conclusões Parciais.

As análises químicas das fases minerais essenciais dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) mostraram que os ortopiroxênios, podem ser classificados como ferrosilita ($En_{20,6-35,8}$, $Wo_{1,6-2,87}$ e $Fs_{62,2-77,7}$) e os clinopiroxênios, como augita ($En_{17,62-27,30}$, $Wo_{30,43-42,70}$ e $Fs_{30-51,96}$). No que diz respeito aos anfibólios, tanto aqueles formados no pico do metamorfismo quanto os retrógrados, são ferro-edenita, que segundo as substituições catiônicas podem ser denominados

de ferro-edenita potássica e ferro-edenita titanífera/potássica. A biotita dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) são siderofilita (formada no pico metamórfico que ocorrem preferencialmente sob a forma de palhetas e com $\text{TiO}_2 > 3\%$) e anita (retrógradas localizadas na borda de ortopiroxênios e opacos e com $\text{TiO}_2 < 3\%$). Os plagioclásios podem ser diferenciados em dois tipos: andesina ($\text{An}_{28,8-36,3} \text{Ab}_{63,6-69,8} \text{Or}_{0,1-1,4}$), relíquias plutônicas e, oligoclásio ($\text{An}_{23,8-23,9} \text{Ab}_{75,4} \text{Or}_{0,7-0,8}$), posicionados na matriz ou nos interstícios da trama mineralógica principal. Os feldspatos potássicos são na sua maioria mesopertitas de composição ($\text{An}_{0,3-13,9} \text{Ab}_{9,3-21,3} \text{Or}_{70,6-90,4}$), considerados também relíquias plutônicas. A minoria está representada pelo ortoclásio híbrido ($\text{An}_{0,5} \text{Ab}_{17,9} \text{Or}_{81,6}$), que são microclinas pertíticas intersticiais.

Quanto aos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), seus ortopiroxênios são a ferrosilita ($\text{En}_{24,2-35,0} \text{Wo}_{0,03-2,3} \text{Fs}_{64,1-75,7}$) e a enstatita ($\text{En}_{49,99-50,7} \text{Wo}_{1,47-1,74} \text{Fs}_{47,9-48,3}$). O clinopiroxênio é a augita ($\text{En}_{17,7-35,7} \text{Wo}_{37,9-44,7} \text{Fs}_{19,6-40,3}$), que pode ser subdividida em augita rica em magnésio e augita rica em ferro, em função das substituições $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^2$. Os anfíbios são a ferro-edenita, a ferro-pargasita e a pargasita. A ferro-edenita e a ferro-pargasita são retrógradas e estão localizadas na borda dos ortopiroxênio e de opacos. A pargasita foi formada no pico do metamorfismo, mostrando substituições $\text{Na} \leftrightarrow \text{K}$ e $\text{Fe}^2 \leftrightarrow \text{Mg}$. A biotita pode ser classificada em: eastonita, formada no pico do metamorfismo e, siderofilita, retrógrada localizada na borda dos ortopiroxênios. Para ambas, a principal modificação é a substituição do $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{+2}$. O plagioclásio pode ser dividido em dois tipos: a andesina ($\text{An}_{28,3-29,5} \text{Ab}_{65,1-69,6} \text{Or}_{2,1-10,7}$), foi considerado como possíveis relíquias plutônicas e, o oligoclásio ($\text{An}_{19,8-28,3} \text{Ab}_{72,3-79,4} \text{Or}_{0,8-0,9}$), da matriz da rocha, por vezes geminados, que são considerados tipicamente retrometamórficos. Os feldspatos potássicos são na maioria do tipo ortoclásio ($\text{An}_{0,1-0,6} \text{Ab}_{4,4-10,6} \text{Or}_{88,8-95,5}$), sendo considerados também como prováveis relíquias plutônicas e que ocorrem sob a forma de cristais xenoblásticos a porfiroblásticos de mesopertita ou microclina pertítica.

Quanto aos charnockitos (CH6), seu ortopiroxênio é a ferrosilita ($\text{En}_{31,52-39,65} \text{Wo}_{1,11-2,87} \text{Fs}_{58,9-66,75}$) com magnésio ou alumínio. Os clinopiroxênios é augitas ($\text{En}_{24,17-31,13} \text{Wo}_{39,83-45,75} \text{Fs}_{23,11-35,71}$), com as principais substituições sendo $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^2$. O anfíbio é a ferro-edenita, considerada como formada no pico do metamorfismo, ocorrendo na forma de cristais xenoblásticos a idioblásticos e, até por vezes porfiroblásticos. Elas são ricas em ferro, tendo como principais substituições o $\text{Fe}^2 \leftrightarrow \text{Al}$ e o $\text{Na} \leftrightarrow \text{K}$. A biotita é a siderofilita, formada no pico do metamorfismo. O plagioclásio é o oligoclásio ($\text{An}_{24,7-28,1} \text{Ab}_{66,5-72,3} \text{Or}_{2,4-5,4}$), o qual ocorre preferencialmente nos interstícios da trama mineralógica principal. Os feldspatos potássicos são na maioria ortoclásio

(An_{0-0,2} Ab_{10-18,3} Or_{81,4-89,9}), que aparecem sob a forma de grãos xenoblásticos a porfiroblásticos de mesopertita.

Com relação aos granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), chegou-se a conclusão que seus anfibólios são do tipo ferro-edenita retrógradadas, que ocorrem na forma de cristais xenoblásticos a hipidioblásticos, com composição NaCaFe₅Si₇O₂₂(OH)₂, tendo como principais substituições Al^{IV} ↔ Ti e Na ↔ K. As biotitas dessa litologia são tipo siderofilita, formadas no pico metamórfico granulítico, ocorrendo sob a forma de palhetas, pleocróicas, com composição KFe⁺²₂AlAl₂Si₂O₁₀(OH)₂. Os plagioclásios são do tipo oligoclásio (An_{21,1-21,6} Ab_{77,2-78,4} Or_{0,5-1,2}), que estão localizados na matriz desses granulitos, enquanto que os feldspatos potássicos, na maioria, são ortoclásios híbridos (An_{0,7-1,3} Ab_{32,2-42,1} Or_{52,2-66,6}).

Quanto aos ortopiroxênios dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), eles são ferrosilita (En_{30,7-48,7} Wo_{0,3-4,6} Fs_{50,1-67}), podendo ser denominado também de magnésio-ferrosilita, pela presença significativa do elemento Mg, nos seus sítios mineralógicos. O clinopiroxênio é a augita (En_{27,5} Wo_{40,5} Fs_{32,0}) e o diopsídio (En_{27,5-36,6} Wo_{45,1-45,8} Fs_{18,3-27,0}). Os anfibólios são edenita e ferro-pargasita. A edenita é considerada como anfibólio formado no pico do metamorfismo, enquanto que a ferro-pargasita é retrógrada, ocorrendo na borda dos ortopiroxênios e opacos. Para ambos, a principal modificação é à saída do Na e a entrada do K. A biotita é a eastonita e a siderofilita. A eastonita é retrógrada e localizada na borda de ortopiroxênios e opacos, enquanto que a siderofilita foi considerada como formada no pico metamórfico, ocorrendo preferencialmente na forma de grandes cristais pleocróicas. Os plagioclásios são a andesina (An_{28,9-30,3} Ab_{68,4-70,0} Or_{1,1-1,9}) (reliquias plutônicas) e o oligoclásio (An_{22,9-27,6} Ab_{70,5-76,4} Or_{0,5-2,0}). Este último encontrado na matriz. Os feldspatos potássicos são ortoclásio e ortoclásio híbrido. O ortoclásio (mesopertita) de composição An_{0,2-8,2} Ab_{8,8-37,6} Or_{54,2-91}, são xenoblásticos a porfiroblásticos, consideradas como reliquias plutônicas, enquanto que, o ortoclásio híbrido (microclina e microclina pertítica) são encontrados na matriz.

Nos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins*, verifica-se a presença de ferrosilita (En_{35,35-47,4} Wo_{0,9-2,1} Fs_{51,9-62,6}) embora possam ocorrer enstatita (En_{52,9} Wo_{1,4} Fs_{45,7}). O clinopiroxênio são a augita (En_{33,06-36,56} Wo_{45,14-45,84} Fs_{18,30-21,10}) e o diopsídio (En_{27,33-27,48} Wo_{40,51-45,66} Fs_{27,01-32,01}). Os anfibólios são a edenita e o ferro-edenita, ambos cálcicos monoclinicos. A edenita foi formada no pico do metamorfismo, enquanto que a ferro-edenita é retrógrada. As biotitas das rochas básicas são a eastonita e a siderofilita. A eastonita é retrógrada e a siderofilita foi formada no pico metamórfico.

Os plagioclásios são a andesina ($An_{37-46,8} Ab_{51,6-66,1} Or_{1,2-2,1}$) e o oligoclásio ($An_{28,1} Ab_{70,1} Or_{1,7}$). A andesina ocorre com cristais xenoblásticos geminados de granulação média, enquanto que, o oligoclásio é intersticial.

Com relação aos leucocharnockitos, produto da fusão dos kinzigitos, seu ortopiroxênio é a enstatita ($En_{46,7-80,3} Wo_{0,33-1,68} Fs_{18,03-52,9}$), embora algumas amostras tendam a ser enstatita ferríferas, devido a entrada do ferro na sua estrutura cristalina. A biotita dos leucocharnockitos é basicamente eastonita (tanto aquelas formadas no pico do metamorfismo como aquelas retrógradadas). A eastonita formada no pico do metamorfismo apresenta teores maiores em MgO do que a eastonita retrógrada. Os plagioclásios dessas rochas são a andesina ($An_{40-40,9} Ab_{57,9-58,7} Or_{0,4-2,1}$) e o oligoclásio ($An_{26-26,1} Ab_{72,1-73,1} Or_{0,9-1,8}$). A andesina ocorre como grãos xenoblásticos antipertíticos, enquanto que, o oligoclásio, também antipertíticos, são intersticiais.

V.1 – Introdução.

Neste capítulo é feita uma análise individualizada da geoquímica dos principais litotipos na área de pesquisa. As assinaturas geoquímicas desses litotipos, utilizando-se elementos maiores, traços e Terras raras, permitiram interpretar seus possíveis tipos de protólitos e como eles foram gerados. A investigação geoquímica possibilitou, também, a comparação entre os litotipos estudados identificando-se os processos de cristalização que as geraram e suas transformações para granulitos. Em adição, foram também testadas as possíveis fontes magmáticas dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1), (CH2) e dos charnockitos (CH6), depois de identificados seus processos de cristalização magmática e fusão parcial.

V.2 – Caracterização Geoquímica.

V.2.1 – Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1).

Para caracterização geoquímica dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) foram utilizadas trinta e seis (36) amostras com análise dos seus elementos maiores e traços, das quais treze (13) apresentam análises químicas de elementos Terras raras (ETR) (Tabelas V.1A, V.1B).

Os granulitos enderbíticos-charnockíticos do (CH1) são rochas que apresentam teores de SiO₂ variando de 59,1 a 75,3% (média de 72,25%). São caracterizados por teores de Al₂O₃ situados entre 13,4 e 18% (média de 13,56%), FeO entre 0,46 e 4,4% (média de 2,03%), CaO entre 0,92 e 6,3% (média de 1,90%), MgO entre 0,19 e 3,0% (média de 0,48%), Na₂O entre 2,1 e 5,1 (média de 3,52%), K₂O na faixa de 1,2 e 5,8% (media de 4,41%) e P₂O₅ variando de 0,04 e 0,39% (média de 0,10%). Observam-se ainda teores de TiO₂ situados entre 0,07 e 0,83% (média de 0,38%) Com relação aos elementos traços, estas rochas apresentam valores de Ba altos, variando entre 670 e 2007 ppm (média de 1033 ppm), Rb entre 14 e 260 ppm (média de 136 ppm), Sr entre 51 e 920

ppm (média de 286 ppm), Zr entre 66 e 880 ppm (média de 748 ppm), Nb entre 4 e 40 ppm (média de 10,98 ppm), Y entre 4,6 e 84 ppm (média de 17 ppm), Cr entre 0,21 e 44 ppm e Ni na faixa de 6 e 25 ppm (Tabelas V.1A, V.1B).

Usando-se diagrama ternário Q-A-P normativo de Streckeisen (1975) (Figura V.1A), contendo os *trends* cálcio-alcalino de baixo K e cálcio-alcalino intermediário K de Lameyre & Bowden (1982), foram plotados os valores calculados das normas CIPW desses granulitos (CH1). Observou-se que as amostras mostram um *trend* de diferenciação que atravessa o campo dos granodioritos em direção àqueles dos granitos, seguindo aproximadamente o *trend* cálcio-alcalino intermediário K de Lameyre & Bowden (1982). Por meio do diagrama ternário normativo modal de O'Connors (1965) (Figura V.1B), onde foram assinalados os campos para tonalitos/enderbitos (To), granodioritos/charnoenderbitos (Gd), granitos/charnockitos (Gr) e trondhjemitos (Tdh) de Barker (1987), observa-se que as amostras dos (CH1) posicionam-se nos campos dos enderbitos, charnoenderbitos e charnockitos e, apresenta *trend* de diferenciação similar ao encontrado na figura anterior. Por outro lado, utilizando-se o diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura V.1C), contendo os *trends* tholeiítico (TH), cálcio-alcalino (CA) e alcalino (AL), as amostras situam-se na transição entre o campo tholeiítico e o cálcio-alcalino, para os termos menos diferenciados e, próximo a linha AF do diagrama para os termos mais diferenciados. Esta interpretação é corroborada pelo diagrama triangular K-Na-Ca de Barker & Arth (1976) (Figura V.1D), onde foram colocados o campo das rochas TTGs arqueanas (TDH) e o *trend* cálcio-alcalino (CA). Os pontos representativos das análises químicas do (CH1) situam-se ao longo do *trend* cálcio-alcalino, mostrando que estas rochas não têm nenhuma afinidade com as suítes trondhjemíticas.

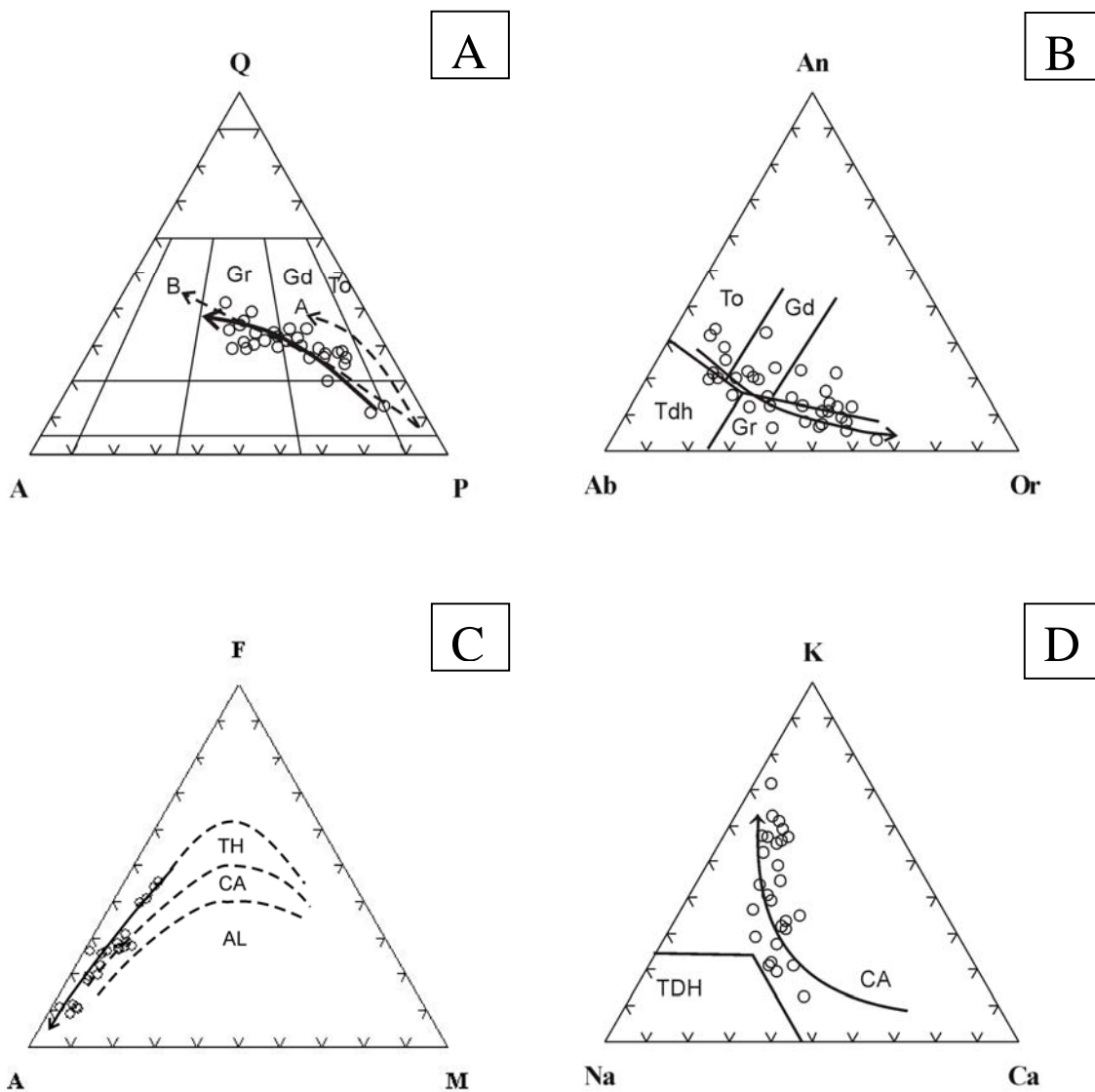


Figura V.1 – Diagramas ternários para os granulitos enderbíticos-charnockíticos do CH1. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo (Streckeisen 1975). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982) sendo (A) *trend* cálcio-alcálico de baixo K e (B) *trend* cálcio-alcálico intermediário. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar 1971). TH: tholeiítico; CA: cálcio-alcálico; AL: alcalino. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanas; CA: rochas cálcio-alcálicas.

Tabela V.1A Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras raras (ppm) e Terras raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CHI).

Amostra	JA-14A	JA-40A	YJ-61	JA-39-A	BJ-222A	JA-21A	EJ-16	JA-11A	239-A	BJ-247A	EJ-34	RJ-03	EJ-15	BJ-185B	SM-2	SM-1	BJ-195A
SiO ₂	59,1	59,4	64,3	64,8	67,47	67,5	67,8	68,31	68,37	68,6	69,3	69,5	69,5	69,8	69,9	70,52	70,78
TiO ₂	0,83	0,77	0,66	0,55	0,52	0,39	0,55	0,46	0,49	0,41	0,67	0,32	0,5	0,31	0,25	0,26	0,38
Al ₂ O ₃	17,1	18,0	15,7	15,9	16,4	16	14,713	15,26	15,31	15,46	14,1	15,8	14,5	15,4	15,23	15,43	15,06
Fe ₂ O ₃	3,3	3,0	2,1	1,8	1,83	1,7	2,6	2,44	1,48	1,09	2,7	1,2	3,3	0,4	2,17	2,09	0,87
FeO	3,0	2,9	2,2	2,2	3,99	1,9	4	2,3	3,58	2,16	3,6	2	2,7	1,8	1,95	1,88	1,11
FeO ^I	5,97	5,6	6,29	3,82	5,64	3,43	6,34	4,08	4,91	3,14	6,03	3,08	5,67	2,16	3,9	3,76	1,89
FeO ₃ ^F	6,63	6,22	6,99	4,24	6,26	3,81	7,04	4,53	5,46	3,49	6,7	3,42	6,3	2,4	4,34	4,18	2,1
MnO	0,09	0,09	0,12	0,08	0,08	0,06	0,09	0,04	0,08	0,06	0,09	0	0,08	0,04	0,03	0,03	0,05
MgO	3,0	2,8	2,69	2,2	0,99	1,4	1,09	0,81	0,98	0,95	1,1	1	0,86	1,1	0,92	0,92	1,24
CaO	6,3	6,0	4,8	4,2	3,11	3,8	2,5	2,92	2,53	2,95	2,7	2,9	1,9	3,4	2,01	1,98	1,17
Na ₂ O	4,6	4,7	3,1	4,4	2,82	4,6	2,8	4,14	3,9	3,41	2,1	4,5	2,4	5,1	4,36	4,33	3,54
K ₂ O	1,8	1,2	2,2	2,8	3,5	2	3,7	3,13	3,95	3	4	2,4	4,3	2,8	2,96	2,87	5,06
P ₂ O ₅	0,35	0,39	0,31	0,38	0,28	0,15	0,25	0,25	0,23	0,15	0,3	0,17	0,096	0,13	0,08	0,08	0,1
Total	99,47	99,25	100,38	99,31	100,99	99,5	100,12	100,04	100,9	99,24	100,66	99,79	100,27	100,28	99,86	100,39	99,36
Ba	670	760	1207	910	1147	700	1088	1047	2007	1141	1118	720	1139	720	788	701	798
Rb	42	14	46	64	105	54	145	58	141	132	92	131	139	32	43	43	151
Sr	290	920	634	710	135	450	187	680	184	620	224	580	115	860	670	668	63
Y	56	31	36	30	36	18	84	10	0	31	56	16	59	14	79	6	16
Zr	640	210	241	250	243	160	766	740	201	112	330	89	880	140	84	78	71
Nb	10	10	10	9	9	11	40	8	9	23	20	5	7	11	84	78	10
Th	21	21	21	21	21	21	37	37	37	40	40	5	35	35	35	35	35
Ga	22	22	22	22	22	22	25	25	30	10	21	4	24	24	24	24	24
Cu	103	103	103	103	103	103	10	10	20	100	52	42	12	12	12	12	12
V	8	8	8	8	8	8	21	21	20	33	8	8	24	24	24	24	24
Cr	5	5	5	5	5	5	10	10	20	20	5	5	10	10	10	10	10
Hf	10	10	10	10	10	10	14	14	14	20	10	8	10	10	10	10	10
Ta	9	9	9	9	9	9	5	5	5	40	40	19923	5	5	5	5	5
Sn	29055	3117	16603	2338	29055	2338	112,100	64,98	41091	24904	33204	19923	19923	14942	16271	15523	42005
K	112,100	192,100	112,100	64,98	112,100	64,98	112,100	64,98	2938	2458	47,32	1918	69,23	1858	1499	1559	2278
Tl	46,84	106,2	46,84	106,2	46,84	106,2	83,86	83,86	83,86	83,86	83,86	83,86	83,86	83,86	83,86	83,86	83,86
La	13,8	31,25	11,18	46,15	8,72	7,775	6,83	47,44	47,44	29,75	29,75	28,560	28,560	28,560	28,560	28,560	28,560
Ce	11,18	2,275	8,72	8,72	1,76	1,448	1,27	6,83	6,83	5,79	5,79	51,660	51,660	51,660	51,660	51,660	51,660
Pr	0,43	1,4	6,02	4,01	4,952	4,01	4,01	1,09	1,09	4,03	4,03	30,290	30,290	30,290	30,290	30,290	30,290
Nd	0,78	4,09	2,316	1,97	2,68	2,68	2,68	2,68	2,68	13,420	13,420	13,420	13,420	13,420	13,420	13,420	13,420
Sm	0,15	0,83	0,407	0,33	0,407	0,33	0,33	0,33	0,33	0,38	0,38	0,1860	0,1860	0,1860	0,1860	0,1860	0,1860
Eu	0,39	2,27	0,922	0,8	0,922	0,8	0,8	0,8	0,8	0,75	0,75	0,4850	0,4850	0,4850	0,4850	0,4850	0,4850
Gd	0,2	1,74	0,411	0,55	0,411	0,55	0,55	0,55	0,55	0,57	0,57	0,3320	0,3320	0,3320	0,3320	0,3320	0,3320
Dy	0,02	0,33	0,070	0,33	0,070	0,33	0,33	0,33	0,33	0,05	0,05	0,0620	0,0620	0,0620	0,0620	0,0620	0,0620
Ho																	
Er																	
Yb																	
Lu																	

Tabela V.1B Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) (Continuação).

Amostra	PR-04	BJ-218A	SM-13	JP-14	JA-38A	RP-19	EJ-21A	RJ-04A	YJ-57	RP-66	RP-67	JA-46A	JF-61A	JA-49A	RP-71	JA-19A	RJ-02	PR-09
SiO ₂	71,00	71,09	71,24	71,4	71,8	71,86	72	72,00	72,6	72,68	72,87	73,3	73,3	73,9	74,06	74,4	75,1	75,3
TiO ₂	0,48	0,28	0,23	0,23	0,32	0,34	0,23	0,47	0,42	0,24	0,17	0,14	0,25	0,11	0,25	0,17	0,12	0,07
Al ₂ O ₃	15,5	15,04	14,98	14,8	14,4	13,94	14,8	13,7	13,6	14,47	15,68	14,3	13,8	13,9	14,52	13,7	13,4	14,8
Fe ₂ O ₃	0,68	0,22	1,72	0,7	0,45	0	1,6	1,1	1,5	0	0	0,27	0,12	0,1	0	0,54	0,49	0,52
FeO	0,27	2,03	1,55	1,4	1,4	3,28	0,57	2,9	2,4	2	0,92	1,2	1,6	0,79	1,5	0,5	0,46	0,7
FeO ^T	0,88	2,23	3,1	2,03	1,8	3,28	2,01	3,89	3,75	2	0,92	1,44	1,71	0,88	1,5	0,99	0,9	1,17
Fe ₂ O ₃ ^T	0,98	2,48	3,44	2,26	2,01	3,64	2,23	4,32	4,17	2,22	1,02	1,6	1,9	0,98	1,67	1,1	1	1,3
MnO	0	0,02	0,03	0,06	0,03	0,06	0,03	0	0,06	0,04	0,02	0,04	0,03	0,01	0,03	0,1	0	0
MgO	1,04	0,56	0,74	0,5	0,66	0,57	0,54	1,18	0,65	0,67	0,25	0,64	0,6	0,34	0,43	0,27	0,23	0,19
CaO	2,44	2,55	2,21	1,8	1,5	1,62	1,6	2,5	1,6	2,04	1,91	1,8	2	1,2	2,03	1,5	1,2	0,92
Na ₂ O	3,3	3,8	4,22	3,4	3,9	4,15	3,1	3,7	2,7	3,45	4,13	4,6	4,1	3,5	3,87	3,2	3,8	3,2
K ₂ O	5,2	2,64	2,57	4,4	5,8	3,99	5,3	2,9	5	3,94	2,84	3,3	3,7	5,5	3,36	5,1	5,6	4,9
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,06	0,054	0,12	0,12	0,067	0,05	0,15	0,09	0,08	0,05	0,06	0,08	0,04	0,05	0,05	0,05
Total	99,96	99,29	99,55	99,74	100,38	100,14	100,08	100,5	100,68	99,89	99,2	99,64	99,84	99,43	100,48	99,53	100,45	100,65
Ba	130	315	597	1504	2180	346	1011	280	635	935,5	807,2	660	720	1520	788,2	1090	740	280
Rb	260	144	79	110	170	130,3	183	142	186	80,1	52,6	98	95	210	53,4	110	180	150
Sr	51	493	375	634	320	109,4	261	240	142	309,3	452,4	350	240	440	302,7	270	190	190
Y	23	26	5	5	18	31,8	25	6	52	4,6	6,5	12	19	12	5,6	10	9	13
Zr	91	66	91	200	290	131,6	231	76	282	104,7	73,4	120	240	93	155,3	690	130	99
Nb	8	4	0	8	11	8,4	11	5	16	8,4	6,9	12	20	9	7,9	10	5	5
Th	10	0	0	31	0	0	62	5	81	0	0	0	0	0	0	0	15	8
Ga	0	0	0	0	0	0	21	0	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cu	36	10	0	16	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	2	10
Ni	12	20	0	10	0	7,5	0	20	0	6	6	0	15	0	6	0	9	10
V	9	100	0	25	0	0	11	62	18	0	0	0	0	0	0	0	13	10
Cr	4	44	0	29	0	0,21	0	47	0	0	0	0	8	0	0	0	14	10
Hf	8	0	0	8	0	0	10	0	8	0	0	0	0	0	0	0	8	8
Ta	5	0	0	5	0	0	10	5	5	0	0	0	0	0	0	0	5	5
Co	2	20	0	10	0	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3
W	0	0	0	0	0	0	10	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sn	0	0	0	0	0	0	5	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	51468	21915	21334	0	48148	33122	0	7471	0	32707	23576	27394	30715	45657	27892	42337	46487	40676
Ti	480	1679	1379	0	1918	2038	0	2818	0	1439	1019	839	1499	659	1499	1019	719	420
La	0	0	0	51,4	0	0	38,610	0	59,11	0	0	22,72	27,25	17,24	0	45,42	0	0
Ce	0	0	0	92,88	0	0	74,840	0	99,67	0	0	46,58	42,5	34,63	0	91,97	0	0
Nd	0	0	0	27,85	0	0	16,380	0	40,34	0	0	15,97	15,28	12,05	0	30,5	0	0
Sm	0	0	0	3,621	0	0	2,889	0	7,254	0	0	2,9	2,24	2,15	0	5,33	0	0
Eu	0	0	0	0,954	0	0	0,411	0	0,998	0	0	0,54	0,48	0,65	0	0,93	0	0
Gd	0	0	0	1,648	0	0	1,904	0	4,929	0	0	2	1,44	1,32	0	2,99	0	0
Dy	0	0	0	0,707	0	0	0,733	0	3,801	0	0	1,15	1,13	0,68	0	1,1	0	0
Ho	0	0	0	0,1	0	0	0,142	0	0,586	0	0	0,22	0,18	0,13	0	0,2	0	0
Er	0	0	0	0,22	0	0	0,366	0	13,381	0	0	0,55	0,47	0,34	0	0,47	0	0
Yb	0	0	0	0,133	0	0	0,407	0	0,922	0	0	0,51	0,57	0,23	0	0,22	0	0
Lu	0	0	0	0,018	0	0	0,084	0	0,092	0	0	0,12	0,09	0,1	0	0,11	0	0

V.2.2 – Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2).

Para caracterização geoquímica dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) foram utilizadas quarenta e sete (47) amostras com análises de elementos maiores e traços, das quais onze (11) apresentam análises químicas de Terras raras (ETR) (Tabelas V.2A, V.2B e V.2C).

Os granulitos enderbíticos-charnockíticos do (CH2) são rochas que apresentam teores de SiO₂ variando de 63,54 a 75,04% (média de 69,34%). São caracterizados por teores de Al₂O₃ situados entre 11,33 e 16,27% (média de 13,12%), FeO entre 1,5 e 5,52% (média de 3,76%), CaO entre 0,7 e 4,42% (média de 2,50%), MgO entre 0,09 e 1,88 % (média de 0,71%), Na₂O entre 2,4 e 3,5 (média de 3,03%), K₂O na faixa de 2,3 a 6,5% (media de 4,18%) e P₂O₅ variando de 0,04 a 0,62% (média de 0,24%). Observa ainda teores de TiO₂ situados entre 0,26 e 2,4% (média de 0,78%), bem superiores aos granulitos (CH1), sendo elemento importante na separação química entre os granulitos (CH1) e (CH2), como será visto adiante. Com relação aos elementos traços, estas rochas apresentam teores de Ba ainda mais altos que as rochas (CH1), variando entre 302 e 2241ppm (média de 1144 ppm), Rb entre 43 e 380 ppm (média de 111 ppm), Sr entre 52 e 380 ppm (média de 217 ppm), Zr entre 121 e 870 ppm (média de 408 ppm), Nb entre 8 e 35 ppm, Y entre 24 e 93 ppm, Cr entre 10 e 93 ppm e Ni na faixa de 3,8 e 48 ppm (Tabelas V.2A, V.2B e V.2C).

No diagrama ternário Q-A-P normativo de Streckeisen (1975) (Figura V.2A), contendo os *trends* cálcio-alcalino baixo e intermediário K de Lameyre & Bowden (1982), foram plotadas os valores calculados da norma CIPW dos granulitos (CH2). Pode-se observar que as amostras exibem um *trend* de diferenciação que começa no campo granodiorito e segue em direção ao campo do granito, e, semelhantemente ao CH1, acompanhando o *trend* cálcio-alcalino intermediário de Lameyre & Bowden (1982). Por meio do diagrama ternário normativo modal de O'Connors (1965) (Figura V.2B), contendo os campos dos tonalitos/enderbitos (To), granodioritos/charnoenderbitos (Gd), granitos/charnockitos (Gr) e trondhjemitos (Tdh) de Barker (1987), observa-se que as amostras do (CH2) posicionam-se nos campos dos enderbitos, charnoenderbitos e charnockitos, apresentando um *trend* de diferenciação, similar ao encontrado para os granulitos (CH1). Também se utilizando o diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura V.2C), colocados os *trends* tholeiíticos (TH), cálcio-alcalinos (CA) e alcalinos (AL), todas as amostras dos granulitos (CH2) situam-se no domínio de transição entre o campo tholeiítico e cálcio-alcalino, para os termos menos diferenciados embora se aproxime da linha AF do diagrama quando se trata dos termos mais diferenciados. No diagrama triangular K-Na-Ca de Barker & Arth (1976) (Figura V.2D), contendo

o campo das rochas TTGs arqueanas (TDH) e o *trend* cálcio-alcino (CA), os pontos representativos das análises químicas dos granulitos (CH2) situam-se ao longo deste último *trend*, não demonstrando afinidades com as suítes trondhjemíticas típicas.

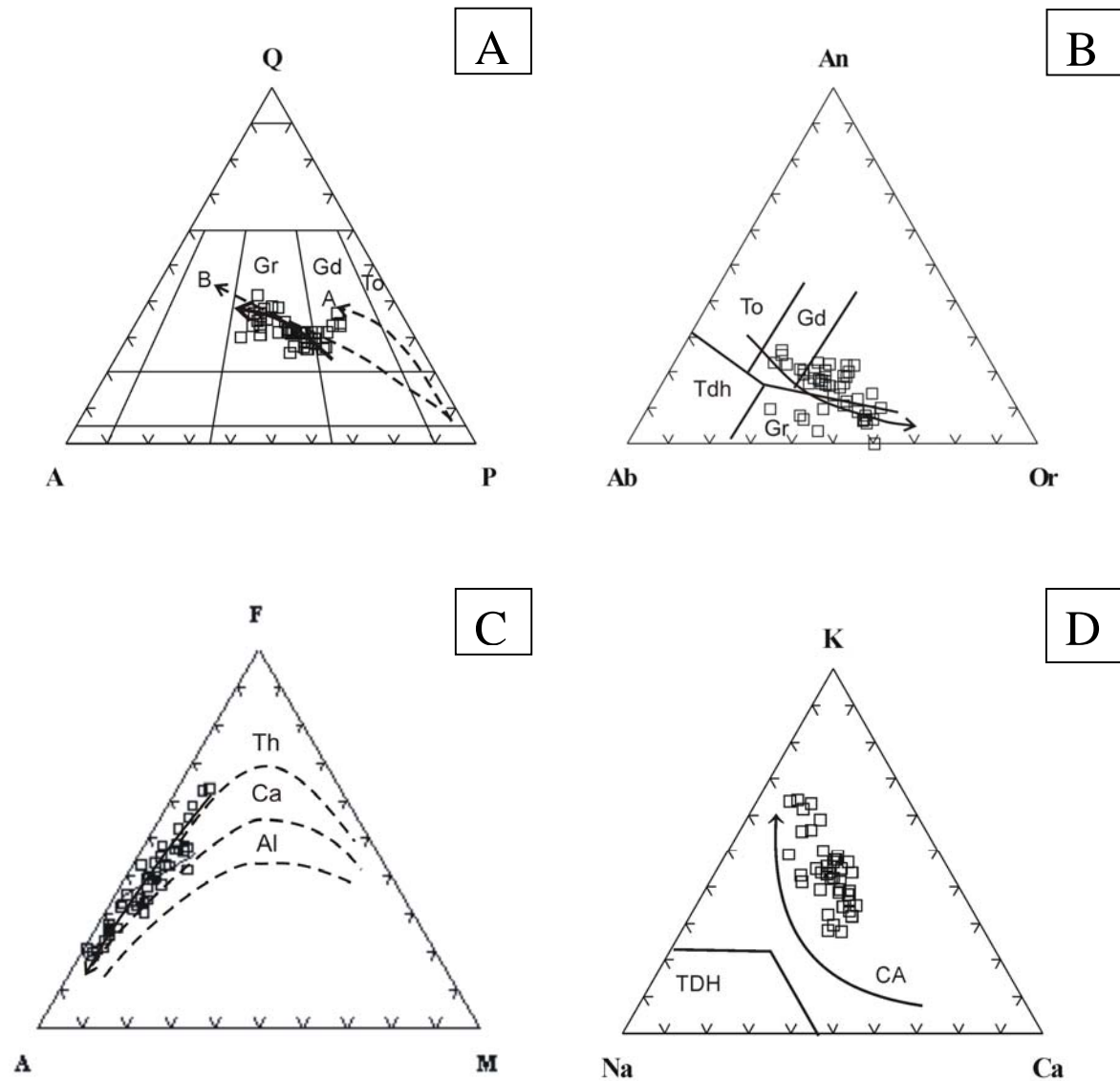


Figura V.2 – Diagramas ternários para os granulitos enderbíticos-charnockíticos do CH2. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo modal (Streckeisen 1975). To: campo do tonalito/enderbit; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbit; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): (A) *trend* cálcio-alcino de baixo K; (B) *trend* cálcio-alcino intermediário K. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbit; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbit; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar 1971). Th: tholeiítico; CA: cálcio-alcino; AL: alcalino. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanas; CA: rochas cálcio-alcinas.

Tabela V.2A Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-chamockíticos (Ch2).

Amostra	3-C	64	SM-6	233-B	JA-33-A	3-A	3-B	JP-22	SM-21	SM-9	JA-35-A	PR-01	SM-3	204-B	JA-22-A
SiO ₂	63,54	64,04	64,33	64,81	64,9	65	65,29	65,9	65,93	66,17	66,4	66,8	66,81	66,88	67,2
TiO ₂	2,4	1,38	1,24	1,17	1,2	1,1	1,11	1,12	1,12	1,11	1,1	1,2	1,15	1	1,1
Al ₂ O ₃	12,69	13,3	13,37	13,5	13,4	12,65	12,87	13,4	12,61	13,83	13,5	13,7	13,31	16,27	13,5
Fe ₂ O ₃	3,14	1,58	7,67	1,67	2,5	2,84	3,96	1,3	7,1	6,07	0,9	2,3	6,96	2,16	2,6
FeO	5,12	5,58	6,9	4,76	4,4	4,99	3,58	6	0	5,46	4,7	3,7	6,26	3,75	3,7
FeO ^T	7,95	7	13,8	6,26	6,65	7,55	7,14	7,17	6,39	10,92	5,51	5,77	12,52	5,69	6,04
Fe ₂ O ₃ ^T	8,83	7,78	15,34	6,96	7,39	8,38	7,94	7,97	7,1	12,14	6,12	6,41	13,91	6,33	6,71
MnO	0,1	0,11	0,1	0,1	0,08	0,08	0,08	0,15	0,09	0,09	0,09	0	0,12	0,08	0,09
MgO	1,47	1,52	1,29	1,88	1,2	1,14	1,07	1,4	1,03	1,16	1,2	0,83	1,41	0,9	1,1
CaO	4,42	4,31	4	3,89	4	3,94	4,2	3,3	3,25	3,1	3,7	3,6	3,39	3,13	3,8
Na ₂ O	3,06	3,2	3,03	3,22	3	3	3,17	2,9	2,7	2,97	3,2	2,5	3,26	2,79	3,3
K ₂ O	3,51	3,1	3,48	3,31	3,9	3,74	3,26	3,4	3,4	3,93	3,9	4,2	2,46	4,95	2,4
P ₂ O ₅	0,62	0,46	0,39	0,36	0,51	0,51	0,48	0,33	0,31	0,37	0,39	0,46	0,37	0,31	0,35
Total	100,07	99,58	100,8	98,67	99,11	99,22	99,19	99,18	99,44	100,26	99,08	99,29	100,5	100,22	99,14
Ba	1889	84	1339	1183	1480	1936	1448	1191	892	1718	1700	1390	584	2105	1230
Rb	89	64	84	71	77	80	92	80	193	93	83	82	55	113	43
Sr	315	248	240	306	300	278	287	231	160	333	340	340	307	293	270
Y	0	0	55	61	61	44	91	44	91	24	43	39	32	49	49
Zr	477	540	417	345	550	422	400	348	397	468	440	390	432	372	400
Nb	0	0	0	0	0	0	0	21	35	0	0	12	0	0	0
Th	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0	0	5	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	86	0	0	0	0	0	0
Cu	35	0	0	7	0	0	0	19	26	0	0	16	0	0	0
Ni	0	0	0	6	0	0	0	20	12	0	0	15	0	0	0
V	108	0	0	0	0	0	0	64	53	0	0	100	0	0	0
Cr	40	0	0	0	0	0	0	63	17	0	0	16	0	0	0
Hf	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	10	0	0	0
Cs	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	5	0	0	0
Ta	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	5	0	0	0
Co	0	0	0	0	0	0	0	14	35	0	0	7	0	0	0
U	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	29138	25734	28889	27477	32375	31047	27062	0	35696	32624	32375	34865	20421	41091	19923
Ti	14388	8273	7434	7014	7194	7973	7374	0	6714	6654	6595	7194	6894	5995	6595
La	0	0	0	0	0	0	75,32	92,14	0	0	0	0	0	102,97	0
Ce	0	0	0	0	0	0	146,71	183,7	0	0	0	0	0	194,1	0
Pr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nd	0	0	65,9	0	0	0	68,07	65,03	88,9	0	0	0	0	85,7	0
Sm	0	0	12,1	0	0	0	12,82	11,29	15,7	0	0	0	0	15,17	0
Eu	0	0	0	0	0	0	2,92	1,93	0	0	0	0	0	2,91	0
Gd	0	0	0	0	0	0	9,38	7,385	0	0	0	0	0	10,62	0
Tb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Dy	0	0	0	0	0	0	7,06	6,613	0	0	0	0	0	7,66	0
Ho	0	0	0	0	0	0	0	1,274	0	0	0	0	0	0	0
Er	0	0	0	0	0	0	3,22	3,189	0	0	0	0	0	3,44	0
Tm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	0	0	0	0	0	0	2,87	2,357	0	0	0	0	0	3,03	0
Lu	0	0	0	0	0	0	0,4	0,283	0	0	0	0	0	0,43	0

Tabela V.2B Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-clamockíticos (CH2) (Continuação).

Amostra	VJ-21-A	IJ-17	210-B	204-A	SM-4	VJ-20	BJ-248-A	SM-5	BJ-149-A	BJ-194-A	JA-44-A	BJ-144-A	JA-42-A	JA-43-A	JP-15
SiO ₂	67,3	67,4	67,41	67,65	67,68	66,7	67,8	67,83	67,9	68	68,5	68,6	68,6	69	69,1
TiO ₂	1,2	1	0,91	1,03	0,93	1,2	0,84	0,98	0,89	0,96	0,79	0,72	1,1	0,78	0,7
Al ₂ O ₃	13,8	13,1	15,18	12,28	13,23	13,7	13,22	12,96	13	12,78	13,5	13	12,8	13,2	13,8
Fe ₂ O ₃	2,4	2,2	1,4	2,44	5,83	1,7	2,39	5,3	2,4	1,76	2,1	1,1	2,3	1,5	1,2
FeO ^T	5,46	5,98	4,65	4,1	5,24	4,7	5,52	4,77	2,59	3,51	3	3,46	4	3,4	3,8
Fe ₂ O ₃ ^T	6,07	6,64	5,91	6,3	10,49	6,23	7,67	9,54	4,75	5,09	4,89	4,45	6,07	4,75	4,88
MnO	0	0,12	0,11	0,1	0,08	0	0,17	0,08	0,07	0,09	0,11	0,06	0,11	0,09	0,13
MgO	0,69	0,89	0,9	0,68	0,98	0,71	0,61	1,02	1,2	0,63	0,96	0,77	1,1	0,91	0,76
CaO	3,3	2,9	2,96	2,74	3,23	3,3	2,84	3	3	2,84	2,9	4	3,3	2,9	2,4
Na ₂ O	2,4	2,6	2,92	2,93	3,33	2,8	2,66	3,04	3,5	2,72	3,4	4	3,4	3,1	3,1
K ₂ O	4,4	4,4	3,79	4,2	2,78	3,8	4,36	4,17	4,5	4,33	3,6	4,1	2,3	4,1	4
P ₂ O ₅	0,41	0,32	0,31	0,21	0,3	0,35	0,2	0,33	0,32	0,25	0,3	0,18	0,35	0,25	0,19
Total	99,2	99,93	100,54	98,36	100,63	98,96	100,61	100,48	99,37	99,87	99,16	99,49	99,36	99,23	99,18
Ba	1740	1080	1185	1618	945	1700	1092	668	1780	2241	1400	1460	960	920	1005
Rb	88	117	87	51	70	65	96	83	140	147	94	62	57	120	139
Sr	380	248	195	240	288	300	43	356	300	185	280	300	300	210	226
Y	36	62	31	31	27	48	43	27	66	43	48	27	49	69	51
Zr	390	439	389	455	373	450	334	333	400	348	470	440	640	390	357
Nb	8	22				16	10		20	10					24
Th	5	5	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	27
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cu	13	26	44	0	0	18	10	0	7	10	0	0	0	0	11
Ni	24	48				15	20		8	20					12
V	82	48	0	0	0	56	100	0		100	0	0	0	0	31
Cr	10	93	38	0	0	10	33	0	34	20	0	0	0	0	43
Hf	9	10	0	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	8
Cs	5	5	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	5
Ta	5	5	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	5
Co	5	23	0	0	0	4	20	0	5	20	0	0	0	0	10
Be	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
U	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10
W	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	36526	36526	31462	34865	23078	31545	36194	34616	37356	35945	29885	34035	19093	34035	0
Ti	7194	5995	5455	6175	5575	7194	5036	5875	5336	5755	4736	4316	6595	4676	0
La	43,55	72,56	0	0	0	0	0	0	0	0	42,08	0	0	0	74,52
Ce	87,76	165,9	0	0	0	0	0	0	0	0	95,1	0	0	0	163,2
Pr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nd	39,65	70,11	0	0	60,7	0	0	0	0	0	44,1	0	0	0	60,47
Sm	6,831	9,43	0	0	9	0	0	0	0	0	8,65	0	0	0	11,56
Eu	2,004	2,176	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2,002
Gd	4,868	8,848	0	0	0	0	0	0	0	0	6,65	0	0	0	7,61
Tb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Dy	3,926	8,464	0	0	0	0	0	0	0	0	6,05	0	0	0	7,97
Ho	0,783	1,624	0	0	0	0	0	0	0	0	1,2	0	0	0	1,573
Er	2,097	4,031	0	0	0	0	0	0	0	0	3,22	0	0	0	4,128
Tm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	1,3	2,825	0	0	0	0	0	0	0	0	2,59	0	0	0	3,014
Lu	0,212	0,35	0	0	0	0	0	0	0	0	0,39	0	0	0	0,368

Tabela V.2C Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras raras (ppm) para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) (Continuação).

Amostra	71	Zl-0B	239-C	SM-14	IJ-28	BJ-164A	SM-12	JA-48A	7-B	BJ-143A	ZI-10	JA-50-A	SM-11	PR-25	RP-18	SM-23B	239-D
SiO ₂	69,25	70	70,63	70,66	71	71,92	72,02	72,5	72,67	72,4	72,9	72,9	73,05	73,1	73,47	74,07	75,04
TiO ₂	0,77	0,38	0,54	0,61	0,43	0,71	0,53	0,47	0,26	0,48	0,33	0,46	0,44	0,48	0,39	0,33	0,3
Al ₂ O ₃	12,64	12,1	13,16	12,85	13,4	15,52	11,94	12,4	14,04	12,0	13	12,2	12,50	12,9	11,65	11,97	11,33
Fe ₂ O ₃	0,8	1,8	2,51	2,18	1,6	1,18	2,21	1,5	0,72	1,2	0,85	1,2	0,001	1,6	0	2,34	0,67
FeO ^T	3,45	4,5	2,35	1,96	2,35	2,88	1,99	2,0	1,52	2,01	2,5	2,2	2,68	1,5	4,1	0	2,08
Fe ₃ O ₄	4,17	6,12	4,61	3,92	4,04	3,94	3,98	3,35	2,17	3,09	3,26	3,28	2,68	2,94	4,1	2,11	2,68
MnO	0,07	0,15	0,08	0,05	0,17	0,08	0,07	0,06	0,03	0,05	0,1	0,05	0,03	0	0,04	0,03	0,03
MgO	0,78	0,3	0,31	0,5	0,35	0,53	0,32	0,4	0,29	0,5	0,33	0,38	0,41	0,31	0,34	0,34	0,09
CaO	2,46	2,2	1,41	1,65	1,4	1,77	1,29	1,3	1,53	1,3	1,2	1,4	1,69	1,8	1,55	0,98	0,7
Na ₂ O	2,9	3,7	2,73	2,84	2,4	2,79	2,69	2,9	4,54	3,0	2,5	2,7	2,54	2,3	3,57	2,61	2,47
K ₂ O	4,76	4	4,36	5,86	5,8	5,08	5,41	5,6	3,32	6,5	5,3	5,6	4,68	5,2	4,4	5,69	5,01
P ₂ O ₅	0,27	0,061	0,15	0,08	0,075	0,45	0,08	0,10	0,15	0,07	0,063	0,1	0,11	0,14	0,08	0,04	0,07
Total	99,15	99,19	99,23	99,24	99,23	100,91	98,55	99,23	99,07	99,51	99,07	99,19	99,13	99,33	99,57	99,4	99,79
Ba	1048	872	1722	726	730	1301	781	670	685	900	770	630	99,07	970	1339	302	1247
Rb	125	129	159	377	208	160	188	560	147	280	224	380	130	130	108,3	370	231
Sr	170	127	120	67	77	31	52	90	204	58	110	85	280	48	102,9	41	79
Y	365	669	476	479	470	296	504	610	121	230	346	870	400	449,3	194	297	
Nb	0	24	0	0	29	10	0	0	0	17	13	0	13	13	11,8	23	0
Th	0	13	0	0	5	0	0	0	0	0	14	0	0	12	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	0
Cu	4	12	30	0	15	10	10	58	58	18	18	10	10	10	0	10	30
Ni	14	14	0	0	27	20	20	0	0	18	18	20	20	20	3,8	6	0
V	0	10	0	0	10	100	10	0	0	10	10	10	10	22	0	16	0
Cr	0	30	20	0	67	35	0	0	31	25	25	0	0	9	0	6,7	30
Hf	0	15	0	0	11	0	0	0	0	8	8	0	0	12	0	0	0
Cs	0	5	0	0	5	0	0	0	0	5	5	0	0	5	0	0	0
Ta	0	9	0	0	5	0	0	0	0	5	5	0	0	5	0	0	0
Co	0	10	0	0	21	20	0	0	0	10	10	0	0	3	0	31	0
Bc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
U	0	10	0	0	10	0	0	0	0	10	10	0	0	0	0	0	0
W	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	39514	0	38269	0	48148	42171	0	27560	0	0	0	0	43167	0	36526	47234	41590
Ti	4616	0	3237	0	2578	4256	0	141,30	1559	0	0	0	2878	0	2338	1978	1799
La	0	76,09	0	0	70,46	0	0	217,10	0	74,15	0	0	0	0	0	0	0
Ce	0	156,9	0	0	155,2	0	0	0	0	155,7	0	0	0	0	0	0	0
Pr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nd	0	72,85	0	0	54,63	0	0	78,45	0	57,93	0	0	0	0	0	0	0
Sm	0	12,88	0	0	10,59	0	0	15,12	0	9,24	0	0	0	0	0	0	0
Eu	0	2,25	0	0	1,34	0	0	1,71	0	1,28	0	0	0	0	0	0	0
Gd	0	10,12	0	0	6,89	0	0	11,33	0	5,989	0	0	0	0	0	0	0
Tb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Dy	0	11,56	0	0	6,55	0	0	12,54	0	6,569	0	0	0	0	0	0	0
Ho	0	2,27	0	0	2,27	0	0	2,62	0	1,283	0	0	0	0	0	0	0
Er	0	5,895	0	0	3,09	0	0	7,69	0	3,3	0	0	0	0	0	0	0
Tm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	0	4,538	0	0	2,29	0	0	6,97	0	2,597	0	0	0	0	0	0	0
Lu	0	0,54	0	0	0,28	0	0	0,95	0	0,29	0	0	0	0	0	0	0

V.2.3 – Charnockitos (CH6).

Na caracterização geoquímica dos charnockitos (CH6) foram utilizadas doze (12) amostras com análise de elementos maiores e traços, onde, sete (7) dessas amostras apresentam análises químicas de Terras raras (ETR) (Tabelas V.3).

Os charnockitos (CH6) são rochas que apresentam teores em SiO₂ variando de 70,1 a 77,4% (média de 72,24%). São caracterizados por teores de Al₂O₃ variando de 10,6 a 12,85% (média de 12,25%), Fe₂O₃ entre 1,0 e 4,42%, FeO entre 0,71 e 5,65% (média de 2,61%), CaO entre 0,45 e 1,89% (média de 1,33%), MgO entre 0,1 e 0,52 % (média de 0,36%), Na₂O entre 2,3 e 3,09 (média de 2,58%), K₂O na faixa de 4,17 a 5,9% (media de 5,51%) e P₂O₅ variando de 0,05 a 0,12% (média de 0,10%). Observa-se também que os teores de TiO₂ situam-se entre 0,21 a 0,62% (média de 0,46%), bem abaixo do valor encontrado para os (CH2) (0,78%) e acima dos valores médios encontrados para os (CH1) (0,38%). Com relação aos elementos traços, os charnockitos (CH6) exibem valores de Ba mais baixos que os anteriores, variando entre 356 e 787 ppm (média de 660 ppm), de Rb entre 145 e 377 ppm (média de 285 ppm), de Sr entre 45 e 133 ppm (média de 80 ppm), de Zr entre 202 e 610 ppm (média de 516 ppm), de Nb entre 25 e 43 ppm, Y entre 38 e 104 ppm (média de 79 ppm), Cr entre 29 e 76 ppm e Ni na faixa de 18 a 52 ppm (Tabelas V.3).

No diagrama ternário Q-A-P normativo de Streckeisen (1975) (Figura V.3A), contendo os *trends* cálcio-alcalino de baixo e intermediário K de Lameyre & Bowden (1982), foram plotados os valores calculados da norma CIPW dos charnockitos (CH6). Verificou-se que estas rochas concentraram-se no campo dos granitos/charnockitos, fazendo parte das rochas mais diferenciadas do *trend* cálcio-alcalino intermediário K de Lameyre & Bowden (1982). Utilizando o diagrama ternário normativo modal de O'Connors (1965) (Figura V.3B), com os respectivos campos para tonalitos/enderbitos (To), granodioritos/charnoenderbitos (Gd), granitos/charnockitos (Gr) e trondhjemitos (Tdh) de Barker (1987), observa-se que as amostras do (CH6) concentram-se somente no campo dos granitos/charnockitos, mostrando um *trend* de diferenciação insignificante. No diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura V.3C), com o *trend* tholeiítico (TH), cálcio-alcalino (CA) e alcalino (AL), quando plotadas as amostras do (CH6), estas se situam sistematicamente próximo a linha AF do diagrama, sendo que os termos menos diferenciados localizam-se próximos da zona de transição tholeiítico/cálcio-alcalino. Esta constatação é confirmada com os dados do diagrama triangular K-Na-Ca de Barker & Arth (1976) (Figura V.3D), onde estão assinalados os campo das rochas TTGs arqueanas (*trend* trondjemítico ou cálcio-alcalino

de baixo K) (TDH) e o *trend* cálcio-alcalino (CA). Com efeito, os pontos representativos das análises químicas dos charnockitos (CH6) situam-se também ao longo do *trend* cálcio-alcalino, não demonstrando, portanto nenhuma afinidade com as suítes trondhjemíticas.

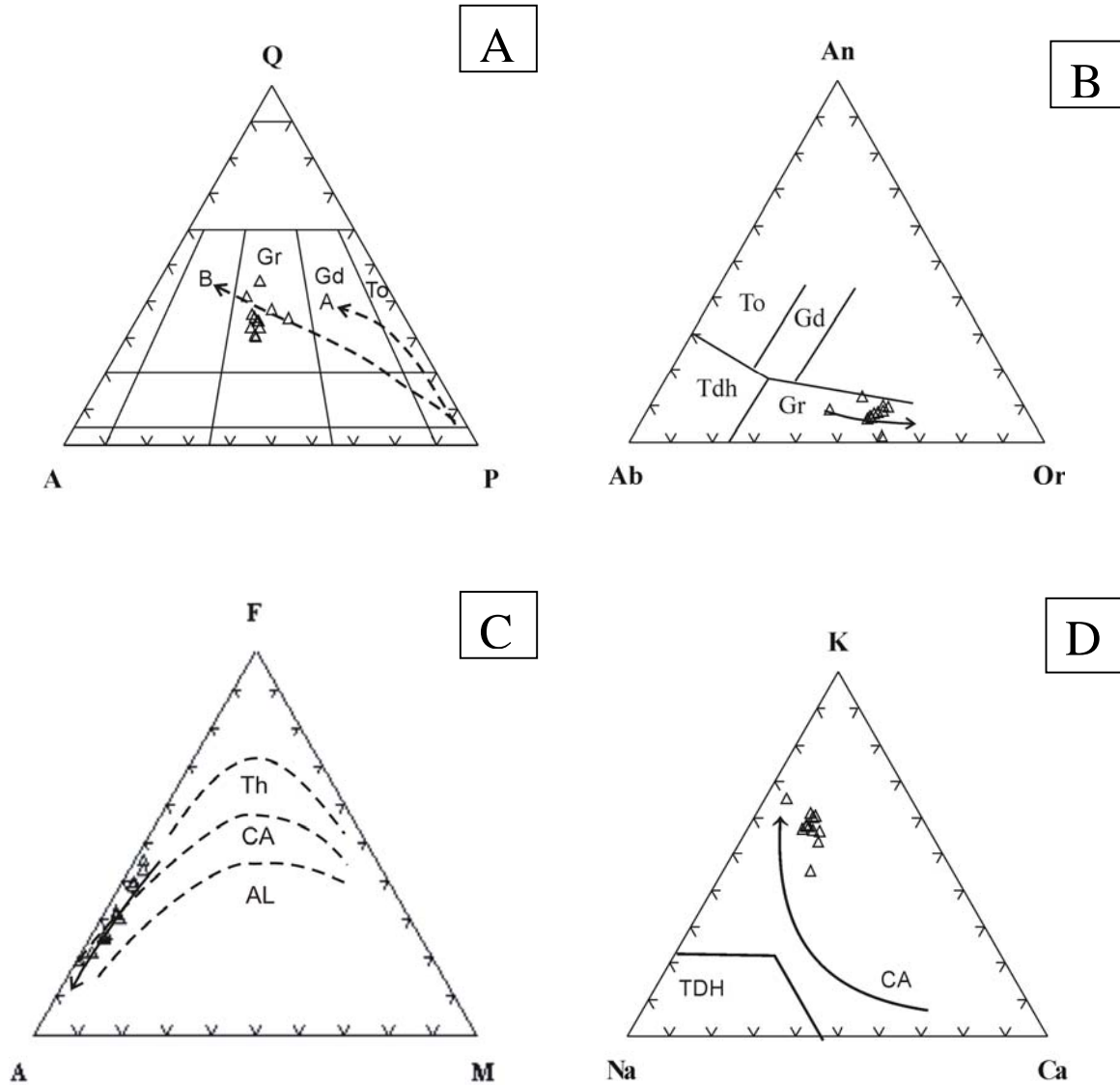


Figura V.3 – Diagramas ternários para os charnockitos do CH6. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo modal (Streckeisen 1975). To: campo do tonalito/enderbitto; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbitto; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): (A) *trend* cálcio-alcalino de baixo K; **(B)** *trend* cálcio-alcalino intermediário K. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbitto; Gr: campo do granodiorito/charnoenderbitto; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar, 1971). Th: toleiótico; CA: cálcio-alcalino; AL: alcalino. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanos; CA: rochas cálcio-alcalinas.

Tabela V.3 – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras raras (ppm) para os charnockitos (CH6).

Amostra	TA-17	SM-14	IJ-20	TB-37	SM-12	RP-21	IJ-22	JA-48A	JA-50A	SM-11	IJ-07A	ZI-08C
SiO₂	70,1	70,66	71,2	71,9	72,02	72,29	72,4	72,5	72,9	73,05	76	77,4
TiO₂	0,62	0,61	0,49	0,54	0,53	0,42	0,48	0,47	0,45	0,44	0,28	0,21
Al₂O₃	12,7	12,85	13	12,4	11,94	11,79	12,6	12,4	12,2	12,5	11,6	10,6
Fe₂O₃	2,1	4,36	1,9	3,2	4,42	0	1,9	1,5	1,2	2,98	2	1
FeO	2,8	3,92	2,3	1,4	3,98	5,65	2,1	2,09	2,2	2,68	0,71	1,5
FeO^T	4,69	7,84	4,01	4,28	7,96	5,65	3,81	3,44	3,28	5,36	2,51	2,4
Fe₂O₃^T	5,21	8,72	4,46	4,76	8,84	6,28	4,23	3,82	3,64	5,96	2,79	2,67
MnO	0,09	0,05	0,1	0,13	0,07	0,1	0,11	0,06	0,05	0,03	0,07	0,06
MgO	0,52	0,5	0,38	0,33	0,32	0,35	0,37	0,4	0,38	0,41	0,1	0,22
CaO	1,8	1,65	1,4	1,2	1,29	1,89	1,3	1,3	1,4	1,69	0,45	1,1
Na₂O	2,7	2,84	2,4	2,4	2,69	3,09	2,4	2,9	2,7	2,54	2,5	2,3
K₂O	5,8	5,86	5,9	5,7	5,41	4,17	5,6	5,6	5,6	4,88	5,6	4,7
P₂O₅	0,12	0,08	0,065	0,093	0,08	0,06	0,072	0,1	0,1	0,11	0,05	0,05
Total	98,45	101,82	98,67	99,25	100,95	98,88	99,29	99,06	99,26	99,99	99,07	99,07
Ba	787	726	570	634	781		672	670	630	780	356	365
Rb	264	377	310	306	188		222	360	380	145	275	258
Sr	97	66	79	84	52		76	90	85	133	49	45
Y	71	61	91	98	76		94	91	85	38	100	104
Zr	585	479	467	610	504		541	610	870	202	388	257
Nb	38		43	26			33				26	25
Th	28		49	35			29				38	24
Cu			57				26				27	101
Ni			43			6	52				41	18
V			30				19				10	104
Cr			73				76				62	29
Hf	19		11	10			13				9	8
Cs	5		5	5			5				5	5
Ta	5		5	5			5				5	9
Co			24				21				13	10
U	10		10	10			10				10	10
W												
Sn												
K	48145,8	48646	48978	47315,7	44910	34616	46487	46487	46487	40510	46487	
Ti	3716,9	3657	2938	3237,3	3177	2518	2878	2818	2698	2638	1679	
La	87,71		108,4	90,96			118,2	141,3			116,7	61,95
Ce	196,7		230	190,1			281,2	217,1			247,5	137,8
Pr												
Nd	74,52		87,47	67,35			111,6	78,45			91,4	63,44
Sm	13,35		12,5	12,85			18,04	15,12			13,5	11,25
Eu	1,857		1,68	1,265			1,66	1,71			1,023	0,811
Gd	8,795		11,37	8,547			12,66	11,33			10,77	8,489
Tb												
Dy	8,405		11,20	7,464			14,57	12,54			12,37	11,8
Ho	1,611		2,18	1,401			2,99	2,62			2,43	2,44
Er	3,991		5,54	3,31			8,44	7,69			6,355	6,995
Tm												
Yb	2,715		3,86	1,876			6,57	6,97			4,79	5,51
Lu	0,322		0,46	0,192			0,8	0,95			0,525	0,591

V.2.4 - Granulitos *Augen*-Charnoenderbíticos-Charnockíticos (CH4).

Para caracterização geoquímica dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) foram selecionadas oito (8) amostras com análise de elementos maiores e traços, das quais seis (6) tiveram analisados os elementos terras raras (ETR) (Tabela V.4).

Os granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), apresentam teores de SiO₂ variando de 71,1 a 76,2%. Eles são caracterizadas por teores de Al₂O₃ situados entre 12,01 e 13,1%, FeO entre 1,4 e 2,9%, CaO entre 0,77 e 1,8%, MgO entre 0,2 e 0,6 %, Na₂O entre 2,74 e 3,5 %, K₂O na faixa de 4,7 a 5,8% e P₂O₅ variando de 0,021 a 0,14%. Os teores de TiO₂ estão situados entre 0,17 a 0,51% (média de 0,39%). Com relação aos elementos traços, estas rochas apresentam valores de Ba variando entre 237 e 1200ppm, Rb entre 180 e 234ppm, Sr entre 79 e 157ppm, Zr entre 217 e 457ppm, Nb entre 10 e 35ppm e Y entre 52 e 120ppm (Tabela V.4).

No diagrama ternário Q-A-P normativo modal de Streckeisen (1975) (Figura V.4A), contendo os *trends* cálcio-alcalino de baixo e intermediário K de Lameyre & Bowden (1982), foram plotados os valores calculados da norma CIPW dos granulitos (CH4). Verificou-se que eles concentraram-se no campo dos granitos/charnockitos, situando-se sobre o *trend* cálcio-alcalino intermediário K de Lameyre & Bowden (1982). No diagrama ternário normativo modal de O'Connors (1965) (Figura V.4B), contendo os campos para tonalitos/enderbitos (To), granodioritos/charnoenderbitos (Gd), granitos/charnockitos (Gr) e trondhjemitos (Tdh) de Barker (1987), observa-se que as amostras do (CH4) concentram-se somente no campo dos charnockitos e, mostram um *trend* tímido de diferenciação, muito semelhante ao encontrado para os charnockitos (CH6). Por sua vez, no diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura V.4C), com os *trends* tholeiítico (TH), cálcio-alcalino (CA) e alcalino (AL), quando plotadas as amostras do (CH4), essas se situam sistematicamente próximo à linha AF do diagrama, sendo os termos menos diferenciados próximos da zona de transição tholeiítico/cálcio-alcalino. No diagrama triangular K-Na-Ca de Baker & Arth (1976) (Figura V.4D), contendo os campos das rochas TTGs arqueanas (TDH) e o *trend* cálcio-alcalino (CA), os pontos representativos das análises químicas dos granulitos (CH4) se situam próximo aos membros mais diferenciados do *trend* cálcio-alcalino, daqueles autores, não demonstrando afinidade com as suítes trondhjemíticas ou cálcio-alcalinas de baixo K (Martin, 1994).

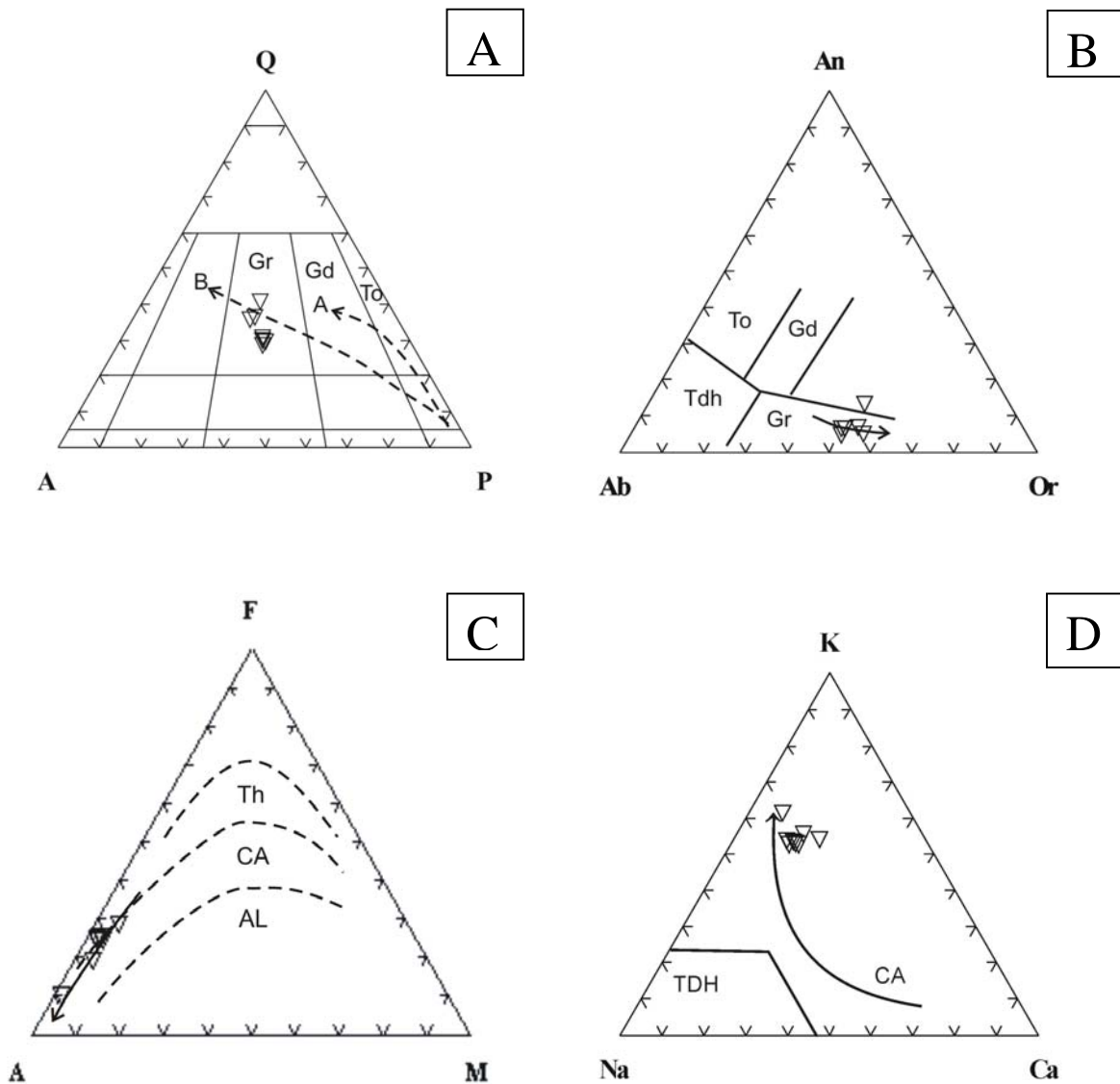


Figura V.4 – Diagramas ternários para os *augen* charnockitos do CH4. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo modal (Streckeisen 1975). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): (A) *trend* cálcio-alcalino de baixo K; (B) *trend* cálcio-alcalino intermediário K. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar 1971). Th: toleítico; CA: cálcio-alcalino; AL: alcalino. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanos; CA: rochas cálcio-alcalinas.

Tabela V.4 – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e terras raras (ppm) para os granulitos *augen-charnoenderbíticos-charnockíticos* (CH4).

AMOSTRA	EJ-36	BJ-129A	EJ-37	EJ-38	EJ-40	YJ-68	XH-003	EJ-39
SiO ₂	71,1	71,1	71,9	72,0	72,2	72,8	73,66	76,2
TiO ₂	0,41	0,51	0,36	0,35	0,34	0,49	0,45	0,17
Al ₂ O ₃	12,7	13	13,0	13,1	12,9	12,9	12,01	12,2
Fe ₂ O ₃	1,6	1,4	1,3	2,0	1,5	1,2	0,89	0,39
FeO	2,5	2,01	2,3	1,9	2,1	2,9	1,9	1,4
FeO ^T	3,94	3,27	3,47	3,7	3,45	3,98	2,7	1,75
Fe ₂ O ₃ ^T	4,38	3,63	3,86	4,11	3,83	4,42	3	1,95
MnO	0,06	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,03	0,02
MgO	0,36	0,47	0,37	0,36	0,31	0,6	0,49	0,2
CaO	1,6	1,7	1,5	1,3	1,5	1,8	1,54	0,77
Na ₂ O	3,2	3,2	3,5	3,4	3,3	3,09	2,74	2,9
K ₂ O	5,4	5,5	5,6	5,5	5,5	4,7	5,33	5,8
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,1	0,1	0,092	0,07	0,1	0,021
Total	99,07	99,04	99,97	100,07	99,78	100,6	99,14	100,07
Ba	826	1200	693	738	710	588	780	237
Rb	217	180	224	195	217	234	200	311
Sr	131	100	120	126	119	157	113	79
Y	119	60	120	102	115	52	0	54
Zr	452	390	357	354	340	329	370	217
Nb	34	20	35	24	32	10	21	15
Th	5		5	5	5	88		5
Ga	19		21	23	7	22		20
Cu		3					4	
Ni		8					5	
V	<10	55	17	13	16	32		<10
Cr		<5					4	
Hf	<50		<50	<50	<50	8		<50
Cs	<50		<50	<50	<50	<5		<50
Ta	<10		<10	<10	<10	<5		<10
U	<10		<10	<10	<10			<10
W	<10		<10	<10	<10	<10		<10
K		45657					44246	
Ti		3057					2698	
La	45,7		27,4	27,4	26,5	81,3		18,6
Ce	96,6		53,4	55,3	53,9	132		30,5
Pr								
Nd	26,9		14,6	15,1	14,7	45,44		5,6
Sm	7,5		3,5	3,4	3,6	7,58		1,2
Eu	0,76		0,32	0,33	0,32	0,97		0,07
Gd	5,3		2,3	2,2	2,4	4,99		0,58
Tb								
Dy	3,6		1,0	0,98	1,3	3,12		0,11
Ho	0,56		0,14	0,11	0,18	0,47		0,03
Er	1,6		0,36	0,36	0,51	1,18		0,049
Tm								
Yb	1,1		0,16	0,16	0,27	0,82		0,04
Lu	0,12		0,02	0,015	0,03	0,08		0,03

V.2.5 – Granulitos Heterogêneos (GH).

No grupo de rochas denominadas de granulitos heterogêneos (GH) foram estudados os granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), as bandas, encraves e boudins de granulitos básicos e os leucocharnockitos com granada e cordierita.

V.2.5.1 – Granulitos Heterogêneos Ortoderivados (CHO).

Para caracterização geoquímica dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) foram utilizadas quarenta e seis (46) amostras com análise de elementos maiores e traços, das quais dezesseis (16) são análises químicas de terras raras (ETR) (Tabelas V.5A, V.5B, V.5C).

Os granulitos (CHO) apresentam teores de SiO₂ variando de 64,4 a 75,1%. São caracterizados também por teores de Al₂O₃ variando entre 11,5 a 16,9%, Fe₂O₃ entre 0,01 a 4,9%, FeO entre 0,53 a 5,2%, CaO entre 0,6 a 4,5%, MgO entre 0,09 a 1,4 %, Na₂O entre 2,1 a 7,7 %, K₂O na faixa de 1,4 a 5,8% e P₂O₅ variando de 0,03 a 0,85%. Os teores de TiO₂ estão situados entre 0,06 a 1,1%. Com relação aos elementos traços, os granulitos (CHO) exibem valores de Ba variando entre 241 a 2768 ppm, Rb entre 180 a 234 ppm, Sr entre 79 a 157 ppm, Zr entre 217 a 457 ppm, Nb entre 10 a 35 ppm e Y entre 52 a 120 ppm (Tabelas V.5A, V.5B e V.5C).

No diagrama ternário Q-A-P normativo de Streckeisen (1975) (Figura V.5A), contendo os *trends* cálcio-alcálico de baixo e intermediário K de Lameyre & Bowden (1982), pode-se observar que as amostras situam-se sobre o *trend* cálcio-alcálico intermediário K destes últimos autores. Por meio do diagrama ternário normativo modal de O'Connors (1965) (Figura V.5B), contendo os campos dos tonalitos/enderbitos (To), granodioritos/charnoenderbitos (Gd), granitos/charnockitos (Gr) e trondhjemitos (Tdh) de Barker (1987), observa-se que as amostras dos (CHO) posicionam-se nos campos dos charnoenderbitos e charnockitos, sem apresentar um *trend* de diferenciação muito significativo. Por sua vez, no diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura V.5C), contendo os *trends* tholeiítico (Th), cálcio-alcálico (CA) e alcálico (AL), as amostras do (CHO) situam-se no domínio de transição entre o campo tholeiítico e cálcio-alcálico. No diagrama triangular K-Na-Ca de Baker & Arth (1976) (Figura V.5D), contendo o campo das rochas TTGs arqueanas (TDH) e o *trend* cálcio-alcálico (CA), os pontos representativos das análises químicas dos granulitos (CHO) situam-se próximos à parte mais diferenciada do *trend* cálcio-alcálico, e,

semelhantemente às outras unidades anteriores, não demonstram possuir qualquer afinidade com as suítes trondjemíticas típicas arqueanas.

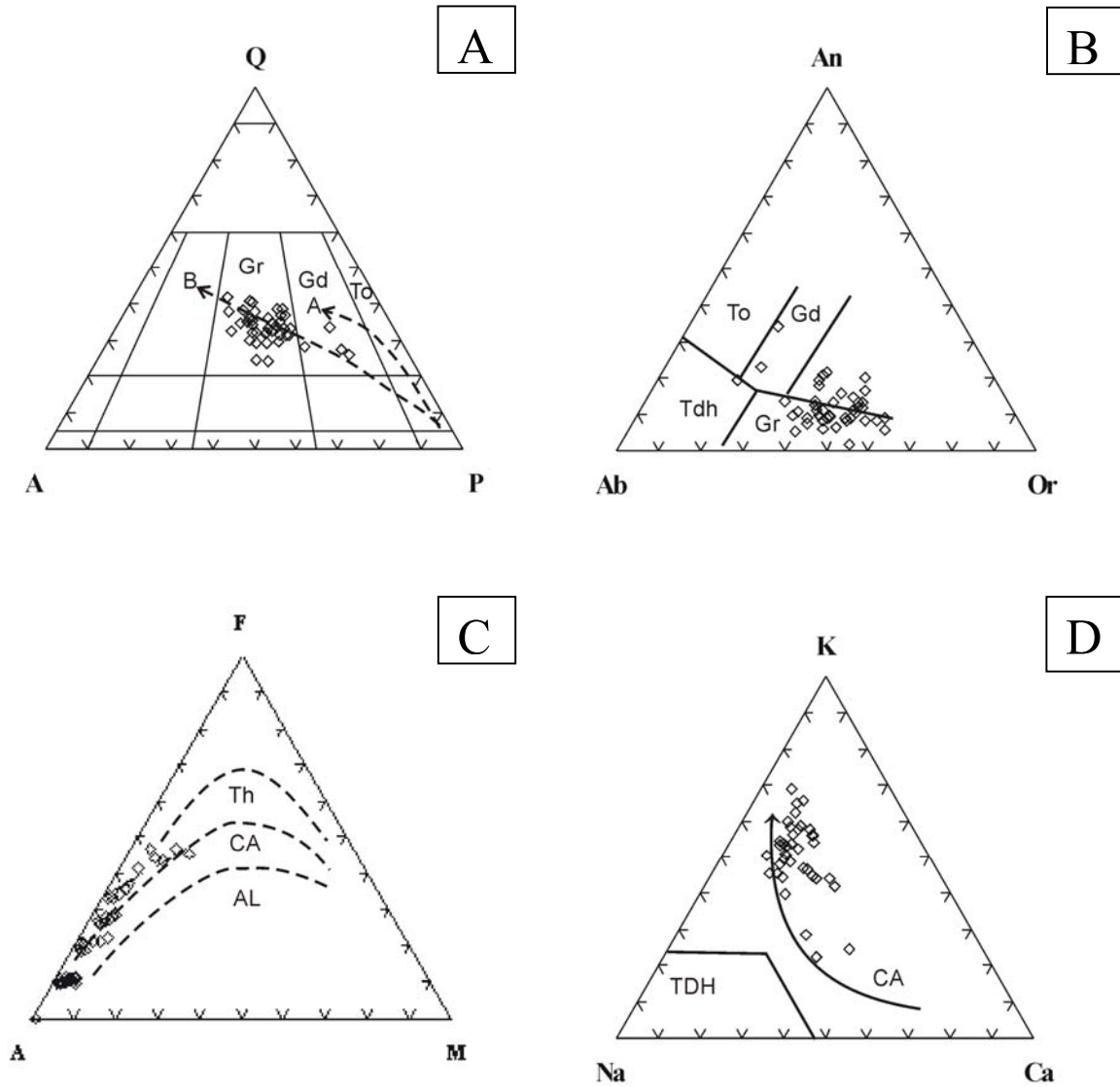


Figura V.5 – Diagramas ternários para os granulitos heterogêneos ortoderivados CHO. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo modal (Streckeisen 1975). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): (A) *trend* cálcio-alcalino de baixo K; (B) *trend* cálcio-alcalino intermediário K. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbito; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbito; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar 1971). Th: toleítico; CA: cálcio-alcalino; AL: alcalino. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanos; CA: rochas cálcio-alcalinas.

Tabela V.5A Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e terras raras (ppm) dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO).

Amostra	YJ-65	YJ-56	YJ-53	ZI-01	ZI-04	SM-17D	YJ-55	YJ-63	SM-17E	BJ-166A	25-B	TB-14	SM-17C	TB-11
SiO ₂	64,4	65,3	65,6	66,3	67,5	67,56	67,7	68,3	69,82	70,35	70,38	70,4	70,55	71,2
TiO ₂	0,66	0,79	0,62	1,1	,98	0,13	0,82	0,64	0,21	0,86	0,35	0,66	0,12	0,5
Al ₂ O ₃	15,8	14,6	16,9	13,1	12,8	12,37	12,9	13,5	13,22	13,45	14,05	13,0	15,3	12,5
Fe ₂ O ₃	1,9	2,5	4,9	1,9	1,8	1,22	3,6	2,1	1,69	1,6	0,37	3,0	1,38	2,4
FeO	4,4	4,4	0,86	5,2	4,9	0	4,1	3,9	0	1,69	2,79	2,1	0	2,7
FeO ^T	6,11	6,65	5,27	6,91	6,52	1,1	7,34	5,79	1,52	3,13	3,12	4,8	1,24	4,86
Fe ₂ O ₃ ^T	6,79	7,39	5,86	7,68	7,24	1,22	8,16	6,43	1,69	3,48	3,47	5,33	1,38	5,4
MnO	0,09	0,14	0,11	0,15	,14	0,02	0,08	0,1	0,02	0,08	0,04	0,14	0,03	0,11
MgO	1,4	0,65	0,62	1	1,3	0,23	0,71	0,67	0,39	0,55	0,47	0,55	0,23	0,24
CaO	4,5	3	1,3	3,3	2,9	1,52	3	2,2	1,62	1,73	2,22	2,6	1,61	1,8
Na ₂ O	3,2	2,4	7,7	2,7	2,6	3,55	2,7	2,7	3,82	3,61	4,11	2,9	3,84	2,5
K ₂ O	2,2	5,4	1,4	3,8	3,8	4,17	4,5	5,1	4,01	3,76	3,67	3,8	5,62	5,2
P ₂ O ₅	0,13	0,23	0,15	0,38	0,29	0,02	0,22	0,15	0,06	0,85	0,17	0,17	0,03	0,081
Total	99,68	99,41	100,16	99,93	99,01	99,79	100,33	99,36	99,86	99,53	99,62	99,32	99,71	99,23
Ba	453	1408	533	1364	1143	433	836	1369	610	2768	1544	1511	636	1486
Rb	212	155	305	97	97	94	39	46	106	226	175	87	158	105
Sr	69	93	62	308	269	138	141	634	168	726	438	287	202	217
Y	54	81	171	59	65	7	73	81	42	42	39	39	50	50
Zr	282	949	762	434	551	105	599	817	150	265	297	431	77	705
Nb	23	19	29	23	27	0	58	10	0	10	0	21	0	9
Th	48	41	43	5	6	0	16	21	0	0	0	8	0	18
Ga	23	28	33	0	0	0	25	21	0	0	0	0	0	0
Ni	69	18	15	12	37	12	14	23	17	20	0	0	15	0
V	8	21	16	43	86	0	13	17	0	65	45	10	0	22
Hf	5	5	5	5	5	0	5	5	0	0	0	5	0	5
Cs	5	5	5	5	10	0	5	5	0	0	0	5	0	5
Ta	0	0	0	10	10	41	0	0	44	20	0	0	39	0
Co	10	10	10	10	10	0	10	10	0	0	0	10	0	10
U	24	10	32	0	0	0	10	10	0	0	0	0	0	0
W	3865	3325	1785	2935	2930	779	2845	2536	1259	5156	2098	3956,7	719	2997,5
Ti	39256	39251	50235	37635	31665	34616	42152	37561	33288	31213	30466	31543,8	46653	43165,2
K	27,880	110,9	116,9	78,22	98,55	0	34,69	59,03	0	0	0	79,19	0	110,7
La	58,140	184,9	165,9	179,7	204,6	0	59,79	109	0	0	0	168,5	0	215,8
Ce	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pr	19,460	71,44	56,13	80,09	73,95	0	31,64	43,360	0	0	0	67,14	0	71,13
Nd	4,023	12,69	9,915	13,26	11,17	0	7,237	8,650	0	0	0	11,56	0	11,84
Sm	0,76	2,263	0,953	2,36	1,73	0	1,356	1,777	0	0	0	2,264	0	2,265
Eu	3,530	8,418	7,951	8,59	6,25	0	5,952	6,67	0	0	0	7,387	0	7,387
Gd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Tb	2,850	5,054	6,273	7,68	4,94	0	4,656	5,590	0	0	0	5,423	0	4,846
Dy	0,45	0,724	1,095	1,43	0,91	0	0,716	0,86	0	0	0	1,027	0	0,899
Ho	1,075	1,490	2,423	3,196	2,018	0	1,748	2,040	0	0	0	2,48	0	2,073
Er	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Tm	0,99	0,853	1,768	2,423	1,325	0	1,232	1,411	0	0	0	1,408	0	1,082
Yb	0,12	0,087	0,214	0,268	0,163	0	0,137	0,18	0	0	0	0,17	0	0,139
Lu														

Tabella V.5B Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e terras raras (ppm) dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (Continuação).

Amostra	BJ-220A	JB-4	211-A	210-C	SM-17A	BJ-245A	245-D	EJ-26	245-A	SM-17B	BJ-104D	VJ-66	VJ-52	212
SiO ₂	71,48	71,72	71,99	72,35	72,4	72,49	72,56	72,6	72,62	72,69	72,94	72,8	72,8	72,81
TiO ₂	0,62	0,4	0,26	0,4	0,17	0,57	0,23	0,29	1,09	0,13	0,23	0,34	0,38	0,2
Al ₂ O ₃	12,82	14,47	14,95	14,39	14,08	13,58	14,46	14,4	13,01	13,87	13,52	12,5	12,9	15,09
Fe ₂ O ₃	1,51	1,16	0,59	1,46	1,44	0,8	0,66	0,52	0,39	1,31	0,92	1,5	1,5	1,05
FeO	2,95	1,52	1,25	1,31	0	2,54	1,59	1,6	2,06	0	0,65	3	2,1	1,22
FeO ^T	4,31	2,56	1,78	2,62	1,3	3,26	2,18	2,07	2,41	1,18	1,48	4,35	3,45	2,16
Fe ₂ O ₃ ^T	4,79	2,85	1,98	2,92	1,44	3,62	2,43	2,3	2,68	1,31	1,64	4,83	3,83	2,41
MnO	0,06	0,02	0,03	0,06	0,03	0,04	0,06	0,01	0,02	0,02	0,02	0,07	0,04	0,03
MgO	0,46	0,64	0,5	0,27	0,21	0,56	0,23	0,38	0,4	0,21	0,27	0,2	0,39	0,21
CaO	4,35	3,15	1,56	1,19	1,32	1,79	1,36	1,6	1,62	1,28	1,63	1,5	1,2	1,4
Na ₂ O	2,27	3,91	3,37	2,55	3,63	2,28	2,78	2,9	3,08	3,2	3,4	2,7	2,6	3,92
K ₂ O	4,98	2,46	4,53	6,18	5,26	4,56	4,73	5,4	3,97	5,89	4,5	5,1	5,6	3,95
P ₂ O ₅	0,12	0,1	0,03	0,06	0,03	0,25	0,18	0,040	0,1	0,03	0,25	0,033	0,067	0,06
Total	99,62	99,55	99,06	100,22	98,57	99,46	99,94	99,74	99,36	99,63	99,33	99,74	99,58	99,94
Ba	816	647	2152	1986	533	1396	1113	1390	664	634	1773	1130	511	861
Rb	199	68	154	205	146	200	179	117	127	171	190	34	423	157
Sr	10	239	208	198	138	226	139	277	99	182	405	211	60	241
Y	28	14	26	14	14	26	11	11	19	19	24	103	76	241
Zr	344	301	126	165	138	152	158	236	234	89	70	671	470	107
Nb	13	0	0	0	10	4	6	6	0	0	10	14	5	0
Th	0	0	0	0	0	0	0	40	0	0	0	33	10	0
Ga	0	0	0	0	0	0	0	22	0	0	0	24	23	0
Ni	20	10	22	0	0	20	0	0	0	0	20	8	20	27
V	100	0	0	0	13	100	0	8	0	16	100	8	20	0
Cr	33	0	25	41	0	22	30	8	30	0	20	15	12	0
Hf	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	5	5	0
Cs	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	5	5	0
Ta	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	5	5	0
Co	20	0	0	0	32	20	0	0	0	36	20	0	0	0
U	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	10	10	0
W	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	10	16	0
Ti	3717	2398	1559	2398	1019	3417	1379	1738,55	6535	779	1379	2869	1199	1199
K	41340	20421	37605	51302	43665	37854	39265	44852,4	32956	48895	37356	39652	32790	32790
La	0	0	0	0	0	0	0	155,5	0	0	0	51,020	60,8	0
Ce	0	0	0	0	0	0	0	270,9	0	0	0	84,100	103	0
Pr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nd	0	0	0	0	0	0	0	73,18	0	0	0	36,700	39,11	0
Sm	0	0	0	0	0	0	0	11,47	0	0	0	7,727	7,081	0
Eu	0	0	0	0	0	0	0	1,179	0	0	0	1,443	0,722	0
Gd	0	0	0	0	0	0	0	5,985	0	0	0	6,370	4,767	0
Tb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Dy	0	0	0	0	0	0	0	1,942	0	0	0	5,423	3,830	0
Ho	0	0	0	0	0	0	0	0,33	0	0	0	,89	0,536	0
Er	0	0	0	0	0	0	0	0,62	0	0	0	2,251	1,265	0
Tm	0	0	0	0	0	0	0	0,42	0	0	0	0	0	0
Yb	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0	0	0	0,198	0,085	0
Lu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabela V.5C Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras raras (ppm) dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) (Continuação).

Amostra	BJ-104D	BJ-188A	BJ-258B	YJ-49B	YJ-50	VJ-2A	VJ-3B	BJ-109B	JB-07	25-C	BJ-112B	YJ-58
SiO ₂	72,94	73,39	73,61	73,7	73,7	73,8	73,8	73,9	73,97	74,07	74,5	75,1
TiO ₂	0,23	0,49	0,37	0,20	0,23	0,06	0,21	0,12	0,11	0,33	0,1	0,22
Al ₂ O ₃	13,52	13,23	15,71	14,2	13,2	14,5	14,1	12,85	13,5	12,85	13,3	11,5
Fe ₂ O ₃	0,92	0,54	0,01	1,2	2,8	0,51	0,74	0,22	0,47	0,62	0,36	0,57
FeO	0,65	1,27	1,48	1,4	0,57	0,53	0,86	1,15	0,78	1,47	0,57	1,9
FeO ^T	1,48	1,76	1,49	2,48	3,09	0,99	1,53	1,35	1,2	2,03	0,89	2,41
Fe ₂ O ₃ ^T	1,64	1,95	1,65	2,76	3,43	1,1	1,7	1,5	1,34	2,25	0,99	2,68
MnO	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0	0	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03
MgO	0,27	0,47	0,13	0,55	0,28	0,11	0,34	0,6	0,3	0,36	0,09	0,18
CaO	1,63	1,77	0,6	2,2	1,2	1,2	1,6	1,7	1,56	1,33	1,4	0,69
Na ₂ O	3,4	2,97	2,91	2,9	2,2	4,1	3,5	3,4	3,47	2,97	3,7	2,1
K ₂ O	4,5	4,58	5,16	3,9	5,8	4,8	4,4	5,2	5,05	5,32	5,2	5,5
P ₂ O ₅	0,25	0,1	0,22	0,065	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,14	0,05	0,021
Total	99,33	99,85	100,23	100,34	100,85	99,66	99,60	99,19	99,28	99,48	99,29	99,81
Ba	1773	1214	530	1473	241	750	620	940	580	926	940	551
Rb	190	179	161	98	92	130	150	130	129	147	99	186
Sr	405	157	10	490	224	180	170	97	188	129	130	142
Y	24	20	20	9	27	9	8	10	110	176	10	25
Zr	70	74	496	119	362	86	270	72	110	176	55	298
Nb	10	10	0	5	20	5	12	20	0	0	20	16
Th	0	0	0	5	40	12	23	0	0	0	0	81
Ga	0	0	0	20	24	0	0	0	0	0	0	18
Ni	20	20	0	0	0	52	4	9	2	0	2	0
V	100	100	0	28	8	8	16	68	0	0	92	8
Cr	20	39	0	0	0	23	10	14	0	41	5	0
Hf	0	0	0	8	8	8	8	0	0	0	0	8
Cs	0	0	0	5	5	5	5	0	0	0	0	5
Ta	0	0	0	5	5	5	5	0	0	0	0	5
Co	20	20	0	0	0	2	3	4	0	0	2	0
U	0	0	0	10	10	0	0	0	0	0	0	10
W	0	0	0	10	13	0	0	0	0	0	0	14
Ti	1379	2938	0	17,660	19,350	360	1259	719	659	1978	600	111,3
K	37356	38020	0	24,970	18,720	39846	36526	43167	41922	44163	43167	183,4
La	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ce	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nd	0	0	0	6,31	3,981	0	0	0	0	0	0	62,38
Sm	0	0	0	1,173	0,674	0	0	0	0	0	0	9,019
Eu	0	0	0	0,71	0,4	0	0	0	0	0	0	0,8
Gd	0	0	0	0,67	0,527	0	0	0	0	0	0	5,082
Tb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Dy	0	0	0	0,3	0,396	0	0	0	0	0	0	2,322
Ho	0	0	0	0,06	0,081	0	0	0	0	0	0	0,3
Er	0	0	0	0,21	0,201	0	0	0	0	0	0	0,62
Tm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	0	0	0	0,25	0,174	0	0	0	0	0	0	0,34
Lu	0	0	0	0,05	0,023	0	0	0	0	0	0	0,02

V.2.5.2 – Bandas, Encraves e *Boudins* de Granulitos Básicos.

Para caracterização geoquímica dos granulitos básicos que compõem as bandas, encraves e *boudins* foram utilizados dez (10) amostras, com análise de elementos maiores e traços, das quais, cinco (5) apresentam análises químicas de elementos terras raras (ETR) (Tabela V.6).

A litogeoquímica permitem subdividi-los em: (i) granulito básico tipo 1 ou Enc1 (◆); (ii) granulito básico tipo 2 ou Enc2 (▲); (iii) granulito básico tipo 3 ou Enc3 (●); (iv) granulito básico tipo 4 ou Enc4 (■) e, (v) granulito básico tipo 5 ou Enc5 (▼) (Tabela V.6).

O Enc1 (amostra EJ-29A) exibe teores de SiO₂ igual a 56,8%, Al₂O₃ igual a 13,9%, TiO₂ (1,2%), FeO (11,6%), MgO (4,3 %), (CaO+Na₂O+K₂O) igual a 9,69% e P₂O₅ (0,23%) (Tabela V.6). Os elementos traços para Enc1 mostram valores para o Ba de 272 ppm, Rb de 5 ppm, Sr de 271 ppm, Zr 113 ppm, Nb 7 ppm e Y 26 ppm (Tabela V.6). Por outro lado, o Enc2 (amostra IJ-16A) apresentam teores de SiO₂ igual a 53,6%, TiO₂ (0,31%), FeO (1,7%), Mg (15,5%), (CaO+Na₂O+K₂O) igual a 20,69% e P₂O₅ de 0,05%. Com relação aos elementos traços, esse tipo de granulito básico exibe valores de Ba igual a 321 ppm, Rb (58 ppm), Sr (566 ppm), Zr (112 ppm), Nb (10 ppm) e Y (14 ppm) (Tabela V.6). Por sua vez, o Enc3 (amostra ZI-7A) mostra teores de SiO₂ igual a 46,4%, Al₂O₃ igual a 6,6%, TiO₂ (0,3%), FeO (6,5%), MgO (24,2%), (CaO+Na₂O+K₂O) igual a 8,16% e P₂O₅ (0,05%). Os elementos traços do Enc3 exibem valores para o Ba de 740 ppm, Rb de 12 ppm, Sr de 13 ppm, Zr 26 ppm, Nb 6 ppm e Y 93 ppm (Tabela V.6). O Enc4 (amostras JB-03, IJ-14B, YJ-59B e JA-40A) apresentam teores de SiO₂ variando entre 53,41 e 59,4%, Al₂O₃ entre 12,7 e 18,0%, TiO₂ entre 0,77 e 1,35%, FeO entre 2,9 e 10,34% e P₂O₅ oscilando entre 0,18 e 0,38%. Com relação aos elementos traços, as amostras dos Enc4 exibem valores de Ba variando entre 114 e 760 ppm, Rb entre 8 e 49 ppm, Sr entre 146 e 920 ppm, Zr entre 140 e 210 ppm, Nb entre 10 e 16 ppm e Y entre 27 e 31 ppm (Tabela V.6). O Enc5 (amostras 210-A, BJ-258A e BJ-188B), apresentam teores em SiO₂ variando entre 47,07 e 48,82%, Al₂O₃ entre 8,42 e 15,08%, TiO₂ entre 2,05 e 2,6%, FeO entre 8,31 e 12,02%, MgO 6,33 e 9,08 % e P₂O₅ entre 0,11 e 0,98%. Os elementos traços desse granulito básico Enc5 exibem valores de Ba variando entre 207 e 1375 ppm, Rb entre 10 e 163 ppm, Sr entre 88 e 467 ppm, Zr entre 108 e 340 ppm, Nb entre 6 e 18 ppm e Y entre 12 e 51 ppm (Tabela V.6).

No diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura V.6A), contendo os *trends* tholeiíticos (Th), cálcio-alcálinos (CA) e alcalinos (AL), lançadas as amostras dos granulitos básicos, verifica-se que o Enc1 e Enc4 situam-se domínio do campo tholeiíticos (Th), o Enc2 e Enc3 posicionam-se próximo ao polo do M e, o Enc5 situa-se no campo cálcio-alcálinos (CA) ou na transição cálcio-alcálinos/alcalino. As amostras 210-A e BJ-188B do Enc5 posicionam-se distantes das demais, devido aos seus altos valores em K₂O, respectivamente, 4,3% e 4,6%, podendo até ser consideradas provenientes de rochas alcalinas (Tabela V.6).

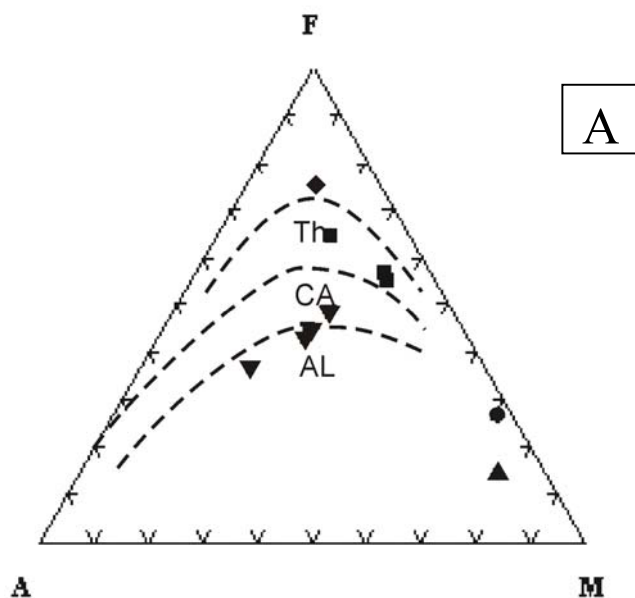


Figura V.6 – Diagrama triangular AFM para as bandas, encaves e *boudins* de granulitos básicos do GH (Irvine & Baragar 1971). Th: campo tholeiítico; CA: campo cálcio-alcálinos; AL: campo alcalino. ◆ - (Enc1), ▲ - (Enc2), ● - (Enc3), ■ - (Enc4) e ▼ - (Enc5).

Tabela V.6 – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras raras (ppm) para os granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins*. ◆ - (Enc1), ▲ - (Enc2), ● - (Enc3), ■ - (Enc4) e ▼ - (Enc5).

Amostra	EJ-29A	IJ-16-A	ZI-7-A	JB-03	IJ-14-B	YJ59B	JA-40-A	210-A	BJ-258A	BJ-188B
Posição	◆	▲	●	■	■	■	■	▼	▼	▼
SiO ₂	56,8	53,6	46,4	53,41	55,6	56,2	59,4	47,07	48,27	48,82
TiO ₂	1,2	0,31	0,3	1,35	1,2	2	0,77	2,45	2,05	2,6
Al ₂ O ₃	13,9	4,7	6,6	14,23	16,1	12,7	18	15,08	8,42	12,39
Fe ₂ O ₃	1,7	2,5	3,5	0,69	2,2	9,1	3	2,38	2,27	1,52
FeO	11,6	1,7	6,5	10,34	9	9,5	2,9	8,31	12,02	10,42
FeO ^T	13,13	3,95	9,65	10,96	10,98	17,69	5,6	10,45	14,06	11,79
Fe ₂ O ₃ ^T	14,59	4,39	10,72	12,18	12,2	19,65	6,22	11,61	15,62	13,1
MnO	0,21	0,13	0,24	0,16	0,18	0,22	0,09	0,17	0,13	0,18
MgO	4,3	15,5	24,2	6	6,2	2,9	2,8	6,33	9,08	6,58
CaO	6,9	18,9	7,2	8,9	6,9	4,7	6	7,18	10,26	6,95
Na ₂ O	2,4	0,79	0,68	3,89	0,96	1,5	4,7	2,67	1,9	2,43
K ₂ O	0,39	1	0,28	0,86	0,5	1	1,2	4,3	0,33	4,6
P ₂ O ₅	0,23	0,05	0,05	0,18	0,38	0,34	0,35	0,98	0,11	0,95
Total	99,63	99,18	95,95	100,01	99,22	100,16	99,21	99,92	94,84	97,44
Ba	272	321	740	114	562	564	760	1375	207	1118
Rb	5	58	12	8	23	49	14	163	10	161
Sr	271	566	13	180	450	146	920	467	88	229
Y	26	14	93		29	27	31		12	51
Zr	113	112	26	140	206	176	210	340	108	298
Nb	7	10	6		16	10			30	18
Th	7	<5	<5		<5	34				
Ga	29					31				
Cu		15	47	23	38			82	20	31
Ni		203	1226	50	207			161	630	117
V	177	48	140		190	313		209	178	174
Cr		219	2333		255			167	472	210
Hf	<8	<8	<8		<8	<8				
Cs	<5	<5	<5		<5	<5				
Ta	<5	<5	<5		<5	<5				
Co		31	75		58			40	139	41
U	<10	<10	17		<10	<10				
W	<10					18				
K	3237,39	8301		7139	4151		9962	35696	2739	38186
Ti	7194	1858		8093	7194		4616	14688	12290	15587
La	19,22	13,8	121,7		62,62	21,6				
Ce	37,92	27,08	11		103,6	35,89				
Pr										
Nd	15,59	13,26	124,6		52,1	13,43				
Sm	4,09	2,38	25,99		8,4	2,43				
Eu	1,14	0,438	4,838		2,19	0,84				
Gd	3,57	1,886	22,94		6,602	1,95				
Tb										
Dy	2,53	1,61	26,5		6,514	1,36				
Ho	0,51	0,32	4,593		1,248	0,23				
Er	1,29	0,83	8,83		3,093	0,42				
Tm										
Yb	1,07	0,53	4,3		2,4	0,33				
Lu	0,18	0,08	0,443		0,28	0,03				

V.2.5.3 – Leucocharnockitos com Granada e Cordierita.

Para caracterização geoquímica dos leucocharnockitos foram utilizadas nove (9) amostras com análises de elementos maiores e traços, das quais duas (2) apresentam análises químicas de elementos Terras raras (ETR) (Tabela V.7).

Estas rochas apresentam teores de SiO₂ variando entre 70,5 e 76,0%. Eles são também caracterizadas pelos teores de Al₂O₃ situados entre 13,06 e 14,9%, FeO entre 0,36 e 2,4%, CaO entre 0,96 e 2,3%, MgO entre 0,1 e 0,91 %, Na₂O entre 2,4 e 4,3 %, K₂O entre 2,8 e 5,7% e P₂O₅ entre 0,05 e 0,1%. Os teores de TiO₂ desses leucocharnockitos estão situados entre 0,05 e 0,17%. Por sua vez, os elementos traços dessas rochas apresentam valores de Ba variando entre 419 e 900 ppm, Rb entre 66 e 189 ppm, Sr entre 64 e 231 ppm, Zr entre 53 e 134 ppm, Nb entre 5 e 20 ppm e Y entre 2 e 40 ppm (Tabela V.7).

No diagrama ternário Q-A-P normativo de Streckeisen (1975), contendo os *trends* cálcio-alcalino de baixo e intermediário K de Lameyre & Bowden (1982), observou-se que as amostras dessas rochas mostram um *trend* de diferenciação que atravessa o campo do granodiorito em direção ao campo do granito, seguindo o *trend* cálcio-alcalino intermediário K de Lameyre & Bowden (1982) (Figura V.7A). Por outro lado, no diagrama ternário normativo modal de O'Connors (1965) (Figura V.7B), com os campos dos tonalitos/enderbitos (To), granodioritos/charnóenderbitos (Gd), granitos/charnockitos (Gr) e trondhjemitos (Tdh) de Barker (1987), observa-se que as amostras dos leucocharnockitos posicionam-se nos campos dos charnoenderbitos e charnockitos e, apresentam uma tendência de diferenciação similar àquela encontrada na Figura V.7A. Por sua vez, utilizando o diagrama ternário AFM de Irvine & Baragar (1971), contendo os *trends* tholeiíticos (Th), cálcio-alcalino (CA) e alcalino (AL), todas as amostras situam-se no campo cálcio-alcalino. No diagrama triangular K-Na-Ca de Baker & Arth (1976) (Figura V.7D), onde foram colocados os campos das rochas trondhjemíticas arqueanas (TDH) e o *trend* cálcio-alcalino (CA), os pontos representativos das análises químicas dos leucocharnockitos situam-se ao longo do *trend* cálcio-alcalino.

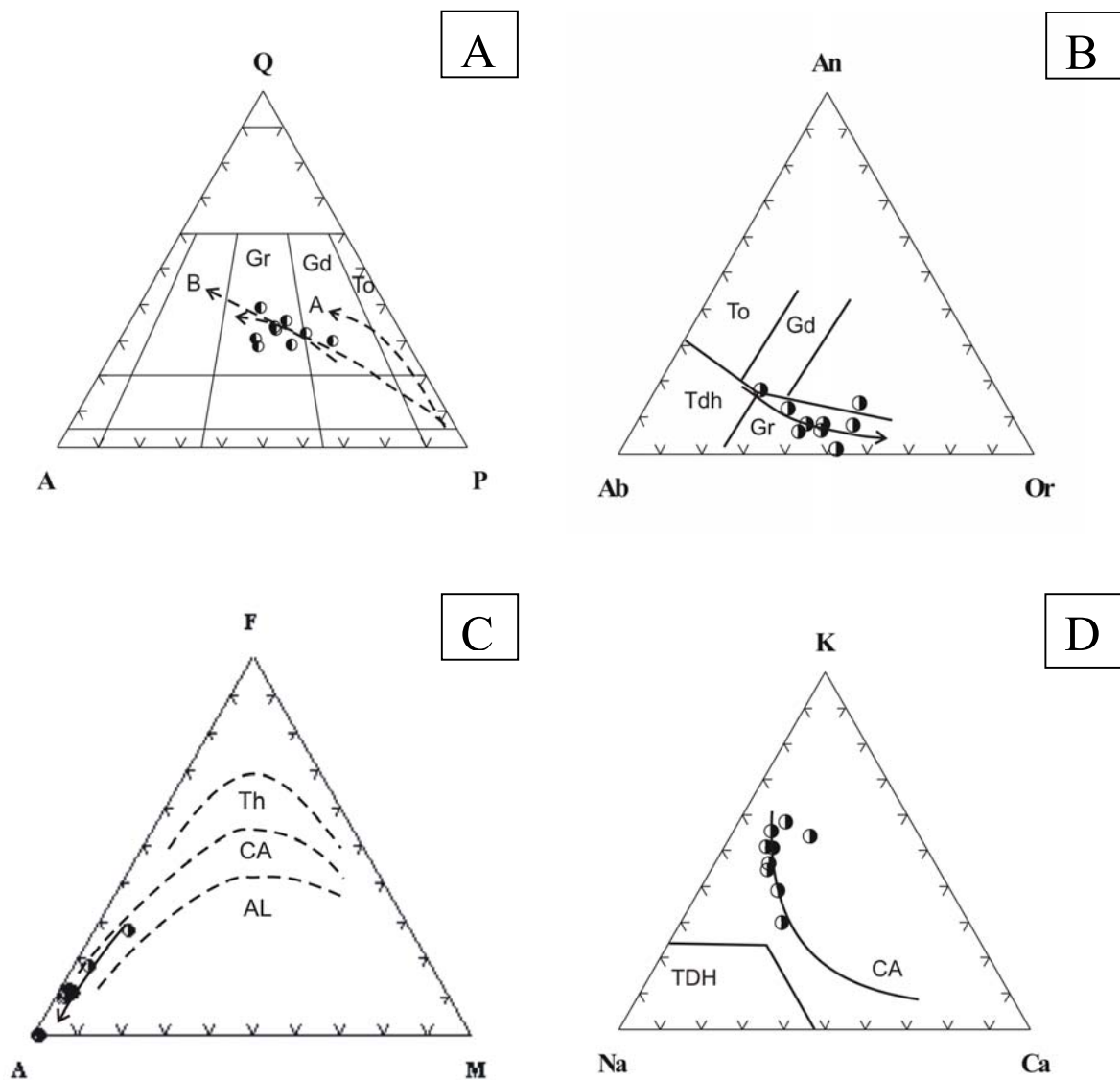


Figura V.7 – Diagramas ternários para os leucocharnockitos do GH. **(A)** diagrama triangular Q-A-P normativo (Streckeisen 1975). To: campo do tonalito/enderbite; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbite; Gr: campo do granito/charnockito. As linhas tracejadas são de Lameyre & Bowden (1982): (A) *trend* cálcio-alcalino de baixo K; (B) *trend* cálcio-alcalino intermediário K. **(B)** diagrama triangular An-Ab-Or normativo (O'Connor 1965). Os campos são de Barker (1987). To: campo do tonalito/enderbite; Gd: campo do granodiorito/charnoenderbite; Gr: campo do granito/charnockito; Tdh: campo do trondhjemito. **(C)** diagrama triangular A-F-M (Irvine & Baragar 1971). Th: tholeiítico; CA: cálcio-alcalino; AL: alcalino. **(D)** diagrama triangular K-Na-Ca (Barker & Arth 1976). TDH: rochas TTGs Arqueanas; CA: rochas cálcio-alcalinas.

Tabela V.7 – Análises químicas dos elementos maiores (%), traços (ppm) e Terras raras (ppm) para os leucocharnockitos com granada e cordierita.

Amostra	VJ-80	VJ-71-X1	BJ-111A	TB-8	VJ-67-B	BJ-131-A	BJ-216A	BJ-187-A	VJ-2-B
SiO ₂	70,5	72,2	73	73,1	73,5	74,2	74,52	75,4	76
TiO ₂	0,17	0	0,12	0,15	0,05	0,1	0,12	0,09	0,05
Al ₂ O ₃	14,9	14,9	13,8	14,1	14,3	13,2	13,06	13,14	13,6
Fe ₂ O ₃	1	0,1	0,94	0,18	1,1	0,14	0,46	0,25	0,14
FeO	2,4	2	0,86	1,7	0,85	0,86	0,94	0,86	0,36
FeO ^T	3,3	2,09	1,71	1,86	1,84	0,99	1,35	1,08	0,49
Fe ₂ O ₃ ^T	3,67	2,32	1,9	2,07	2,04	1,1	1,5	1,21	0,54
MnO	0,07	0,11	0,03	0,11	0,17	0,03	0,02	0,04	0
MgO	0,91	0,44	0,26	0,32	0,3	0,15	0,23	0,2	0,1
CaO	2,3	1,1	1,4	1,8	1,1	1	1,77	1,18	0,96
Na ₂ O	4,3	3	4,3	4	3,5	3,8	2,4	3,69	3,7
K ₂ O	2,8	5,7	4,6	3,7	4,8	6	4,92	4,24	4,9
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,1	0,05
Total	99,41	99,6	99,36	99,21	99,72	99,53	98,52	99,19	99,86
Ba	435	728	660	510	419	900	727	796	660
Rb	66	116	92	152	144	130	155	189	140
Sr	231	104	100	199	110	180	64	106	180
Y	40	26	10	15	31	10	10	2	13
Zr	134	122	100	130	117	53	0	13	69
Nb	5	5	20	7	5	20	13	10	5
Th	11			8	8				6
Ga									
Cu		32	2			2	10	10	2
Ni	24	66	8			10	20	20	2
V	18	10	50		10	50	100	100	8
Cr	45	90	5		24	5	33	20	5
Hf	8			8	8				8
Cs				<5					<5
Ta	<5			<5	<5				<5
Co	16	17	2		13	2	20	20	2
U				10					
W									
K	23244	47317	38186	30713,7	39846	49808	40842	35198	40676
Ti	1019		719	8992501	300	600	719	540	300
La		41,82		24,23					
Ce		69,75		50,16					
Pr									
Nd		23,13		14,15					
Sm		4,572		2,222					
Eu		0,88		0,408					
Gd		3,635		1,342					
Tb									
Dy		3,456		1,121					
Ho		0,971		0,218					
Er		2,815		0,554					
Tm									
Yb		2,097		0,41					
Lu		0,292		0,064					

V.3 – Mecanismos de Diferenciação.

V.3.1 – Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH1).

No intuito de identificar os mecanismos de diferenciação dessas rochas, antes de serem metamorfisadas, escolheu-se como índice de diferenciação o SiO_2 , por esta apresentar a maior variação de teores nas amostras estudadas. Assim, usando este óxido, nos diagramas binários de Harker, para os elementos maiores (Figura V.8), observa-se que a medida que o teor de SiO_2 aumenta há uma tendência decrescente (correlação negativa) do TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O e P_2O_5 , refletindo o comportamento compatível destes elementos com o magma durante os processos de diferenciação. Em contrapartida, nota-se um acréscimo dos teores (correlação positiva) do K_2O que, ao contrário dos outros elementos maiores, exibem um comportamento incompatível, restando no líquido magmático durante a diferenciação.

Os elementos traços também foram plotados em diagramas binários, de forma análoga aos elementos maiores. Na interpretação dos gráficos observou-se que, com o aumento dos teores de SiO_2 , houve uma tendência decrescente (correlação negativa) para os elementos Ba, Sr, Zr, Y e Ni, que foram considerados compatíveis durante os processos de diferenciação. Por outro lado, verificou-se uma correlação positiva para o Rb, refletindo seu caráter incompatível que, de forma análoga ao K_2O , fica também como resíduo durante a diferenciação (Figura V.9). No caso do Cr, este se mostrou muito disperso no diagrama, fato que não permitiu interpretar qual o seu comportamento ao longo da diferenciação magmática que originou as rochas plutônicas (CH1) antes de serem deformadas e reequilibradas pelo metamorfismo regional.

O *spiderdiagrama* com os elementos traços e de alguns terras raras dos granulitos (CH1) (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Zr, Sm, Eu, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb e Lu), normalizados segundo os dados de MORB (Figura V.10), mostra o enriquecimento de elementos incompatíveis (LILE) como Cs, Rb, K e Ba de até 100 vezes e, incompatíveis (HFSE), como Th, U e La de até 50 vezes, além de uma anomalia positiva de Gd e uma anomalia negativa de Ti. Observa-se ainda diferenças significativas entre os valores normalizados de La e de Lu, indicando que a formação das rochas da suíte deu-se por diferenciação magmática.

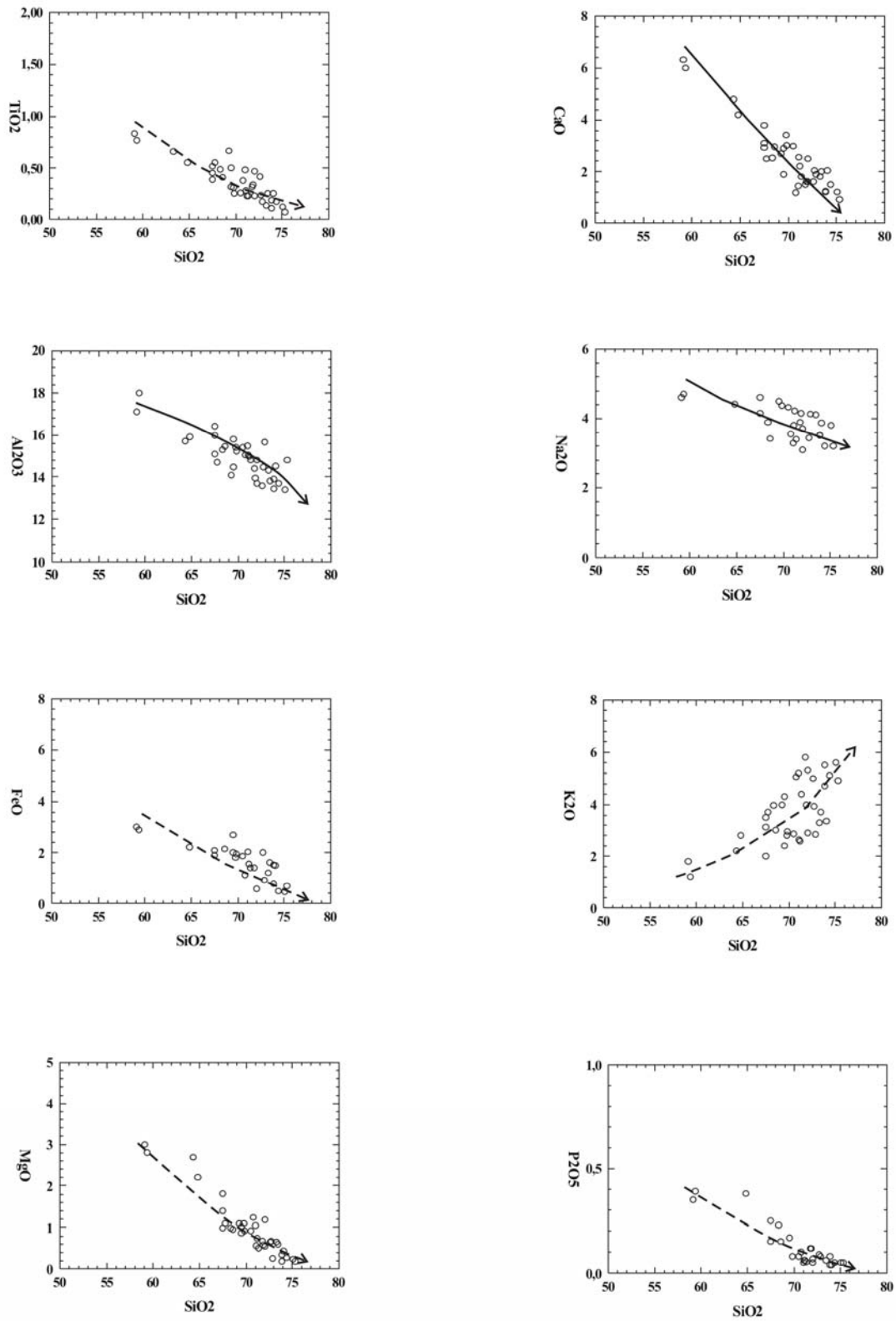


Figura V.8 - Elementos maiores plotados nos diagramas de Harker (1909), para os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

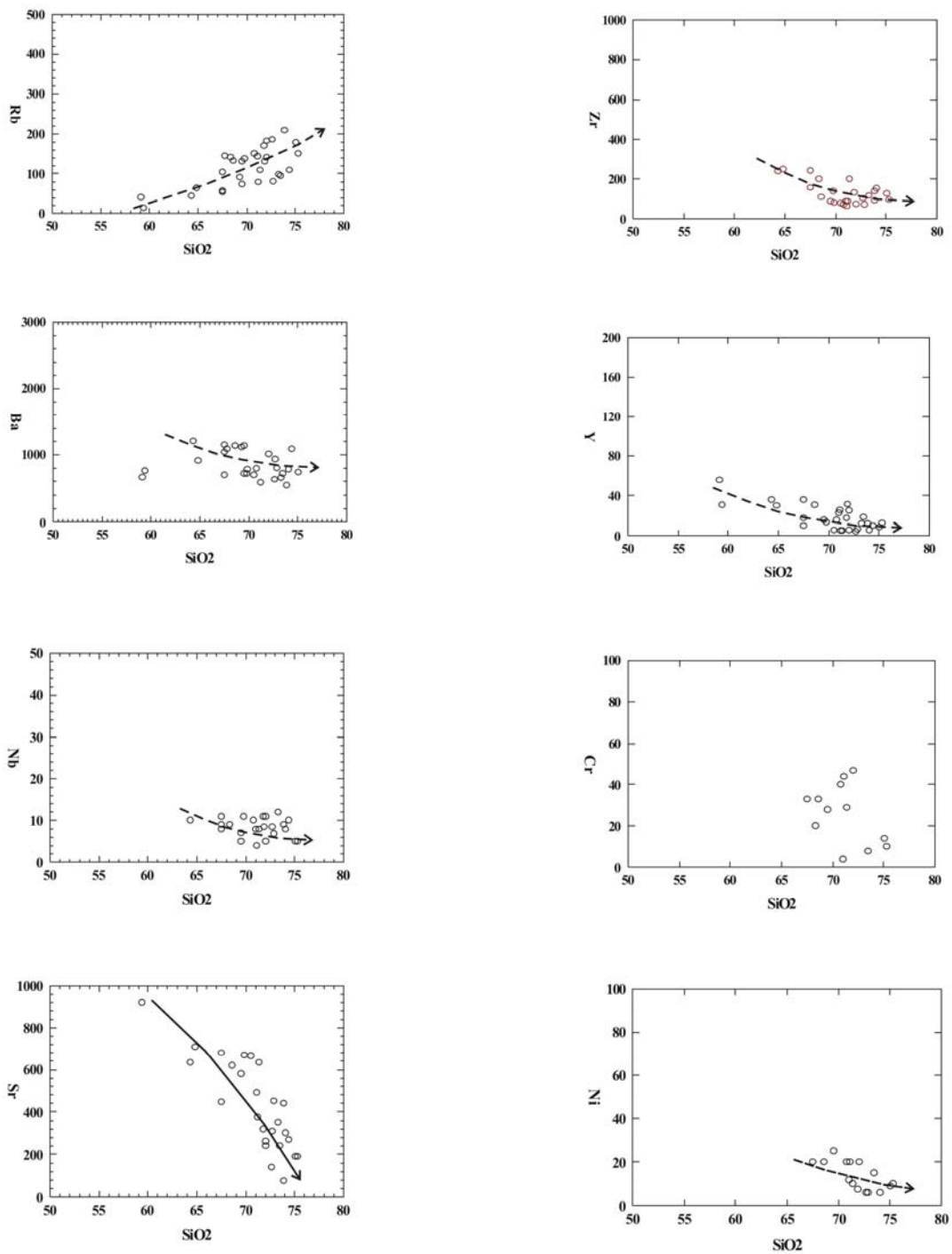


Figura V.9 - Análises dos elementos traços dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) nos diagramas binários de Harker (1909).

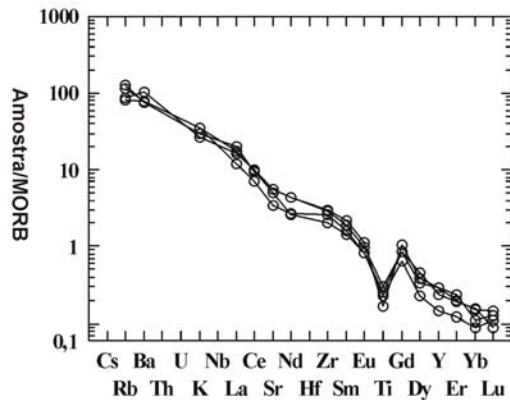


Figura V.10 – *Spiderdiagrama* normalizados segundo os dados de MORB para as amostras dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1).

Os espectros dos elementos terras raras dos granulitos (CH1) encontram-se na figura V.11, normalizados segundo os dados de manto primitivo de Sun (1980). Eles mostram significativo fracionamento com enriquecimento nos elementos terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados, além de uma pequena anomalia negativa em Eu. Estes espectros apresentam razões de La_N entre 58,23 a 472,99 (média de 199,94), de Yb_N entre 1,18 a 10,23 (média de 3,07) além de razões $(La/Yb)_N$ entre 19,32 a 278,05 (média de 65,13).

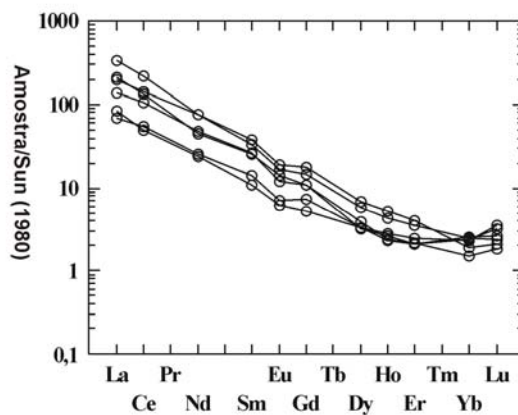


Figura V.11 – Padrão de distribuição dos elementos terras raras das amostras dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1). Normalização segundo os dados de Sun (1980).

Nos diagramas de Harker (1909) os elementos maiores (FiguraV.8) e menores (FiguraV.9), todos geralmente apresentam boa correlação com o SiO_2 , delineando linhas retas ou curvas suaves, indicando que o mecanismo de diferenciação poderia ter sido tanto a fusão parcial como a

cristalização fracionada. Para identificar qual destes mecanismos de diferenciação predominou nas rochas em foco, foi escolhido o elemento Sr, que ocorre como elemento traço incompatível (Figura V.9) e, o Rb que ao contrário, ocorre como elemento compatível (Figura V.9). Com a elaboração da figura V.12 verificou-se que os pontos representativos das amostras dos granulitos (CH1) se distribuem em um *trend* tendendo mais para a verticalidade. Isto sugere que o processo predominante foi a diferenciação por cristalização fracionada (Martin 1994).

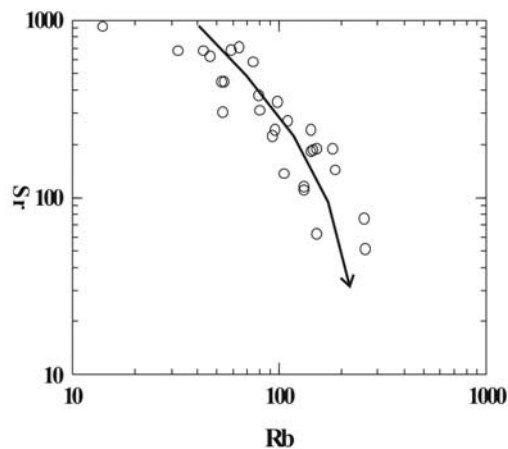


Figura V.12 – Diagrama log (Sr) incompatível versus log (Rb) compatível para os granulitos (CH1), mostrando um *trend* tendendo para a verticalidade, sugerindo que os protólitos do CH1 foram originados pelo processo de cristalização fracionada.

V.3.2 – Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2).

Nestas rochas utilizando o mesmo procedimento geoquímico empregado nos (CH1), verifica-se nos diagramas de Harker, para elementos maiores que, à medida que os teores de SiO₂ aumentam há uma tendência decrescente (correlação negativa) do TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, Na₂O e P₂O₅, refletindo o comportamento compatível destes elementos com o magma durante os processos de diferenciação e, em contrapartida, nota-se um acréscimo dos teores (correlação positiva) do K₂O, que exhibe um comportamento incompatível, restando no líquido magmático durante a diferenciação (Figura V.13).

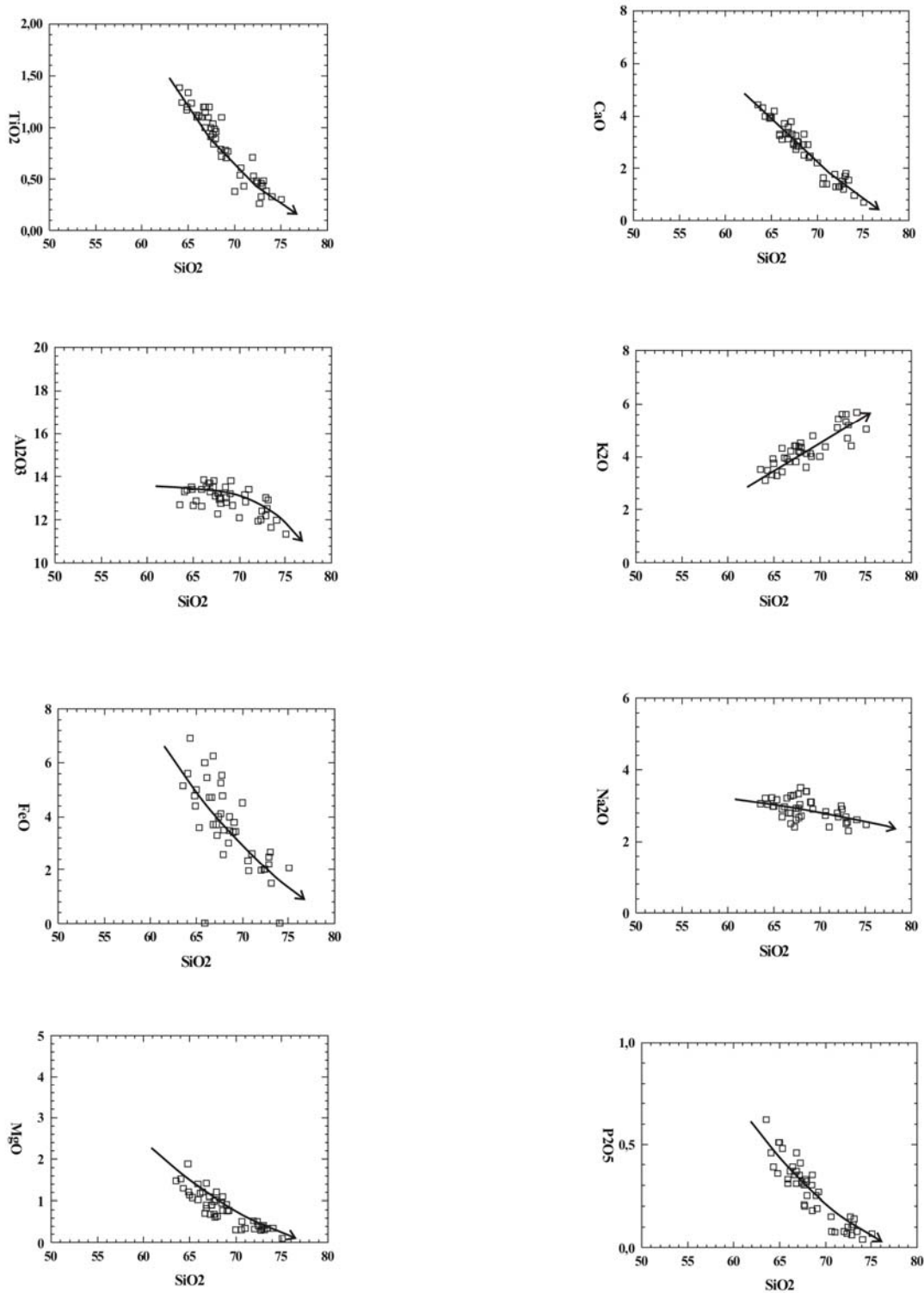


Figura V.13 - Elementos maiores dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) plotados nos diagramas de Harker (1909).

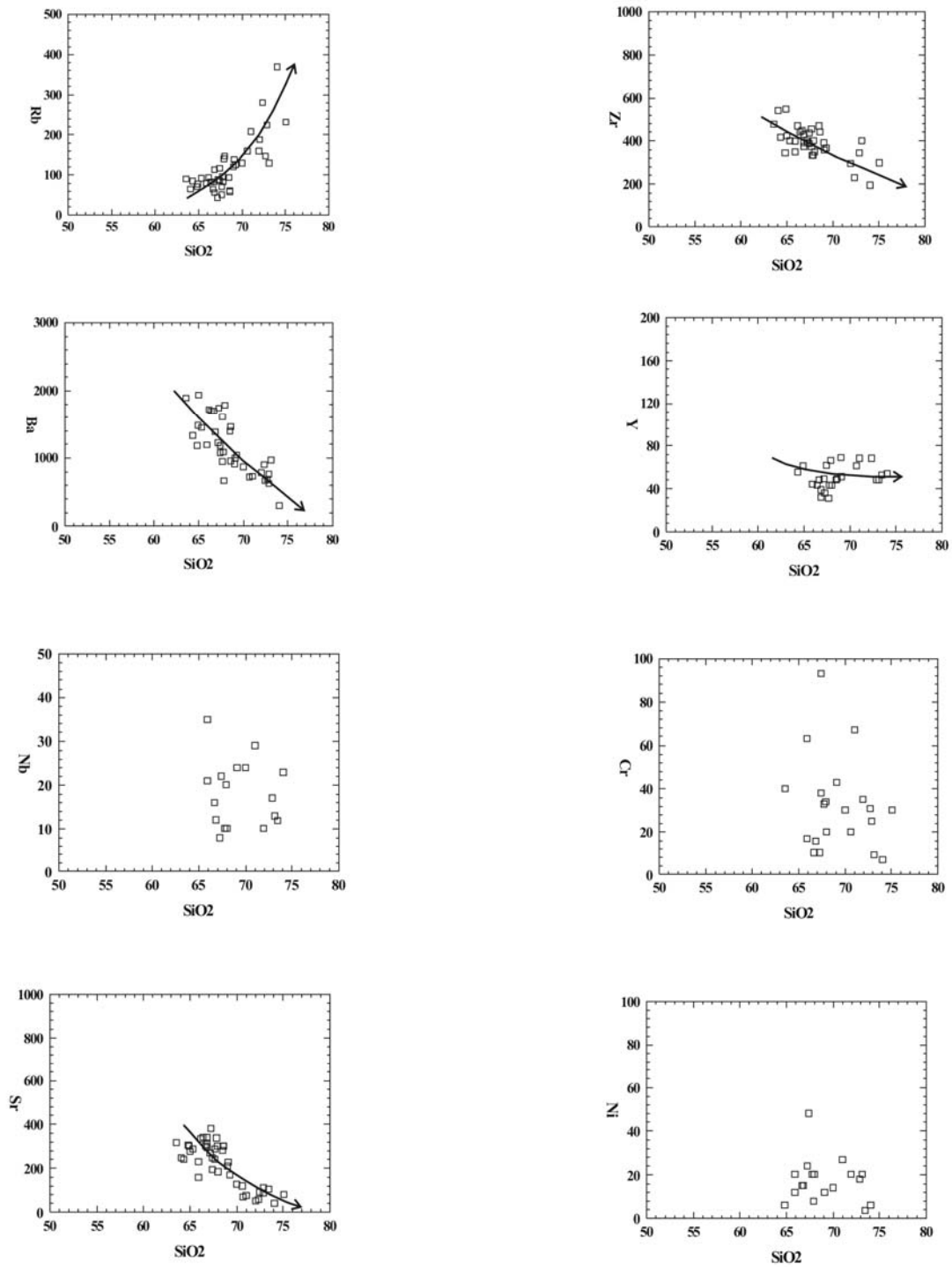


Figura V.14 - Elementos traços dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) plotados nos diagramas de Harker (1909).

Com relação aos elementos traços notou-se que o Ba, Sr e Zr, exibem um comportamento compatível durante os processos de diferenciação enquanto o Rb mostra o seu caráter incompatível acompanhando o K_2O , que é também incompatível durante a diferenciação (FiguraV.14). Ainda com relação a esta figura, o Y permanece aproximadamente constante enquanto que o Nb, Cr e Ni mostram-se dispersos nos diagramas, não permitindo interpretá-los com relação aos seus comportamentos durante a cristalização do magma que gerou as rochas (CH2), antes da granulitização.

O *spiderdiagrama* com os elementos traços dos granulitos (CH2) (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Zr, Sm, Eu, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb e Lu) normalizados segundo os dados de MORB, mostra que esses elementos são enriquecidos em elementos incompatíveis (LILE) como Cs, Rb, Ba e K de até 100 vezes e incompatíveis (HFSE) como Th, U e La de até 100 vezes, além disso exibe significativa anomalia negativa em Nb, Sr e Ti. Semelhante aos granulitos (CH1), os granulitos (CH2) também apresentam anomalia negativa em Ti, embora sejam mais ricos neste elemento do que o anterior: 0,78% (CH2) e 0,38% (CH1) (FiguraV.15). Também se observam diferenças significativas entre os valores normalizados de La e de Lu, os quais trazem informações sobre o processo de diferenciação das rochas em foco.

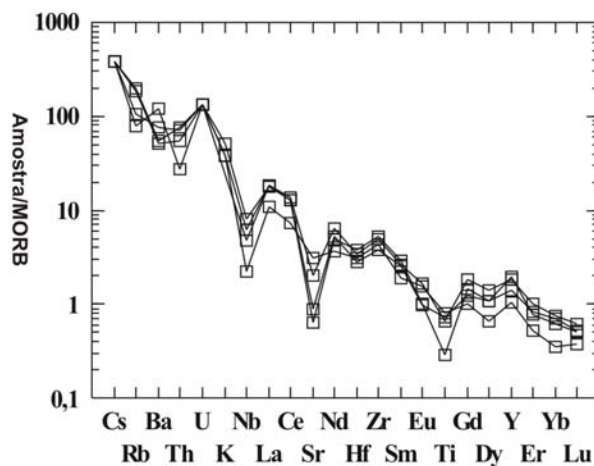


Figura V.15 – *Spiderdiagrama* dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), normalizados segundo os dados de MORB.

Os espectros dos elementos terras raras para os granulitos (CH2) foram elaborados e normalizados segundo os dados de manto primitivo de Sun (1980) (FiguraV.16). Nesta figura observa-se significativo fracionamento com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados, além de anomalia negativa em Eu. Estes espectros apresentam razões de

La_N entre 127,90 a 429,48 (média de 239,5), de Yb_N entre 5,91 a 31,68 (média de 14,20) e razões de $(La/Yb)_N$ entre 10,87 a 26,15 (média de 17,99).

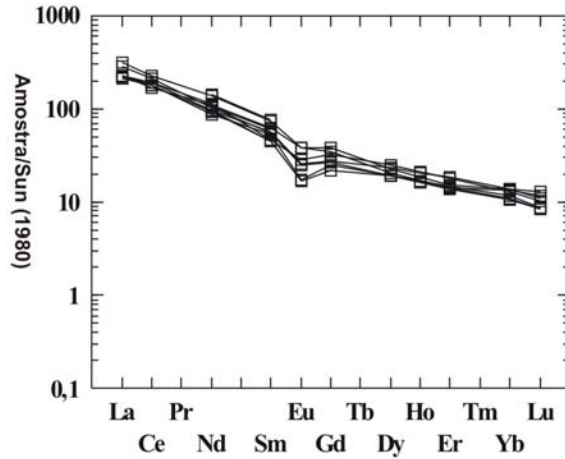


Figura V.16 – Padrão dos elementos terras raras dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2), normalizados segundo os dados de Sun (1980).

De maneira análoga aos granulitos (CH1), foram escolhidos os elementos Sr (compatível) e o Rb (incompatível) para testar o processo que predominou na diferenciação magmática dessas rochas. Com isso, no diagrama logarítmico Sr *versus* Rb, as amostras do CH2 se distribuem em um *trend* preferencialmente mais próximo da vertical, podendo-se interpretar daí que ocorreu predominância de processos de cristalização fracionada (Martin, 1994), na formação dos protólitos dos granulitos (CH2) (FiguraV.17).

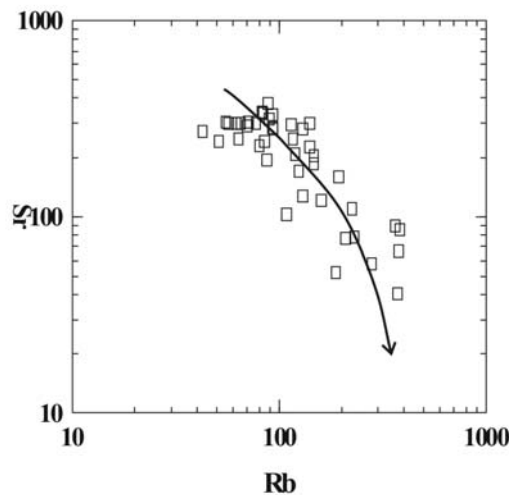


Figura V.17 – Diagrama log (Sr) incompatível versus log (Rb) compatível para os granulitos (CH2), mostrando um *trend* tendendo para a verticalidade, sugerindo que estas rochas foram originadas pelo processo de cristalização fracionada.

V.3.3 - Charnockitos (CH6).

Utilizando-se a mesma metodologia empregada nos granulitos (CH1) e (CH2), nos diagramas de Harker (1909) (FiguraV.18), observa-se que, à medida que os teores de SiO_2 aumentam, há uma tendência decrescente do TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O e P_2O_5 , refletindo assim um comportamento compatível para estes elementos, durante os processos de diferenciação e, contrariamente, nota-se uma tendência levemente crescente dos teores do K_2O , que assim exhibe um comportamento incompatível no magma que formou o charnockito (CH6).

Com relação aos elementos traços, a interpretação dos diagramas de Harker (1909) (FiguraV.19) mostra uma correlação negativa para os elementos compatíveis Sr e Zr e, uma correlação positiva para os elementos incompatíveis Y e Rb. Este último, juntamente com o K_2O fica no resíduo durante a diferenciação deste corpo plutônico. O Ba se apresenta com pontos concentrados no diagrama sem mostrar tendências durante a diferenciação magmática, enquanto que, Nb, Cr e Ni, estes se apresentam dispersos, também sem definir *trends* de diferenciação.

O *spiderdiagrama* com os elementos traços e alguns terras raras dos granulitos (CH6) (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Zr, Sm, Eu, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb e Lu) (FiguraV.20), normalizados segundo os valores de MORB, mostra que estas rochas são enriquecidas em elementos incompatíveis (LILE) como Cs, Rb e K até mais do que 100 vezes e, em elementos incompatíveis (HFSE) como U, Th e La, também até mais do que 100 vezes. Além disso, estas rochas apresentam significantes anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti. Como nos (CH1) e (CH2), estes charnockitos (CH6) apresentam anomalia negativa em Ti, entretanto, em média, são mais ricos neste elemento do que o (CH1) e mais pobres do que os (CH2). Neste mesmo diagrama, observa-se uma diferença significativa dos valores normalizados de La e Lu.

Com relação os espectros dos elementos terras raras estes charnockitos, normalizados segundo os dados de manto primitivo de Sun (1980) mostram significativo fracionamento devido ao enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados, além de uma anomalia negativa em Eu (FiguraV.21). Estes espectros apresentam razões de La_N entre 188,3 a 429,48 (média de 314,9), de Yb_N entre 8,53 a 31,68 (média de 20,97) e razões de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 7,52 a 32,41 (média de 17,46).

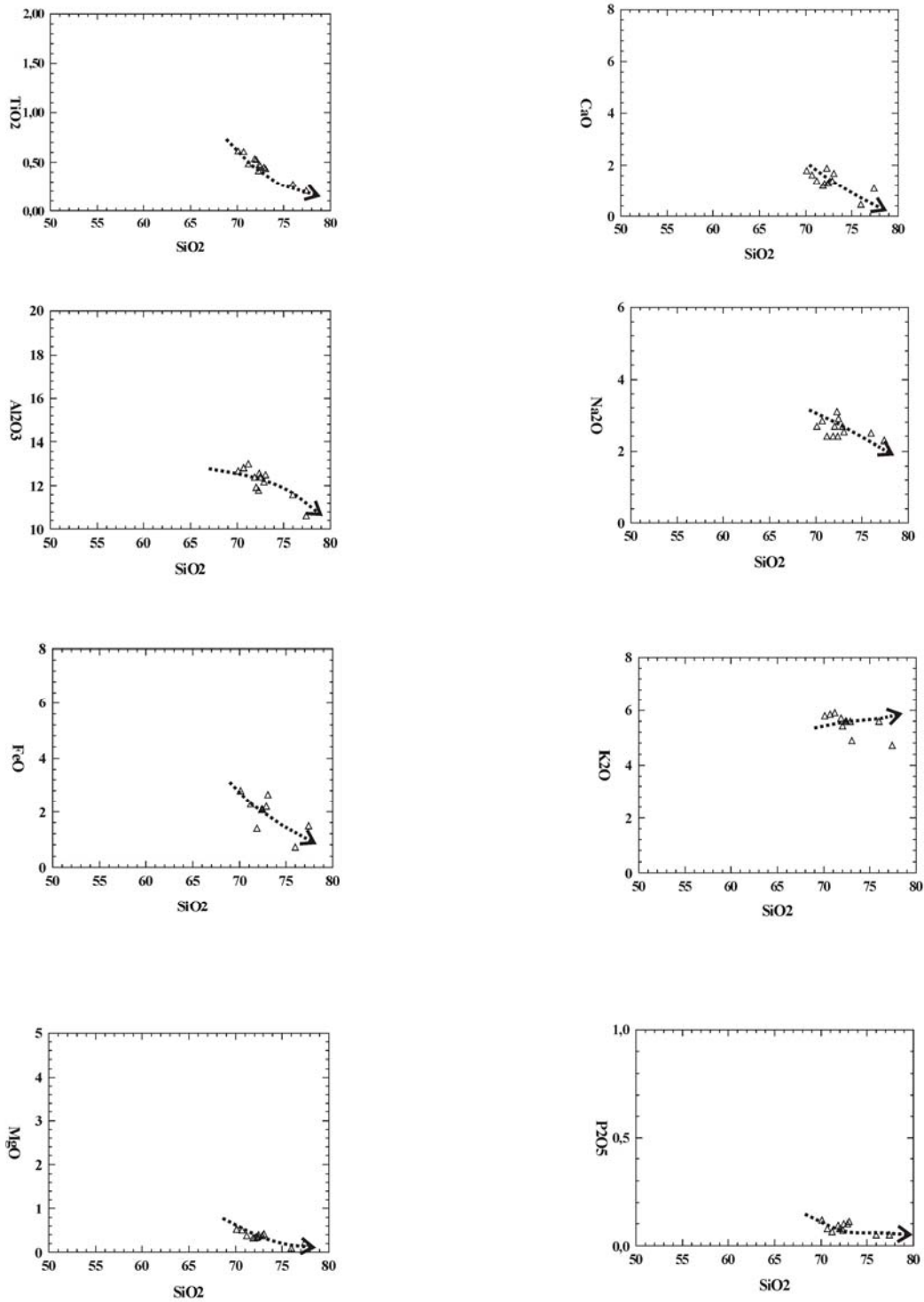


Figura V.18 - Elementos maiores dos charnockíticos (CH6) plotados nos diagramas de Harker (1909).

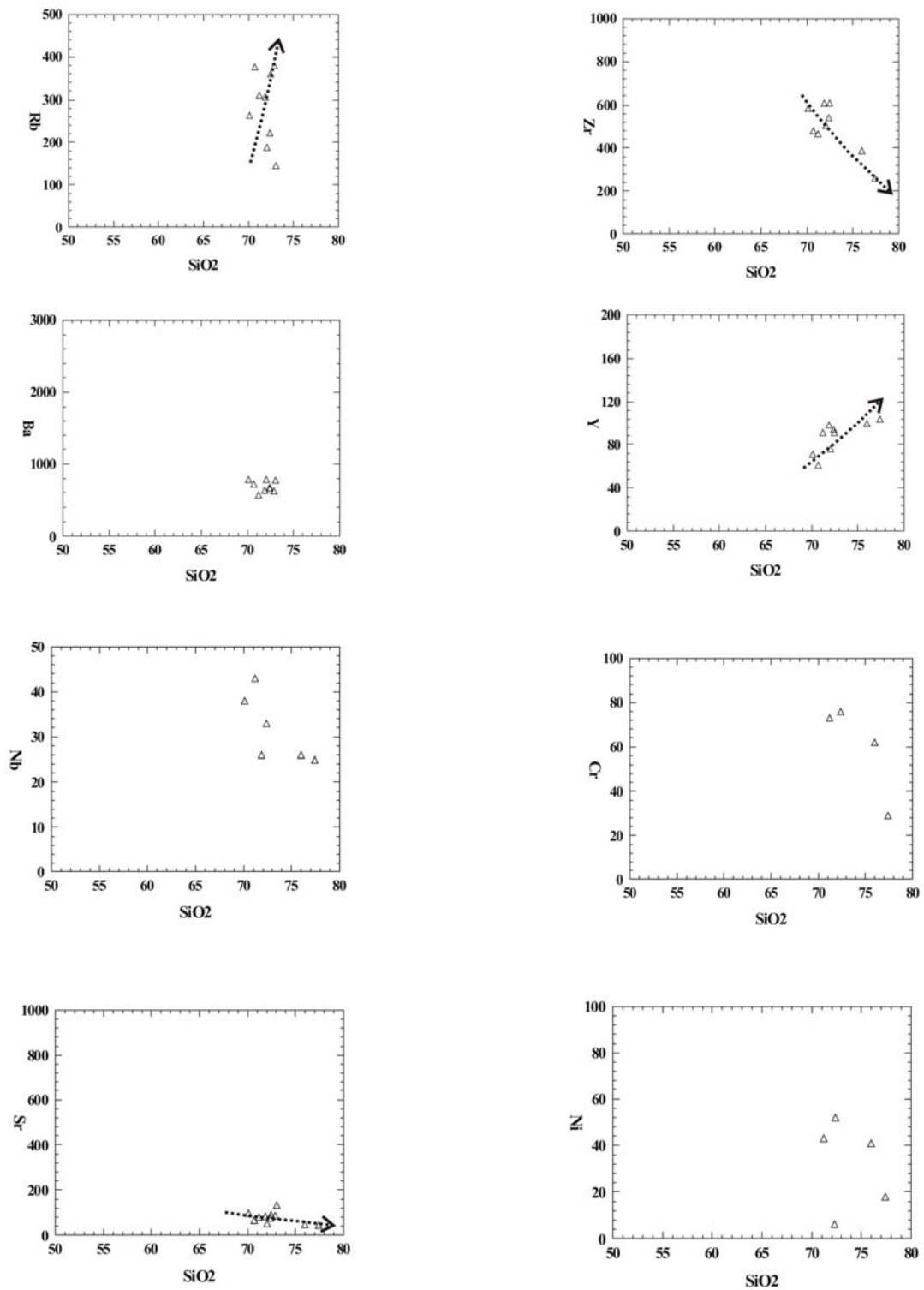


Figura V.19 - Elementos traços dos charnockitos (CH6) plotados nos diagramas de Harker (1909).

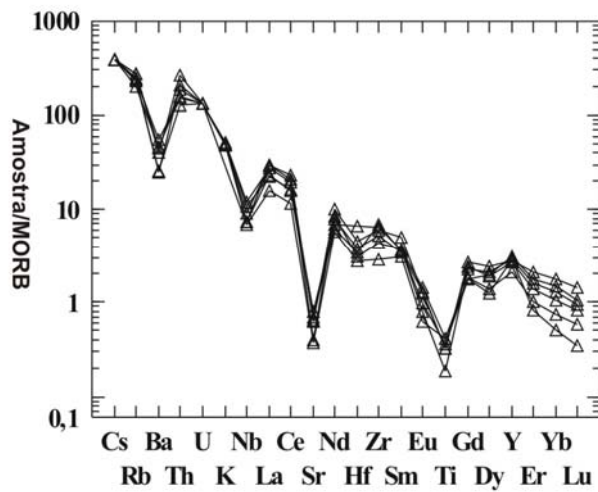


Figura V.20 – Spiderdiagrama dos charnockitos (CH6) normalizados segundo os dados de MORB.

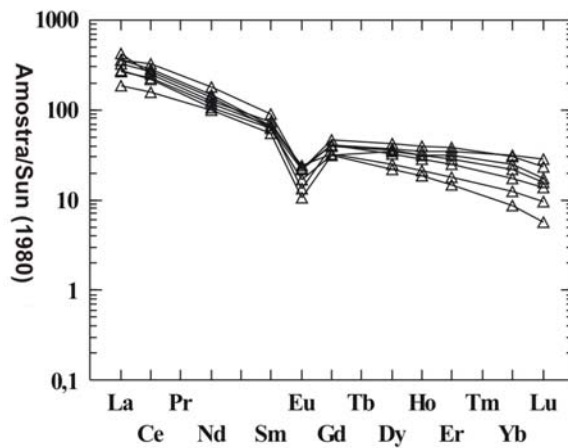


Figura V.21 – Padrão dos elementos terras raras dos charnockitos (CH6), normalizados segundo os dados de Sun (1980).

De forma similar à metodologia utilizada para os granulitos (CH1) e (CH2), para identificar os mecanismos de diferenciação dos charnockitos (CH6), também foram escolhidos os elementos Sr (compatível) e o Rb (incompatível), conforme seus comportamentos nos diagramas de Harker (1909) (FiguraV.19). Diferentemente dos granulitos (CH1) e (CH2), nesse caso, os pontos representativos das amostras dos charnockitos (CH6) se distribuem em um *trend* tendendo para a horizontal (Martin, 1994) (FiguraV.22), característico de processos de fusão parcial.

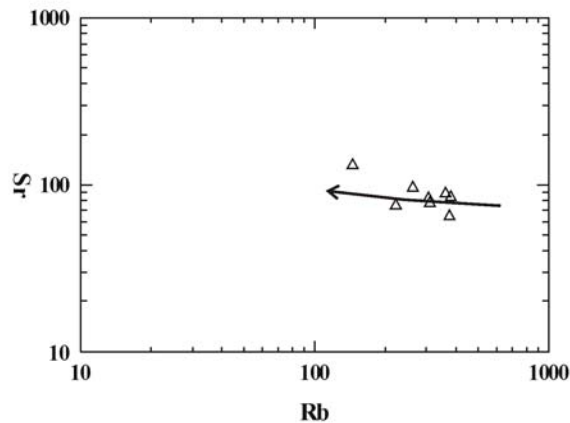


Figura V.22 – Diagrama logarítmico com valores de Sr - incompatível versus Rb - compatível para os charnockitos (CH6), mostrando um *trend* tendendo para a horizontalidade, sugerindo que estas rochas foram originadas pelo processo de fusão parcial.

V.3.4 – Granulitos *Augen*-Charnoenderbíticos-Charnockíticos (CH4).

Nessas rochas usando-se os diagramas de Harker (1909) (FiguraV.23), observa-se que à medida que os teores de SiO_2 aumentam, há uma tendência decrescente do TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O e P_2O_5 , refletindo assim um comportamento compatível para estes elementos, durante os processos de diferenciação magmática e, inversamente, nota-se uma tendência crescente dos teores do K_2O , que exibe um comportamento incompatível no magma que formou os granulitos (CH4).

Com relação aos elementos traços, a interpretação dos diagramas de Harker (1909) (FiguraV.24) mostra uma correlação negativa para os elementos compatíveis Ba, Sr e Zr e uma correlação positiva para os elementos incompatíveis Nb, Y e Rb. Este último, juntamente com o K_2O fica no líquido durante a diferenciação magmática do protólito do granulito (CH4), enquanto que, o Cr e o Ni, eles se apresentam dispersos nestes diagramas.

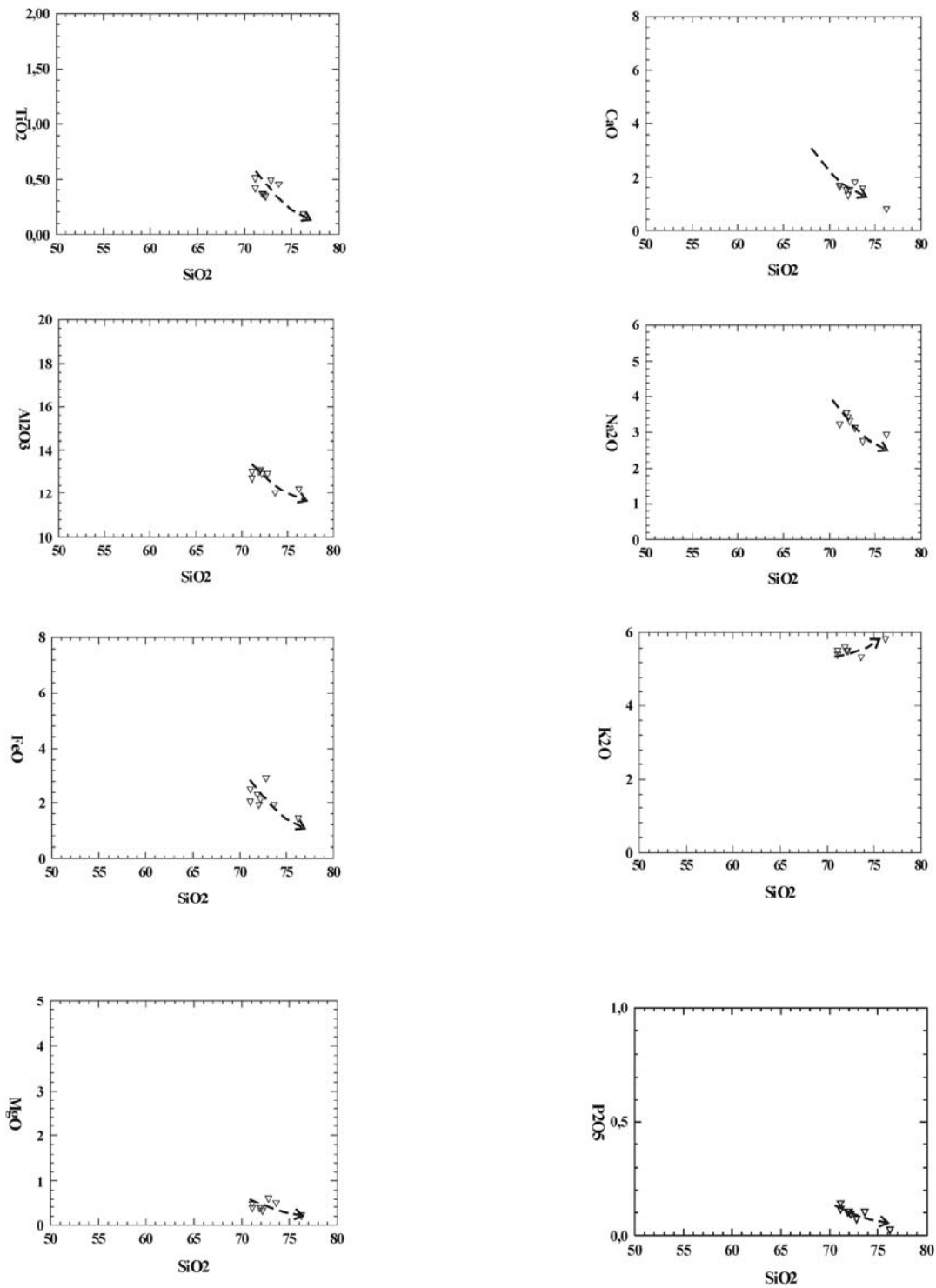


Figura V.23 - Elementos maiores dos granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) plotados nos diagramas de Harker (1909).

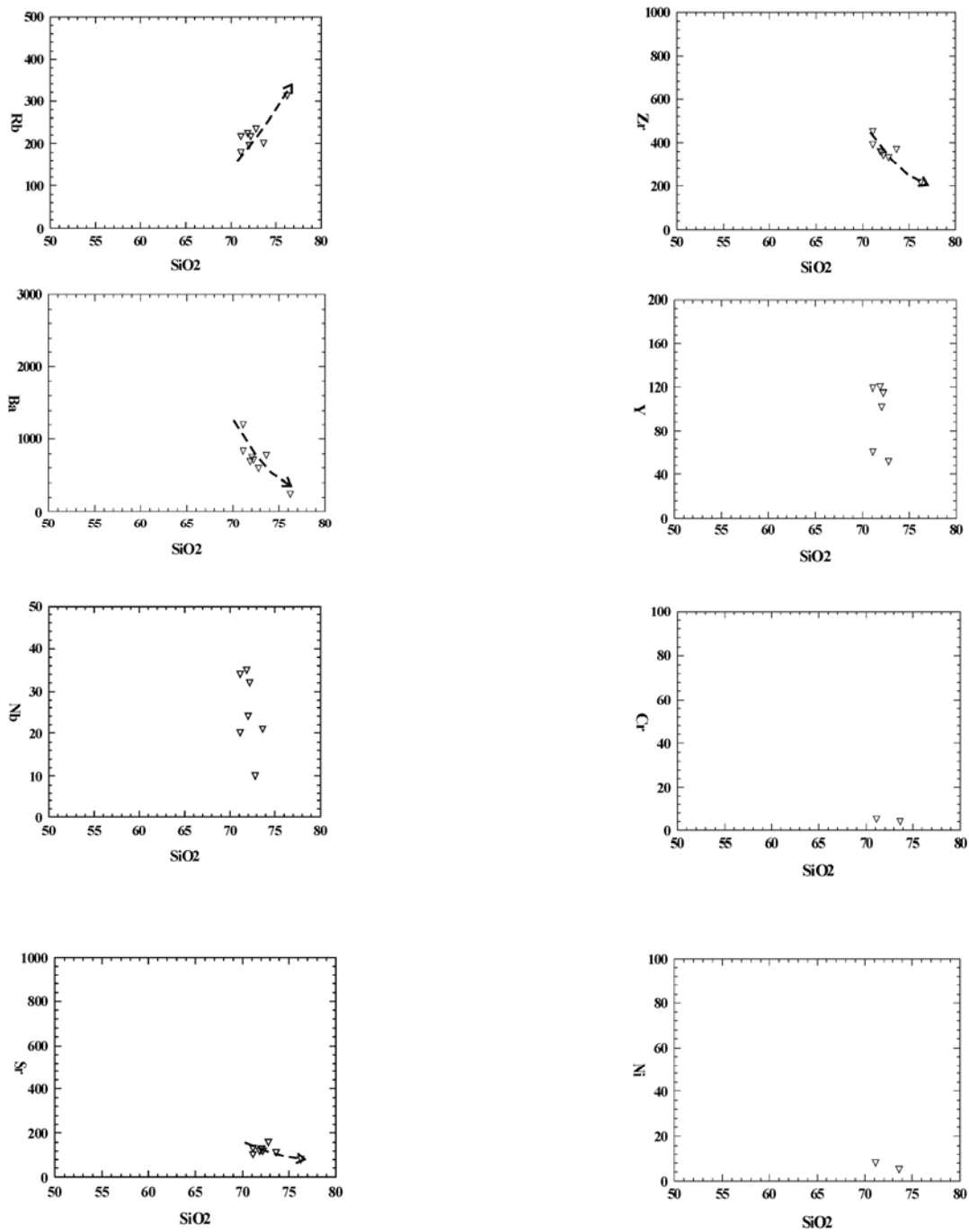


Figura V.24 - Elementos traços dos granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) plotados nos diagramas de Harker (1909).

O *spiderdiagrama* com os elementos traços e alguns terras raras dos granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Zr, Sm, Eu, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb e Lu) (FiguraV.25), normalizado segundo os valores de MORB, mostra

que estas rochas são enriquecidas em elementos incompatíveis (LILE) como Rb e Ba até mais do que 100 vezes e incompatíveis (HFSE) como U, Th e La, até mais do que 100 vezes. Apresentam anomalias negativas de Sr, Eu e Dy e, anomalias positivas em U, Hf e Y. Neste mesmo diagrama, observa-se uma diferença significativa dos valores normalizados de La e Lu.

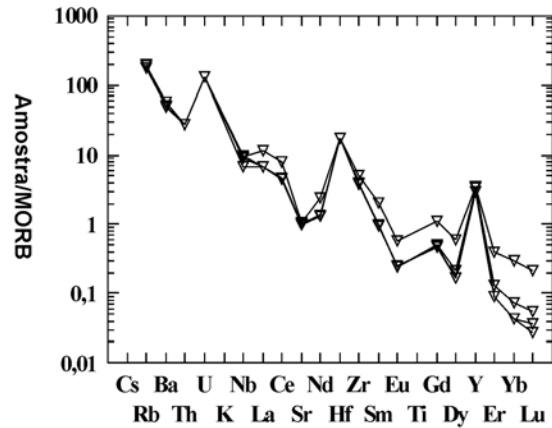


Figura V.25 - Spiderdiagrama dos granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) normalizados segundo os dados do MORB.

Os espectros dos elementos terras raras para os granulitos (CH4), normalizados segundo os dados manto primitivo de Sun (1980) (FiguraV.26), mostram significante fracionamento, com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados, além de uma anomalia negativa em Eu. Estes espectros apresentam razões de La_N entre 24,71 a 139,90 (média de 77,88), de Yb_N entre 0,18 a 5,0 (média de 1,93) e razões de $(La/Yb)_N$ entre 6,62 a 314,06 (média de 107,28).

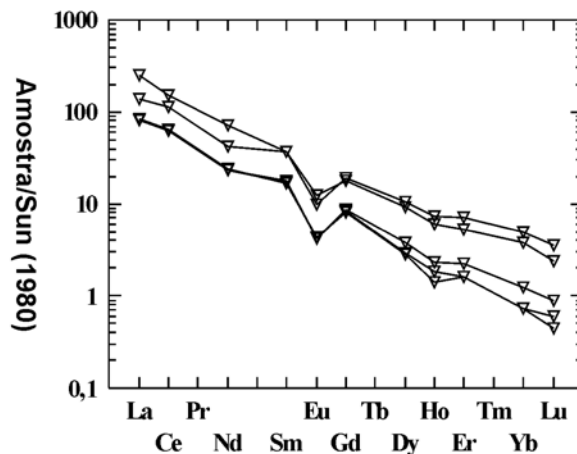


Figura V.26 – Padrão dos elementos terras raras dos granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), normalizados segundo os dados de Sun (1980).

V.3.5 – Granulitos Heterogêneos (GH).

Nos granulitos heterogêneos estudou-se os mecanismos de diferenciação não somente dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), mas também dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins* além dos leucocharnockitos com granada e cordierita.

V.3.5.1 – Granulitos Heterogêneos Ortoderivados (CHO).

O estudo geoquímico dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), nos diagramas de Harker (1909) para elementos maiores (Figura V.27) mostra que, apesar de haver certa dispersão dos pontos representativos de suas análises químicas, pode-se notar uma tendência negativa para os elementos Ti, Ca e Fe. Com efeito, a medida que os teores de SiO₂ aumentam, há uma tendência decrescente (correlação negativa) do TiO₂, do CaO e do FeO, refletindo assim um comportamento compatível destes elementos com o magma durante os processos de diferenciação. Com os outros elementos não é possível verificar, com segurança, suas relações diante da diferenciação magmática.

No que diz respeito aos elementos traços notou-se que entre estes é maior a dificuldade em identificar *trends* do que entre os elementos maiores. Apesar disso se observa que o Rb e o Zr se distribuem relativamente bem, formando retas de diferenciação: o primeiro com uma correlação positiva e o último, com uma correlação negativa (Figura V.28).

O *spiderdiagrama* com os traços dos (CHO) (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Zr, Sm, Eu, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb e Lu) mostrou que esses elementos, normalizados segundo valores de MORB (Figura V.29), são enriquecidos nos incompatíveis (LILE) como Cs, Ba e K, até mais do que 100 vezes e, nos incompatíveis (HFSE) como Th, U, La, Zr e Hf também até mais do que 100 vezes. Exibem significativa anomalia negativa em Nb, Sr e Ti e fraca anomalia positiva de La, Zr, Gd e Y. Também se observa importantes diferenças nos valores normalizados de La e Lu.

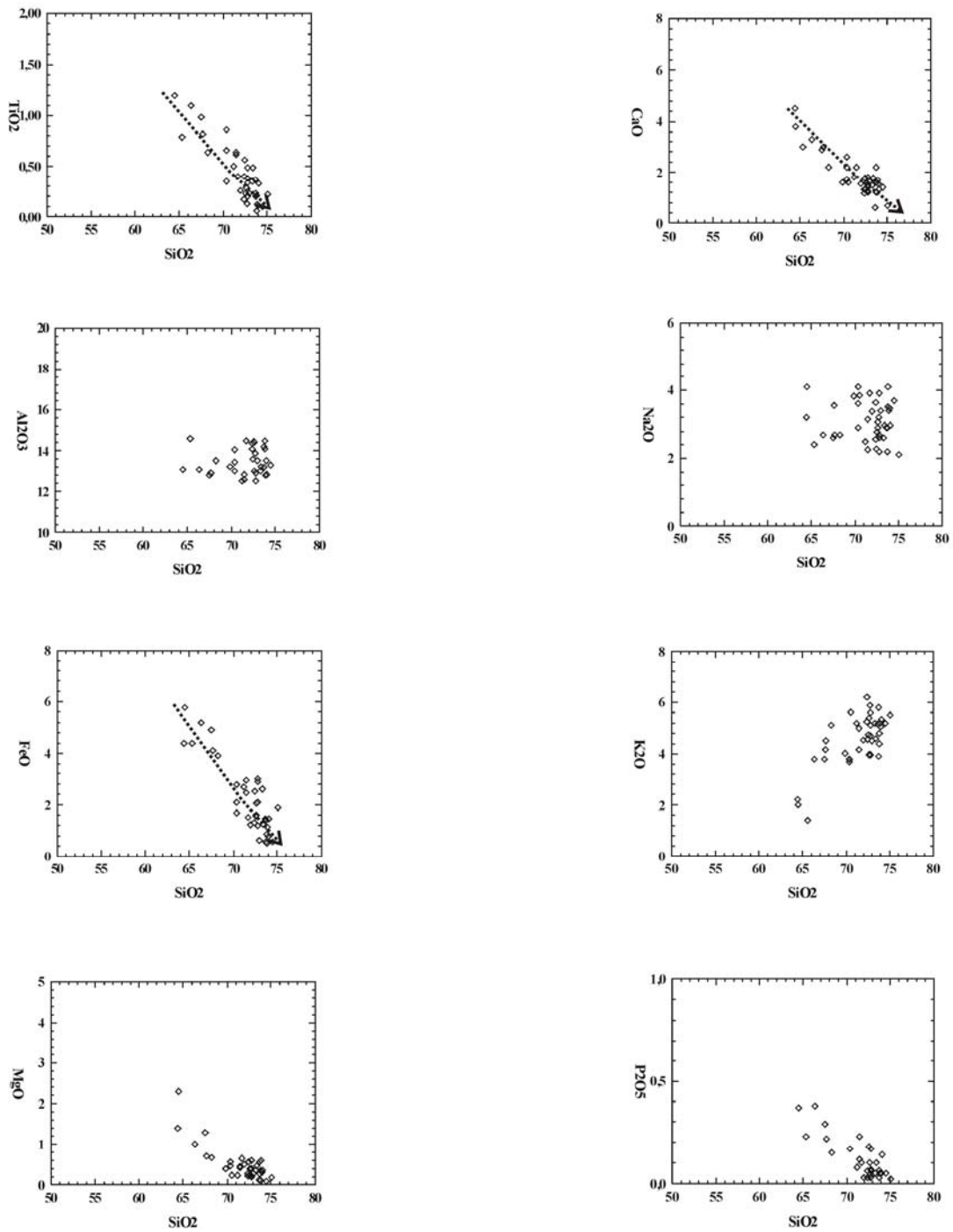


Figura V.27 - Elementos maiores dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) plotados nos diagramas de Harker (1909).

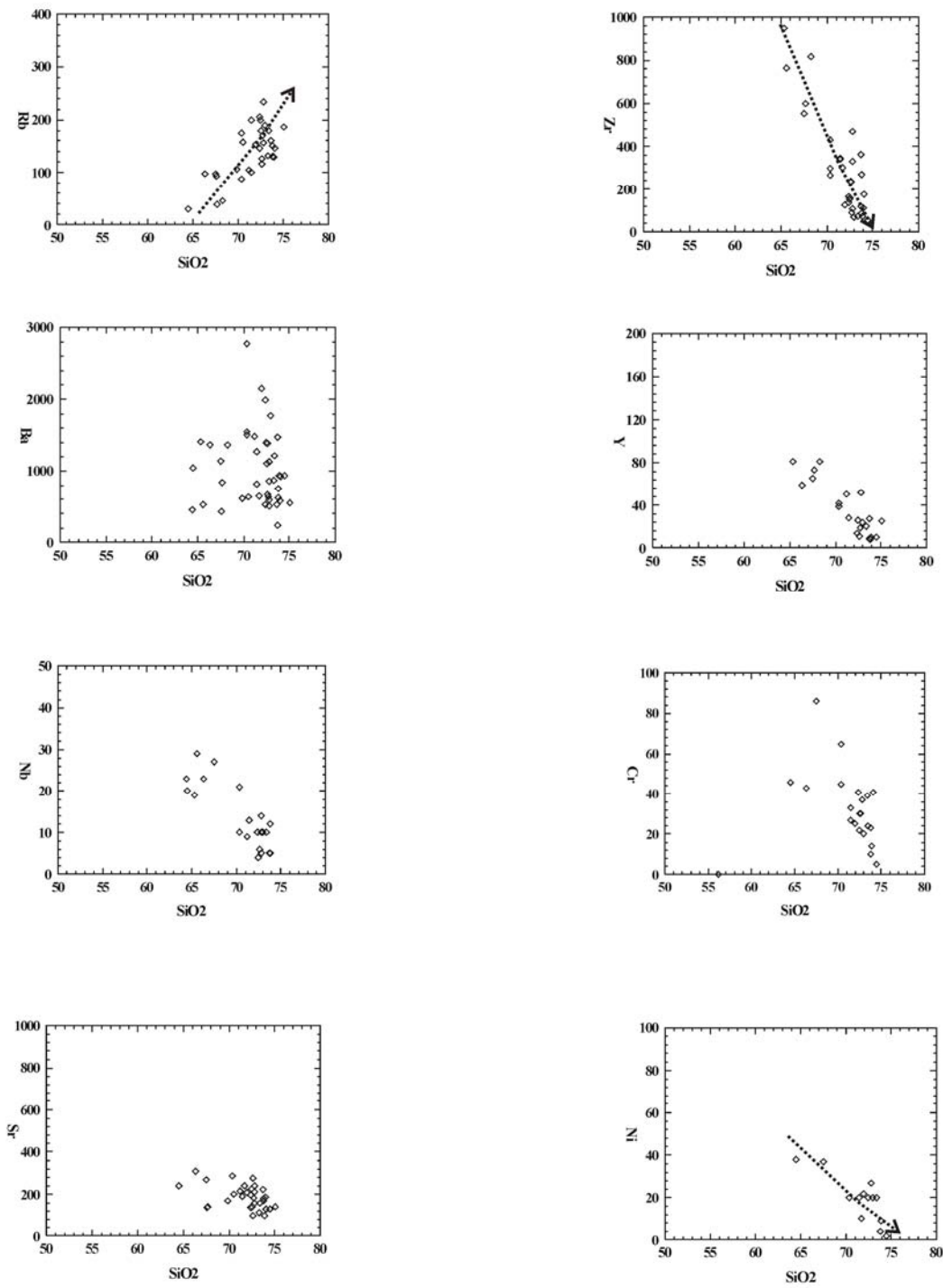


Figura V.28 – Elementos traços dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) plotados nos diagramas de Harker (1909).

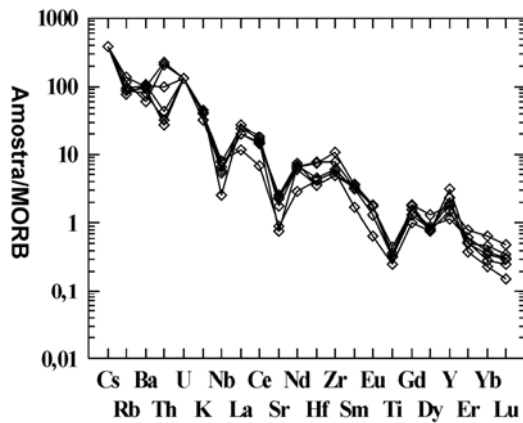


Figura V.29 – *Spiderdiagrama* dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) normalizados segundo os dados de MORB.

A análise dos espectros dos elementos terras raras dessas rochas foi elaborado e normalizado segundo os dados de manto primitivo de Sun (1980) (Figura V.3.0). Nesta figura observa-se significativo fracionamento com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesadas, além de anomalia negativa de Eu. Estes espectros apresentam razões de La_N entre 53,68 e 472,64, de Yb_N entre 0,79 e 11,01 e razões de $(La/Yb)_N$ entre 18,78 e 247,45.

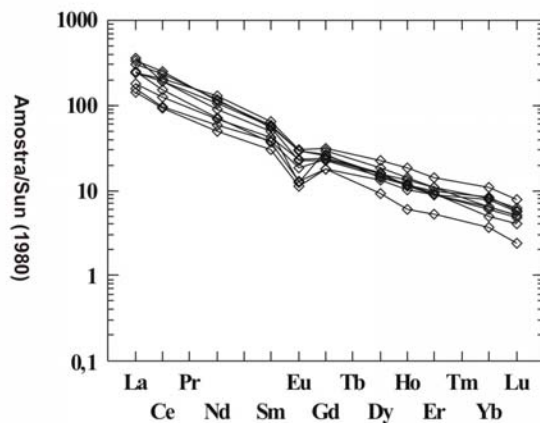


Figura V.30 - Padrão dos elementos terras raras dos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO), normalizados segundo os dados de Sun (1980).

V.3.5.2 –Bandas, Encraves e *Boudins* de Granulitos Básicos.

O estudo geoquímico empregado nas bandas, encraves e *boudins*, mostra que os tipos de granulitos básicos identificados anteriormente (Enc1, Enc2, Enc3, Enc4, Enc5) situam-se em posições distintas nos diagramas de Harker (1909), tanto para os elementos maiores quanto para os traços, indicando importantes diferenças químicas entre eles (Figura V.31). Com relação aos elementos maiores, os granulito básicos tipo 5 (Enc5) apresentam os mais elevados teores em TiO_2 , FeO , K_2O e P_2O_5 , quando comparados aos outros tipos de granulitos básicos (Figura V.31). Por outro lado as quatro amostras do tipo 4 (Enc4) se alinham grosseiramente mostrando uma tendência decrescente (correlação negativa) do TiO_2 , CaO e MgO e, contrariamente, uma tendência crescente (correlação positiva) para o Al_2O_3 e P_2O_5 (Figura V.31). Por sua vez, o tipo 2 (Enc2) apresenta os menores teores de TiO_2 , FeO , Na_2O e P_2O_5 , quando comparados aos outros tipos de granulitos básicos (Figura V.31). Por sua vez, a amostra representativa do granulito tipo 1 (Enc1) posiciona-se sempre próxima aos do tipo 4 (Enc4), sugerindo similaridades químicas entre ambos. A amostra representativa do granulito básico (Enc3) é a que exibe maior teor de MgO dentre todas, entretanto, por outro lado, mostra os menores teores de Na_2O , K_2O e P_2O_5 (Figura V.31)

Com relação aos elementos traços os granulitos básicos também mostram dispersão dos pontos representativos quando plotados nos diagramas de Harker (1909) (Figura V.32). Os do tipo 5 (Enc5) exibem os maiores valores em Rb, Ba, Nb e Zr dentro desses granulitos. Por outro lado, o tipo 4 (Enc4) mostra uma tendência crescente do Ba e, os maiores valores de Sr. O tipo 3 (Enc3) exibe os menores teores de Rb, Nb, Sr e Zr e maior de Y, Ni e Cr. O tipo 1 (Enc1) e 2 (Enc2) se encontram sempre posicionados próximos dos pontos representativos das amostras do tipo 4 (Enc4), sugerindo também similaridades químicas entre os três tipos (Figura V.32).

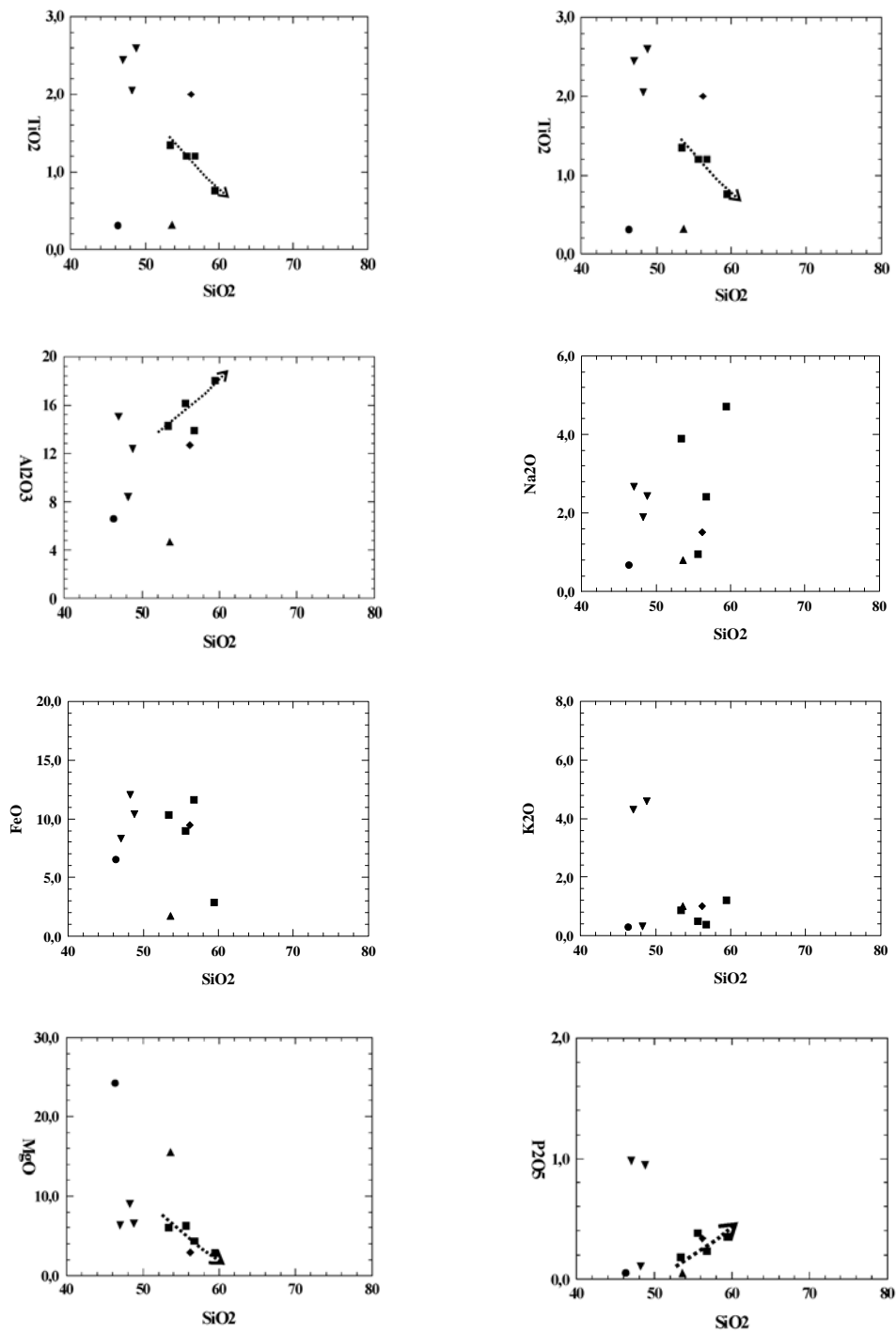


Figura V.31 - Elementos maiores dos granulitos básicos das bandas, encraves e *boudins* plotados nos diagramas de Harker (1909). ◆ - (Enc1), ▲ - (Enc2), ● - (Enc3), ■ - (Enc4) e ▼ - (Enc5).

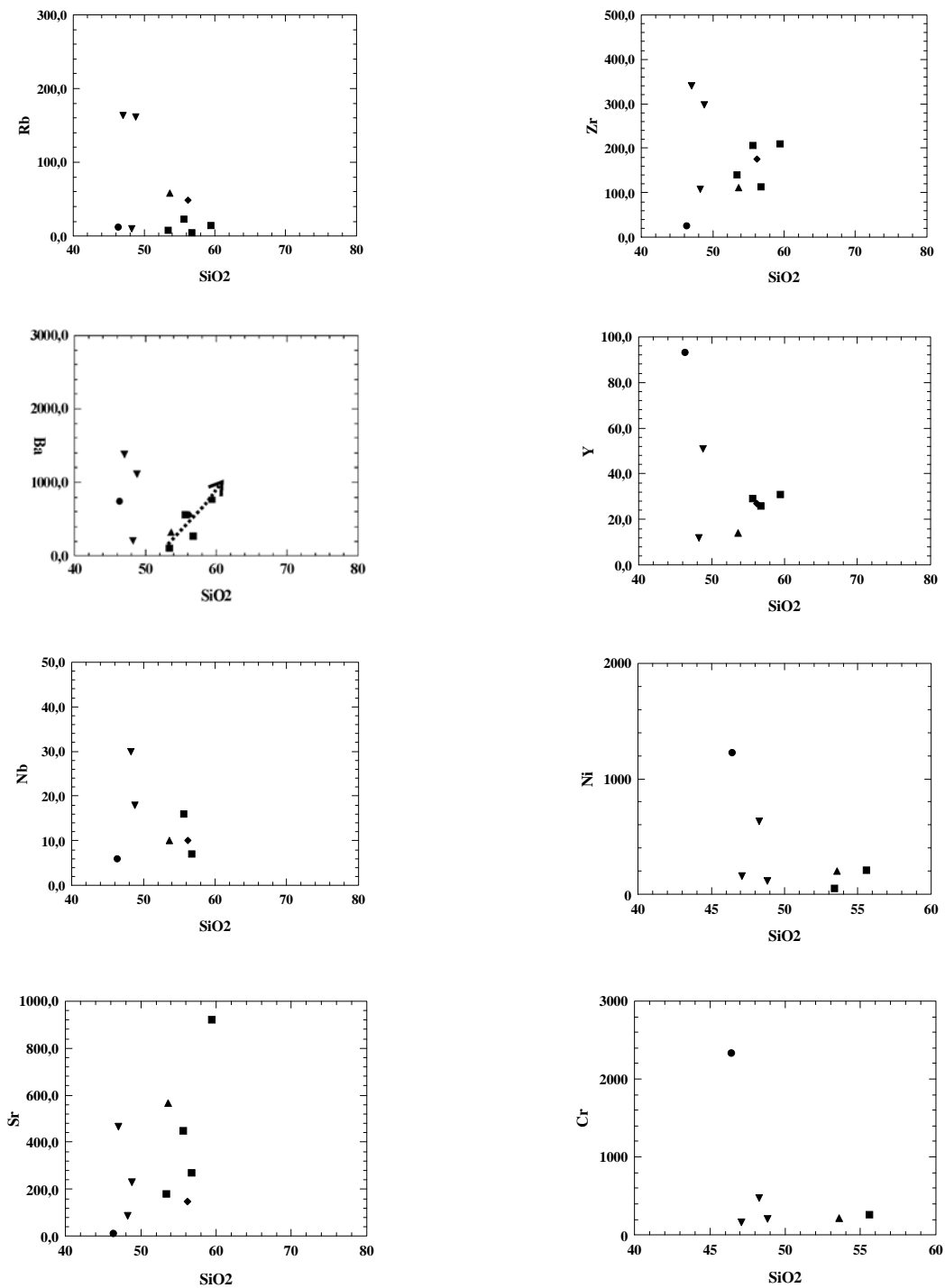


Figura V.32 - Elementos traços dos granulitos básicos das bandas, encaves e *boudins* plotados nos diagramas binários de Harker (1909). ◆ - (Enc1), ▲ - (Enc2), ● - (Enc3), ■ - (Enc4) e ▼ - (Enc5).

O *spiderdiagrama* com os elementos traços e alguns elementos terras raras dos granulitos básicos (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Zr, Sm, Eu, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb e Lu) mostram também a individualização e a caracterização de cada tipo mencionado acima (Figura V.33). Normalizados segundo os valores de MORB, todos se apresentam enriquecidos em elementos incompatíveis (LILE), como Cs, Rb e Ba e incompatíveis (HSFE) como U, Th e La. O tipo 1 (Enc1) (Figura V.33A) apresenta anomalia negativa de Rb, Ba, Nb, Sr, Nd, Dy e Er e, anomalia positiva de Cs, Th, U, La, Hf, Zr e Y. O tipo 2 (Enc2) (Figura V.33B) exhibe anomalia negativa de Ba, Nd, Ti e Dy e, anomalia positiva em Cs, U, La, Sr, Hf, Gd e Y. O Enc3 (Figura V.33C) exhibe anomalia negativa em Rb, Th, Nb, Sr, Zr e Eu e, anomalia positiva em Cs e U. O Enc4 (Figura V.33D) mostra anomalia negativa em Rb e Nb e, anomalia positiva em Cs, U e La. O Enc5 (Figura V.33E) possui anomalia negativa em Nb e Sr e, anomalia positiva em Zr.

Os espectros dos elementos terras raras (ETR) para os granulitos básicos, normalizados segundo os dados de manto primitivo de Sun (1980), são mostradas na Figura (V.34), com exceção do tipo Enc5, visto que não possui análise de ETR. Todos mostram significativo fracionamento com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados, principalmente o Enc1 (Figura V.34A). O Enc2 e Enc3 exibem significativa anomalia negativa em Eu, (Figuras V.34B, V.34C), enquanto que o Enc4, semelhantemente ao Enc1, aparece sem anomalia (Figura V.34D). De uma maneira geral, estes espectros apresentam razões de La_N variando entre 41,94 a 369,90, de Yb_N entre 1,5 a 19,55 e razões de $(La/Yb)_N$ entre 12,02 a 43,77 (Tabela V.6)

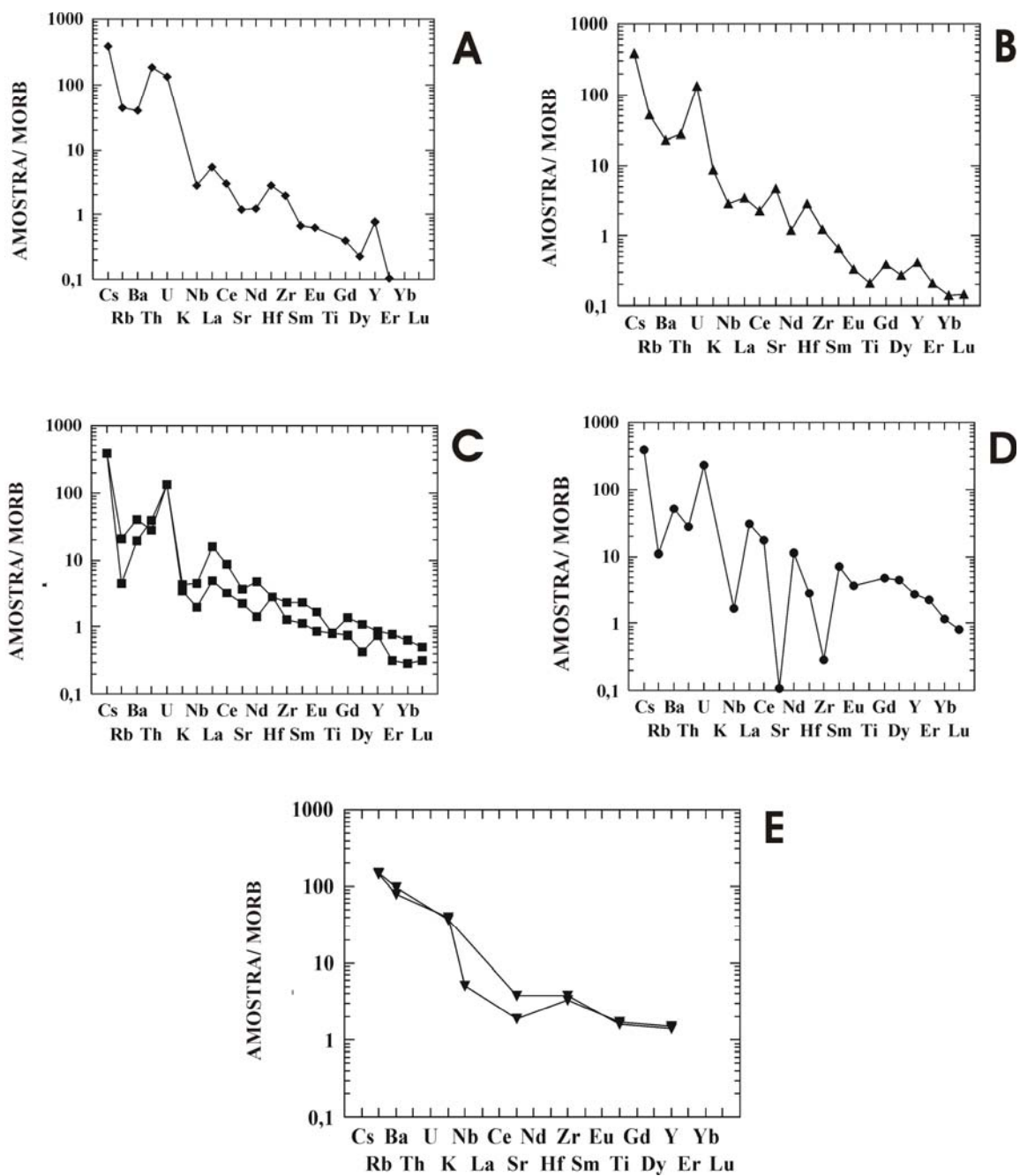


Figura V.33 – *Spiderdiagrama* dos granulitos básicos das bandas, encaves e *boudins* normalizados segundo os dados do MORB. **A** – tipo 1 (Enc1) (◆); **B** – tipo 2 (Enc2) (▲); **C** – tipo 3 (Enc3) (●); **D** – tipo 4 (Enc4) (■) e, **E** – tipo 5 (Enc5) (▼).

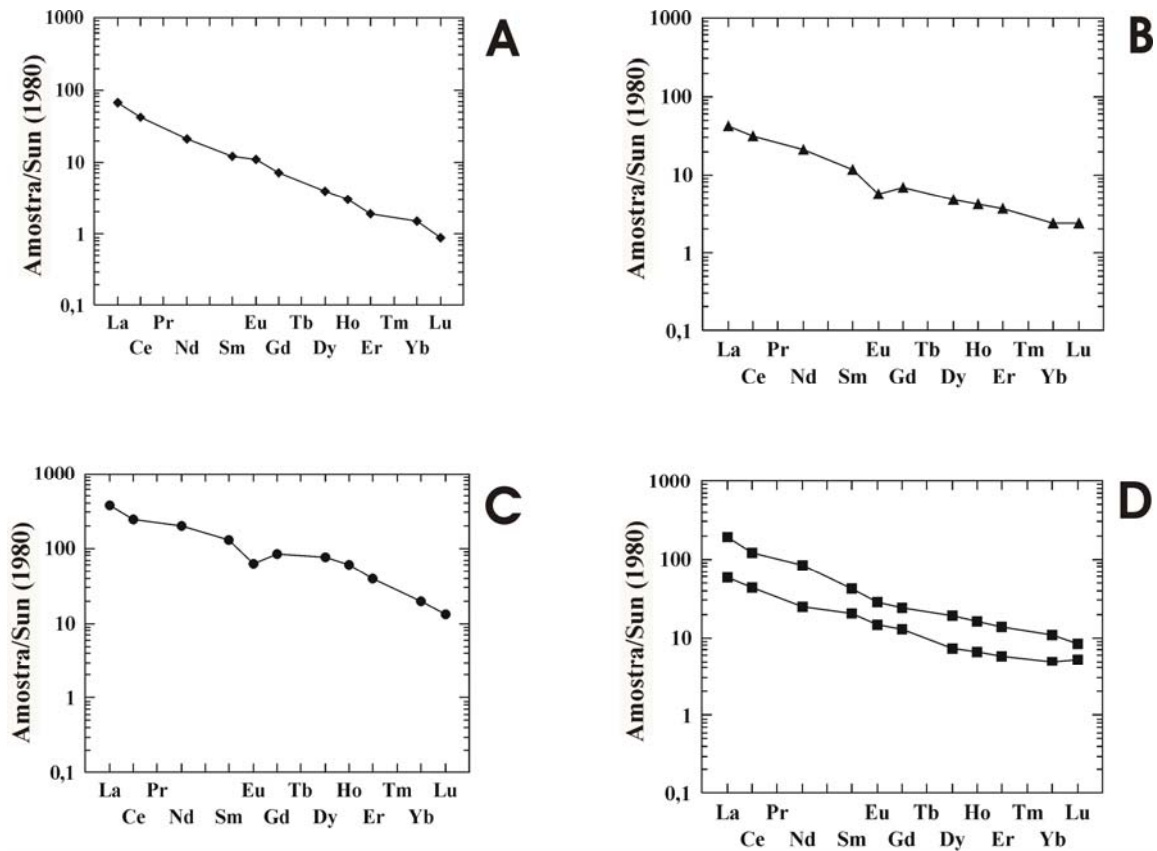


Figura V.34 – Padrão dos elementos terras raras das amostras das bandas, encaves e *boudins* de granulitos básicos do GH. Normalização segundo os dados do condrito de Sun (1980). ◆ - (Enc1), ▲- (Enc2), ● – (Enc3) e ■ – (Enc4).

V.3.5.3 – Leucocharnockitos com Granada e Cordierita.

Os dados geoquímicos dos leucocharnockitos com granada e cordierita, plotados nos diagramas de Harker (1909), permitiu visualizar, na maioria das vezes, certa organização dos pontos representativos das análises químicas de suas amostras (Figura V.35, V.36). No caso dos elementos maiores observa-se que à medida que aumenta teor de SiO_2 há uma tendência decrescente (correlação negativa) do TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO e Na_2O , refletindo o comportamento compatível para destes elementos e, em contrapartida, nota-se um acréscimo dos teores (correlação positiva) do K_2O , que exibe comportamento incompatível, restando no líquido durante a

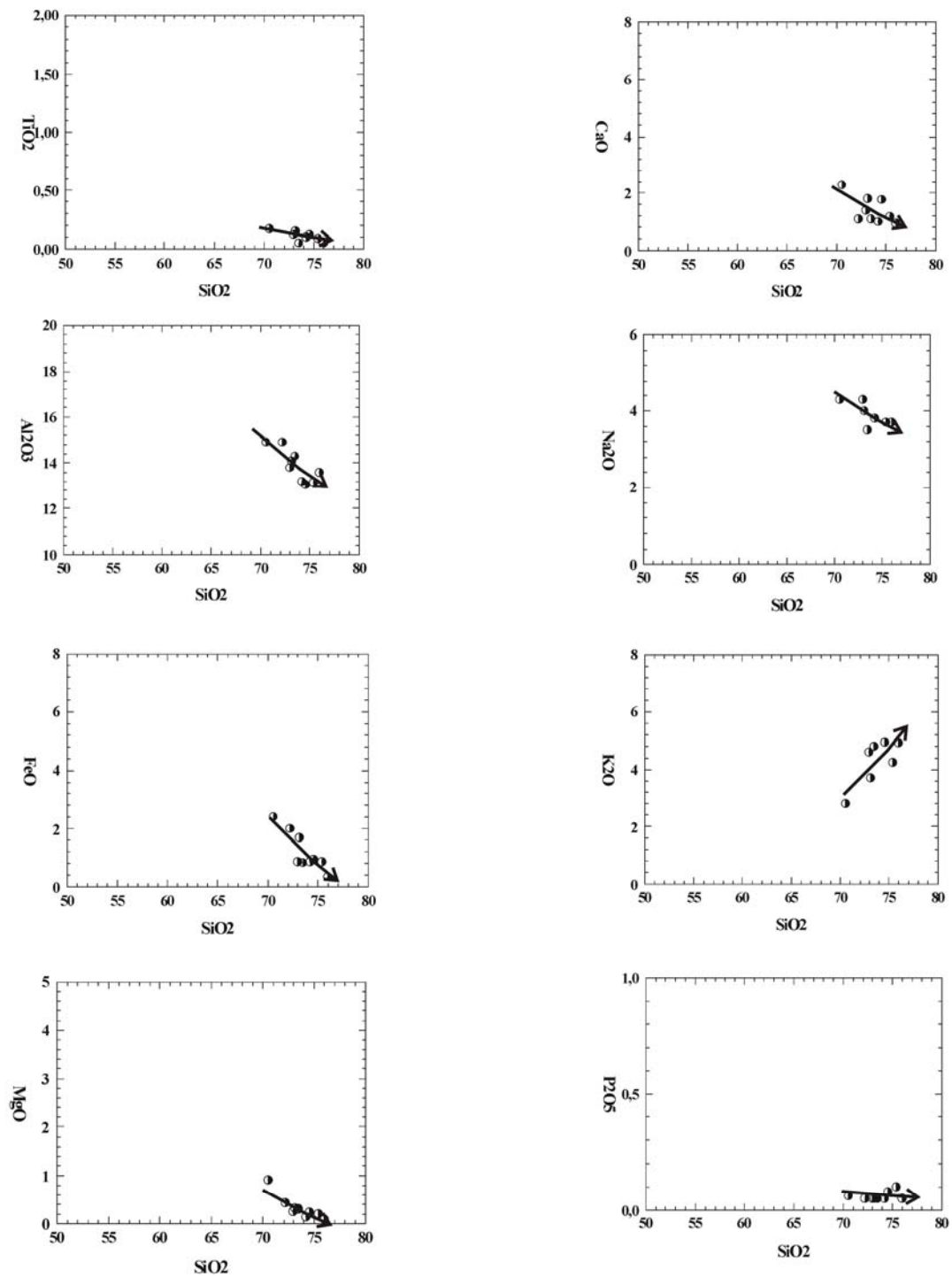


Figura V.35 - Elementos maiores dos leucogranitos plotados nos diagramas de Harker (1909).

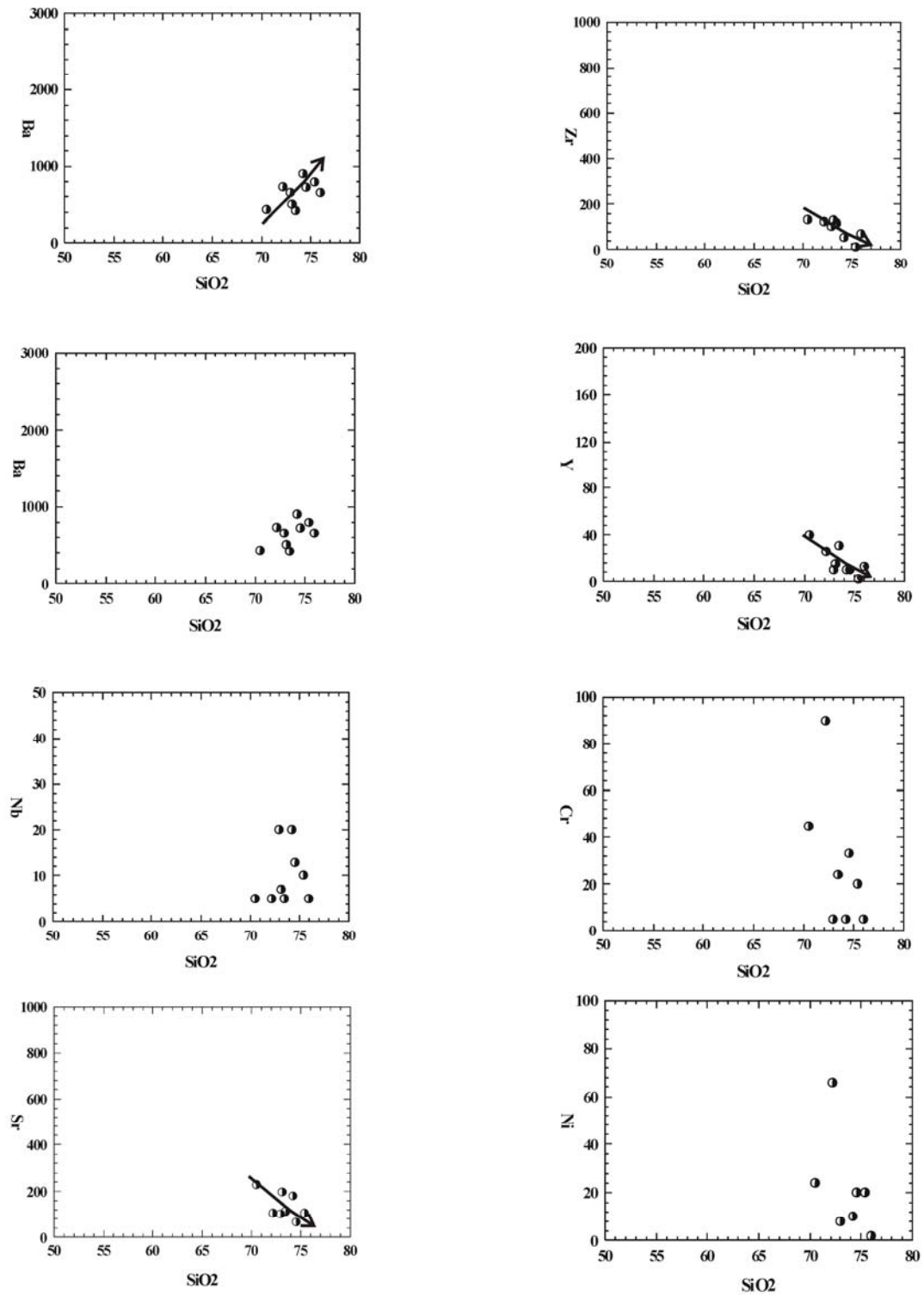


Figura V.36 - Elementos traços dos leucocharnockitos plotados nos diagramas de Harker (1909).

diferenciação magmática desses leucocharnockitos. Por outro lado, o P_2O_5 mostra-se aparentemente constante durante o processo de diferenciação magmática dessas rochas (Figura V.35).

Com relação aos elementos traços nota-se que o Sr, Zr e Y exibem um comportamento compatível durante os processos de diferenciação, enquanto que, o Rb mostra seu caráter incompatível acompanhando o K_2O , que é também incompatível. (Figura V.36). Os outros elementos traços mostram-se relativamente dispersos nos diagramas.

O *spiderdiagrama* com os elementos traços dos leucocharnockitos (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Hf, Zr, Sm, Eu, Ti, Gd, Dy, Y, Er, Yb e Lu), normalizados segundo os valores de MORB (Figura V.37), exibe um enriquecimento em LILE (100 vezes), e anomalias negativas em Nb, Sr e Ti, além de fracas anomalias positivas em La e Hf. Neste *spidergrama* observam-se também significativas diferenças nos valores normalizados de La e Lu.

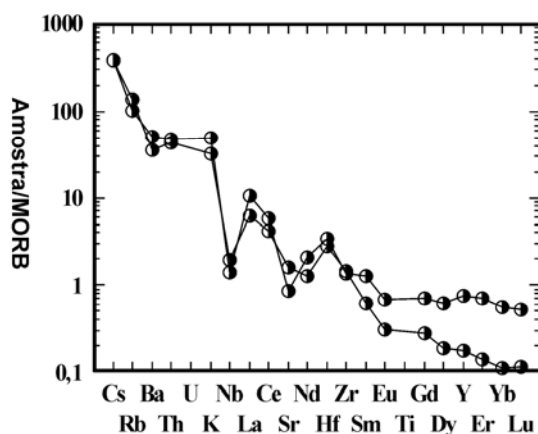


Figura V.37 - *Spiderdiagrama* dos leucocharnockitos normalizados segundo os dados de MORB.

Os espectros dos elementos terras raras para os leucocharnockitos foram elaborados e normalizados segundo os dados de manto primitivo de Sun (1980) (Figura V.38). Nesta figura observa-se significativo fracionamento com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento em terras raras pesados, além de incipientes anomalias negativas em Eu. Com efeito, estes espectros apresentam teores de La_N entre 73,65 a 127,11, de Yb_N entre 1,86 a 9,53 e razões $(La/Yb)_N$ variando entre 13,34 e 39,60.

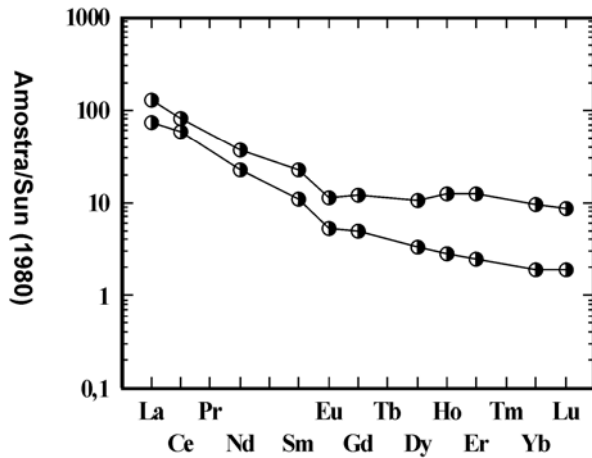


Figura V.38 – Padrão dos elementos terras raras dos leucocharnockitos normalizados segundo os dados de Sun (1980).

V.4 – Modelagem Geoquímica.

A modelagem geoquímica dos elementos maiores e traços dos granulitos (CH1), (CH2) e, dos charnockitos (CH6), foi elaborado empregando o *software* Gênesis 4 (Teixeira 1997), cujo algoritmo utiliza cálculos de balanço de massa de Stömmmer e Nicholls (1978). Isto permitiu calcular as composições químicas e modais do cumulado fracionado, a partir de um magma parental pré-escolhido e suas taxas de cristalização fracionada, usando interface de comunicação em Windows. A equação de Rayleigh (1896) foi utilizada quando se tratou de cristalização fracionada e a de Shaw (1970) quando se abordou a fusão parcial.

A quantificação deste modelagem teve como base a equação:

$$\mathbf{X} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{SiO}_2 + \mathbf{B} \text{ (para cada elemento maior analisado)}$$

Onde:

X = elemento químico;

A = inclinação da reta de diferenciação e,

B = ordenada na origem desta reta.

Segundo Moyer *et al.* (2001), a confiabilidade deste método é mantida se o somatório de todos os óxidos fecharem em 100%. Ainda sobre esta equação, a sua utilização permitiu prever o percentual em peso do óxido para cada elemento.

A modelagem dos elementos maiores foi baseada na lei do balanço de massas com as retas de regressão sendo definida a partir da expressão:

$$C_L = [C_o - (1-F) C_s] / F$$

Onde:

C_o = concentração (teor) do elemento no sólido inicial, no caso de fusão parcial (FP) ou, no líquido inicial, no caso de cristalização fracionada (CF);

C_s = concentração do elemento no resíduo (FP) ou cumulado (CF);

C_L = concentração do elemento no líquido e,

F = taxa de fusão.

Para o cálculo de **C_s** foram utilizados os somatórios ponderados da concentração do elemento nas fases minerais presentes no sólido (resíduo ou cumulado), segundo a seguinte expressão:

$$C_s = \sum X_i.C_i$$

Onde:

X_i = peso proporcional ou fração mássica do mineral *i* e,

C_i = concentração do elemento no mineral *i*.

A acuracidade deste modelagem é considerada boa quando a soma dos quadrados das diferenças ($\sum D^2$), para todos os elementos, é <1 (Martin 1985).

V.4.1 – Granulitos Enderbíticos-charnockíticos (CH1).

As composições dos elementos maiores utilizadas da modelização geoquímica para os granulitos (CH1) estão apresentadas na Tabela (V.8). Nesta Tese foram escolhidas as composições de (68,31%) e (74,40%) em SiO₂. A primeira composição refere-se à amostra (JA-11A) como o

representante do magma parental e a segunda, amostra (JA-49A) trata do representante do líquido diferenciado (Tabela V.8).

Os resultados obtidos por meio do balanço de massas com regressão para a cristalização fracionada dos granulitos (CH1) estão colocados na Tabela V.8. Nela observa-se que os elementos maiores quando modelados, apresentam um cumulado composto de 68,03% de plagioclásio (An₄₀), 24,17% de hornblenda, 7,62% de magnetita, 0,18% de ilmenita e 0,01% de allanita com uma taxa de cristalização fracionada (1-F) em torno de 30-31%. Com relação à acuracidade do método a soma dos quadrados das diferenças (ΣD^2) encontrado é menor do que 1, indicando que a modelagem empregada está coerente (Martin 1985).

Com o sucesso obtido na modelização dos elementos maiores, verificou-se se elementos traços, com ênfase no Nb, Sr, Zr e Y, poderiam também dar resultados aceitáveis. Neste caso, a modelagem geoquímica passou a ser regida pela lei das soluções diluídas de Henry, que fornece a expressão:

$$T_i/T_L = Kd$$

Onde:

T_i = teor do elemento no mineral;

T_L = teor do líquido e,

Kd = coeficiente de partição para um determinado equilíbrio cristal-líquido, que segundo Rollinson (1993) é influenciado pela temperatura, pressão, composição do fundido, atividade do oxigênio, composição química do cristal e conteúdo de água no líquido.

No processo do modelagem dos elementos traço, considerou-se também a cristalização fracionada segundo a lei de Rayleigh (1896), estabelecendo que os cristais, logo que formados, são removidos do local de cristalização deixando os elementos traços em desequilíbrio com o meio. Tal processo de cristalização é expresso pela equação:

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)}$$

Onde:

C_L = concentração do elemento traço no líquido diferenciado;

C₀ = concentração do elemento traço no líquido inicial;

F = taxa de líquido remanescente e,

D = coeficiente de distribuição geral, que é obtido pela equação:

$$D = \sum X_i \cdot K_{di}$$

Onde:

X_i = proporção do mineral *i* no cumulado e,

K_{di} = coeficiente de partição (mineral *i*)/líquido.

Nos modelos baseados no *software* Gênesis 4 (Teixeira 2005), e no comportamento dos elementos traços se fez necessário conhecer os parâmetros C_o, F e D, devendo-se destacar que o valor de F já tinha sido obtido com a modelagem dos elementos maiores (Tabela V.8).

Para a modelização dos elementos terras raras, foram utilizadas as mesmas amostras selecionadas para os elementos maiores (Tabela V.8), cujos valores foram normalizados pelos os dados de manto primitivo de Sun (1980). Chama-se a atenção que esta só dá resultados satisfatórios quando são adicionadas pequenas quantidades de allanita no cumulado (Tabela V.8). Este mineral não é encontrado nas lâminas petrográficas estudadas, tendo provavelmente transformado em outro, durante a recristalização de alto grau. De forma similar à presença da allanita, a modelagem também se torna mais coerente quando se extrai o Ba do cálculo. Por outro lado, para explicar a anomalia negativa de Eu no modelo calculado, deve ser notado que, na tabela V.8, 68% de plagioclásio fica no cumulado, o que pode causar significativa anomalia negativa de Eu. Entretanto, a presença de hornblenda, neste resíduo e, com valor baixo do K_{dEu} (quando comparado com os K_{dSm} e K_{dGd}) resulta em um parcial cancelamento do efeito do fracionamento do plagioclásio com relação à anomalia negativa em Eu.

Os resultados obtidos a partir da modelagem dos elementos terras raras para os granulitos (CH1), são mostrados na Figura V.39. Pode-se observar bom ajuste entre os dados calculados (CF 30-31%) e os dados da amostra JA-49A, sobretudo para os elementos Nd, Dy e Lu. Em função disso, a amostra JA-11A pode ser considerada como representante do magma parental dos granulitos (CH1).

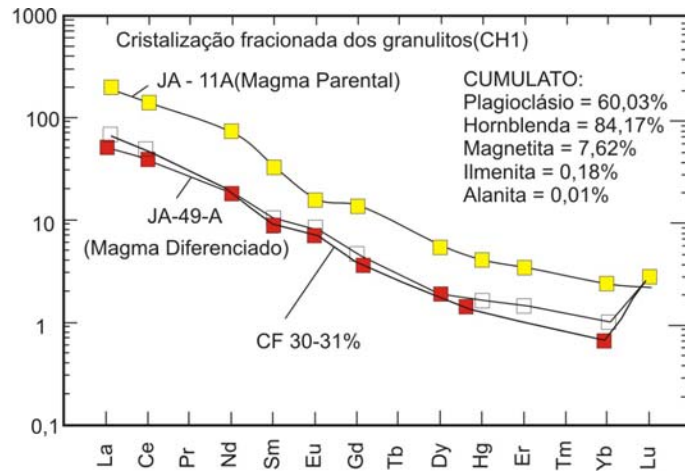


Figura V.39 - Diagrama comparando os padrões dos elementos terras raras das amostras JA-11A e JA-49A dos granulitos (CH1) com os resultados da modelagem geoquímica considerando a cristalização fracionada. A composição do cumulado e a taxa de cristalização fracionada (CF) (30-31%) foram determinadas usando os valores dos elementos maiores da Tabelas (V.1Ae V.1B). Os dados utilizados na normalização são de manto primitivo de Sun (1980).

Tabela V.8 - Composições dos elementos maiores (%) obtidas através da modelagem geoquímica considerando a cristalização fracionada dos protólitos dos granulitos (CHI), utilizando o *software* *Genesis 4* de Teixeira (2005).

Elementos	Magma parental (JA-11 A)	Magma diferenciado (JA-49 A)	Taxa de cristalização fracionada (30-31%)	Composição modal do cumulado (%)
SiO ₂	68,31	74,26	74,25	Plagioclásio = 68,03
Al ₂ O ₃	15,26	13,97	13,79	Hornblenda = 24,17
Fe ₂ O ₃	4,91	0,98	1,29	Magnetita = 7,62
MgO	0,81	0,34	0,35	Ilmenita = 0,18
CaO	2,92	1,20	1,66	Alanita = 0,01
Na ₂ O	4,14	3,52	3,22	
K ₂ O	3,13	5,53	4,71	
TiO ₂	0,46	0,11	0,43	
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,09	

V.4.2 – Granulitos Enderbíticos-Charnockíticos (CH2).

As composições dos elementos maiores utilizados na modelagem geoquímica dos granulitos (CH2) estão apresentadas na tabela V.9. Foram escolhidas as amostras IJ-17 com 67,87% em SiO₂, como o representante do magma parental e a amostra ZI-10 com 73,05% em SiO₂, como representante do líquido diferenciado (Tabela V.9).

Os resultados obtidos por meio do balanço de massas dos elementos maiores para a cristalização fracionada dos granulitos (CH2) (Tabela V.9), mostra um cumulado composto de 47,3% de plagioclásio (An₄₀), 21,3% de hornblenda, 13,9% clinopiroxênio, 7,2% de magnetita, 6,9% de ilmenita e 3,4% de apatita, ficando sua taxa de cristalização fracionada (1-F) em torno de 19-20%. A soma dos quadrados das diferenças (ΣD^2) encontrada foi menor do que 1, indicando que a modelagem proposta foi coerente (Martin, 1985).

De maneira análoga aos granulitos (CH1), foi feita a modelagem dos elementos traços, com ênfase no Nb, Sr, Zr e Y, para posteriormente se abordar os Elementos Terras Raras. De maneira similar aos granulitos (CH1), a modelagem geoquímica dos elementos traços dos granulitos (CH2), foi regido pela lei das soluções diluídas de Henry, cuja expressão esta colocada no item anterior. Neste processo de modelagem para os elementos traços, utilizou-se também a cristalização fracionada segundo a lei de Rayleigh (1896), onde os cristais logo que formados, são removidos do líquido, indicando que os elementos traços não estão em equilíbrio com o meio. Partindo desse modelo, no *software* Gênese 4 (Teixeira, 2005), se fez necessário conhecer os parâmetros C₀, F e D. O valor de F foi obtido com a modelagem dos elementos maiores (Tabela V.9) e para o cálculo do D a expressão utilizada foi aquela colocada no item anterior.

Na modelagem dos elementos terras raras dos granulitos (CH2) foram selecionadas as mesmas amostras utilizadas no cálculo dos elementos maiores ou sejam: IJ-17 e ZI-10 (Tabela V.9). Normalizada pelo condrito de Sun (1980), a amostra IJ-17 foi considerada como magma parental e a ZI-10 como magma diferenciado (Tabela V.9). Os resultados obtidos são mostrados na figura V.40. Pode-se observar que a cristalização fracionada causa um efeito moderado no padrão dos ETR, havendo bom ajuste entre os dados calculados (considerando CF \approx 19-20%) e os dados da amostra ZI-10, sobretudo para os elementos Ce, Sm, Eu e Lu. Em função disso, a amostra IJ-17 pode ser efetivada como representante do magma parental dos granulitos (CH2).

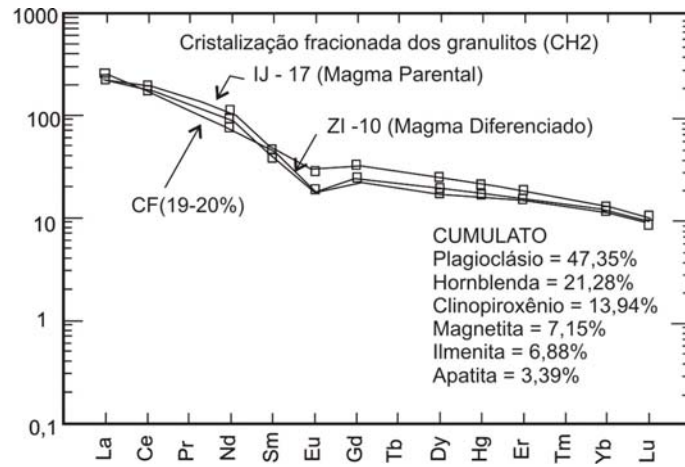


Figura V.40 – Diagrama comparando os padrões dos elementos terras raras as amostras IJ-17 e ZI-10 dos granulitos CH2 considerando processo de cristalização fracionada. A composição do cumulado e a taxa de cristalização fracionada (CF) (19-20%) são determinadas usando os valores dos elementos maiores da Tabelas (V.2A, V.2B, V.2C).

Tabela V.9 - Composições dos elementos maiores (%) obtidas através da modelagem geoquímica considerando a cristalização fracionada dos protólitos dos granulitos (CH2), utilizado o software Gênese 4 de Teixeira (2005).

Elementos	Magma parental (LJ 17)	Magma diferenciado (ZI 10)	Cristalização fracionada (19-20%)	Composição modal do cumulado (%)
SiO ₂	67,87	73,05	73,35	Plagioclásio = 47,35
Al ₂ O ₃	13,12	13,13	13,21	Hornblenda = 21,28
Fe ₂ O ₃	6,89	3,72	3,58	Clinopiroxênio = 13,94
MgO	0,89	0,43	0,36	Magnetita = 7,15
CaO	2,90	1,30	1,27	Ilmenita = 6,88
Na ₂ O	2,60	2,60	2,43	
K ₂ O	4,41	5,41	5,47	
TiO ₂	1,00	0,30	0,29	
P ₂ O ₅	0,32	0,06	0,03	

V.4.3 –Charnockitos (CH6).

A modelagem geoquímica dos charnockitos (CH6) é apresentada no item V.5.2, na tabela V.10 e na figura V.41.

V.5 – Possíveis Fontes Magmáticas.

V.5.1 – Granulitos Enderbíticos-charnockíticos (CH1) e (CH2).

Diversas possibilidades foram testadas na determinação das fontes dos protólitos dos granulitos (CH1) e (CH2). Por exemplo: o manto enriquecido ou *depletado*; o tholeito arqueano de Martin (1986); os TTGs de Barker & Arth (1976) e, o toleito arqueano enriquecido de Condie (1981). Este último aparece como uma possível fonte dos granulitos (CH1) e (CH2). A fusão parcial (F = 24%) dessa fonte poderia ter produzido, em ambiente de fácies anfibolito, um magma parental do (CH1), deixando como resíduo um cumulado de clinopiroxênio (42,5%), granada (23,4%), plagioclásio An₆₀ (23,0%), hornblenda (6%), magnetita (2,7%) e de ilmenita (2,4%). Similarmente, este mesmo toleito arqueano de Condie (1982) poderia também ter gerado um magma, nas mesmas condições crustais das rochas (CH1), para formar, por cristalização fracionada, as rochas (CH2). Para que isto fosse possível, seria necessária uma taxa de fusão de 23%, produzindo um cumulado formado de clinopiroxênio (33,7%), plagioclásio An₆₀ (26,1%), hornblenda (21,9%), granada (14,0%), magnetita (2,8%) e ilmenita (1,5%). Vale frisar que estes plutonitos não possuíam ortopiroxênio, eles foram gerados na fácies anfibolito, sendo posteriormente transformado, pelo metamorfismo, em granulitos (CH1) e (CH2).

V.5.2 – Charnockitos (CH6).

A modelagem geoquímica mostrou que os charnockitos intrusivos (CH6), encontrados ao norte da área pesquisada (Mapa Geológico Anexo) foram produzidos por processos de fusão parcial (Figura V.22). Utilizando-se o software Gênese 4 (Teixeira 2005), interpretou-se a geração dos plutons CH6 como formados por processos de fusão parcial (FP = 75-78%). Considerou-se a

composição química da média de 46 amostras dos granulitos (CH2), chegando-se próximo à composição química do charnockito (CH6) (média de 12 amostras) (Tabela V.10 e Figura V.41). Entretanto, vale destacar, para que o processo de fusão parcial das rochas (CH2) pudesse ocorrer, gerando as rochas CH6, foi necessário admitir uma taxa de fusão elevada dos granulitos (CH2), em torno de 75-78%.

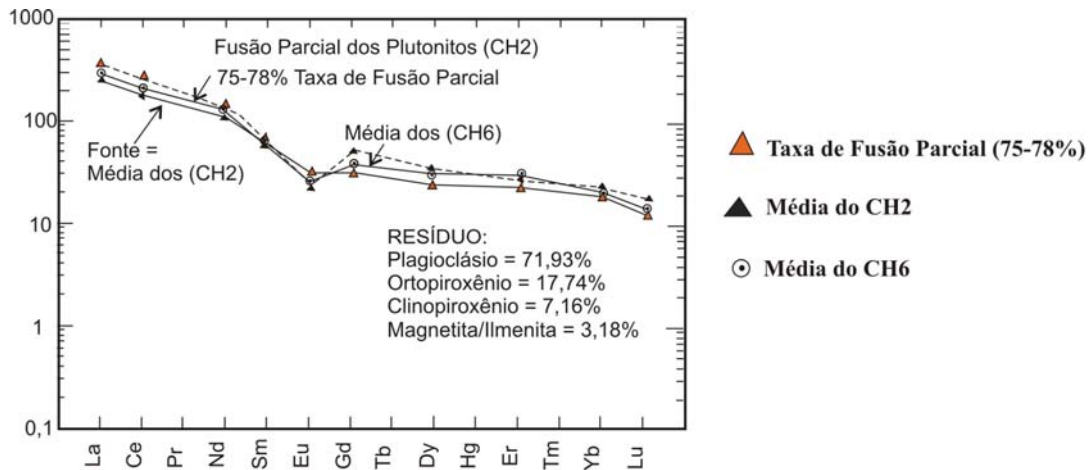


Figura V.41 - Diagrama dos padrões dos elementos terras raras do magma parental dos charnockitos CH6. Nesta figura mostra-se a comparação dos padrões dos ETR do magma derivado da fusão parcial (75-78%) dos granulitos do CH2, a modelagem foi realizada utilizando-se os valores obtidos da média de 12 amostras dos charnockitos CH6 e também da média das 46 amostras dos granulitos (CH2) (Tabela V.4.1). A composição do resíduo e a taxa de fusão parcial (FP = 75-785%) foram determinadas usando-se os valores contidos na tabela V.41. Os valores do condrito são de Sun (1982).

O resíduo cumulático granulítico obtido com esta fusão parcial deixou com uma composição mineralógica constituída de plagioclásio (71,93%), ortopiroxênio (17,74%), clinopiroxênio (7,16%) e magnetita/ilmenita (3%). Nesses plutons (CH6) observa-se, tanto no líquido cristalizado (granulitos CH6) como no resíduo, a presença do ortopiroxênio, indicando que este processo de fusão poderia ter ocorrido sob condições da fácies granulito.

Tabela V.10 Elementos maiores dos granulitos CH1 e CH2, mostrando o modelamento por fusão parcial da média do CH2 produzindo o Ch6.

Elementos	Média de 36 amostras do CH1		Média de 46 amostras do CH2		Fusão parcial (75-78%) do CH2		Média de 12 amostras do CH6		Composição modal do líquido residual (%)	
SiO ₂	72,25	69,34	72,70	72,74	72,70	72,74	72,74	72,74	Plagioclásio = 71,93	
Al ₂ O ₃	13,96	13,12	12,35	12,25	12,35	12,25	12,25	12,25	Ortopiroxênio = 17,74	
Fe ₂ O ₃	2,96	6,02	4,76	4,60	4,76	4,60	4,60	4,60	Clinopiroxênio = 7,16	
MgO	0,48	0,71	0,55	0,36	0,55	0,36	0,36	0,36	Ilmenita/ magnetita = 3,88	
CaO	1,90	2,50	1,49	1,33	1,49	1,33	1,33	1,33		
Na ₂ O	3,52	3,02	2,56	2,58	2,56	2,58	2,58	2,58		
K ₂ O	4,41	4,18	5,24	5,51	5,24	5,51	5,51	5,51		
TiO ₂	0,38	0,78	0,50	0,46	0,50	0,46	0,46	0,46		

V.6 – Conclusões Parciais.

A área estudada foi fortemente deformada e atingida por um metamorfismo da fácies granulito. Este metamorfismo promoveu o reequilíbrio metamórfico mas ocasionou pequenas modificações nas composições químicas das rochas originais dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) e (CH2), dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), e dos granulitos heterogêneos, não dificultando muito o resgate da evolução magmática dessas unidades essencialmente plutônicas. Verifica-se que, as feições geoquímicas foram preservadas, como se observa nos diagramas binários de Harker tanto para os elementos maiores como para os traços. Nestes diagramas verifica-se uma boa distribuição dos pontos representativos das análises químicas de quase todas os litotipos permitindo caracterizá-las do ponto de vista geoquímico, inclusive permitindo se aplicar as técnicas da modelagem geoquímica.

Os granulitos (CH1) e (CH2) foram suítes granodioríticas a graníticas, cálcio-alcálicas de médio-K, formadas em ambiente da fácies anfíbolito, onde o processo de cristalização fracionada foi o mais marcante nas suas diferenciações magmáticas. O cumulado gerado pelo (CH1) foi constituído basicamente de plagioclásio, hornblenda, magnetita, ilmenita e allanita. Os resultados do modelamento mostraram-se satisfatórios quando adicionadas pequenas quantidades de allanita no cumulado. Embora ela não tenha sido observada nesses granulitos, porque provavelmente foi transformada durante o processo metamórfico de alto grau a que essas rochas foram submetidas, a allanita, teve uma função importante durante o processo magmático evolutivo dessas rochas, visto que ela controla a distribuição dos elementos traços (Zr e P) e das terras raras, principalmente os ETR leves.

O cumulado gerado pelo (CH2) foi constituído basicamente de plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, magnetita, ilmenita e apatita. Semelhantemente ao (CH1), os resultados do modelamento mostraram-se satisfatórios quando adicionadas pequenas quantidades de allanita no cumulado e quando se extrai o Ba. O modelamento funciona na ausência do ortopiroxênio na assembléia cumulática granulítica dos (CH2) e também do (CH1). Este fato indica que estes corpos plutônicos foram formados em nível crustal correspondente à fácies anfíbolito. Sendo assim, o ortopiroxênio, sempre presente, tanto no (CH1), quanto no (CH2), deve ter sido produzido pelo metamorfismo granulítico que atingiu essas rochas.

A caracterização geoquímica e o modelagem geoquímica excluem a possibilidade do magma precursor do (CH1) e (CH2) ter sido derivado de antigos TTGs. De fato, os TTGs são mais ricos em SiO₂ do que o magma parental do (CH1) e (CH2). O modelamento geoquímico aqui empregado indica: (i) que os magmas parentais foram gerados por fusão parcial de um tholeito arqueano, com enriquecimento em LILE e que (ii) seus magmas parentais resultaram de uma taxa de cristalização fracionada em torno de 30-31% (CH1) e 19-20% (CH2).

Os charnockitos (CH6) são mais ricos em sílica do que os (CH1) e (CH2) tendo composição essencialmente granítica. O processo de fusão parcial foi o mais marcante na diferenciação destes charnockitos. A caracterização geoquímica, principalmente os padrões dos ETRs, somado ao modelamento geoquímico empregado, sugerem que estes charnockitos (CH6) foram gerados pela fusão parcial do granulito (CH2), com uma taxa de 75-78%. A composição do líquido residual neste processo de fusão parcial era constituída por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio. A presença de 71,93% de plagioclásio promove uma acentuada anomalia em Eu, conforme foi explicado. A modelagem proposta dos charnockitos (CH6) indica a necessária presença do ortopiroxênio. Sendo assim ele deve ter sido formado sob condições da fácies granulito.

A caracterização geoquímica dos granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) mostra eles foram provenientes de suítes de composição essencialmente granítica, cálcio-alcalinas de médio K e, como assinalado antes, não tiveram nenhuma afinidade geoquímica com os TTGs arqueanos.

Os granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) representavam suítes granodioríticas e graníticas, cálcio-alcalinas de médio K, sem nenhuma afinidade geoquímica com os TTGs arqueanos. A existência de anomalia negativa de Eu nos padrões do ETRs destes granulitos sugere que durante os processos de diferenciação, o plagioclásio provavelmente deve ter ficado, em boa quantidade no líquido residual.

Os leucocharnockitos com granada e cordierita possuem uma razão média Na₂O/K₂O de 0,83, típica de granitos do tipo “S” (Hine *et al* 1978), inclusive, estas rochas, quando plotadas no diagrama binário Na₂O/K₂O *versus* SiO₂ de Garrels & Mackenzie (1971), se posicionam no campo ígneo (Barbosa *et al.* 2003). Segundo estes últimos autores, a associação no campo, sempre constante com os granulitos alumino-magnesianos ou kingizitos, leva a considerar que estes

leucocharnockitos foram originados por fusão parcial destas últimas rochas formando assim, no pico da granulitização, granitos do tipo 'S'.

Do ponto de vista petroquímico as bandas, encraves e *boudins* de granulitos básicos, tiveram origem ígnea. Com efeito, as altas concentrações em Ti, Fe e Cr sugerem que eles poderiam ter sido basaltos/gabros de fundo oceânico. Na caracterização geoquímica destes granulitos básicos, eles foram separados em cinco tipos distintos: os tipos Enc1 e Enc4 foram formados a partir de magmas tholeíticos, enquanto que o tipo Enc5 foi formado de magmas cálcio-alcálicos. Por sua vez, os tipos Enc2 e Enc3, constituídos predominantemente por ortopiroxênios e clinopiroxênios, e subordinadamente por hornblenda e plagioclásio, apresentam altos valores de MgO (15,5% e 24,2%), teores de TiO₂ em torno de 0,3, razão CaO/Al₂O₃ entre 0,625 e 1,09, altas razões Mg/(Mg+Fe) (0,901 e 0,788), valores de Ni > 100 ppm e valores de Cr > 140 ppm. Diante desses dados, sugere-se que o Enc2 foi formado por um magma basáltico/piroxenítico e, o Enc3 por magma komatiítico peridotítico.

VI.1 – Introdução.

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos, sobretudo no que diz respeito às condições P-T presentes nas proximidades dos Domos de Brejões e Santa Inês, baseado-se no estudo das texturas metamórficas e das assembléias mineralógicas dos granulitos alumino-magnesianos ou kinzigitos e dos leucocharnockitos com granada e cordierita, ambos pertencentes a unidade paraderivada dos granulitos heterogêneos (GH). Os granulitos alumino-magnesianos ou kinzigitos podem ser definidos como rochas “padrão” no processo de definição das condições de temperatura e pressão, a que a área foi submetida, por geralmente conter uma grande variedade de assembléias minerais que são sensíveis às condições de P-T do metamorfismo e preservar as microestruturas, que são úteis na determinação da seqüência de reações minerais (Waters 1991, Hensen, 1987). Os resultados obtidos, através da investigação das reações metamórficas existentes nestes dois litotipos, que governaram a cristalização das fases, permitiram estabelecer variáveis termodinâmicas, ao longo do tempo, através da construção da trajetória P-T-t da evolução do metamorfismo da área. Foram descritos e discutidos no Capítulo VII, a geologia dos granulitos alumino-magnesianos ou kinzigitos e dos leucharnockitos com granada e cordierita, situados próximo da área do Domo de Brejões, no Bloco de Jequié (BJ) (Figura III.1, Figura VI.1 e Mapa Geológico Anexo).

O Domo de Brejões e de Santa Inês são formados por charnockitos (CH6) e que intrudiram sob condições da fácies granulito de pressão baixa a intermediária (5-8 kbar). Amostras coletadas longe do Domo, dos granulitos alumino-magnesianos ou kinzigitos, obteve-se temperaturas na ordem de 850° C, similares àquelas determinadas para o pico do metamorfismo regional granulito. Entretanto, as amostras desse mesmo litotipo, coletadas perto do Domo de Brejões, são observadas a paragênese hercynita + quartzo, que indica altas temperaturas, aproximadamente de 900-1000° C, sugerindo que o corpo charnockítico (CH6) de Brejões, na sua colocação promoveu um aumento local na temperatura, acima da temperatura pico do metamorfismo regional granulito da área de Tese.

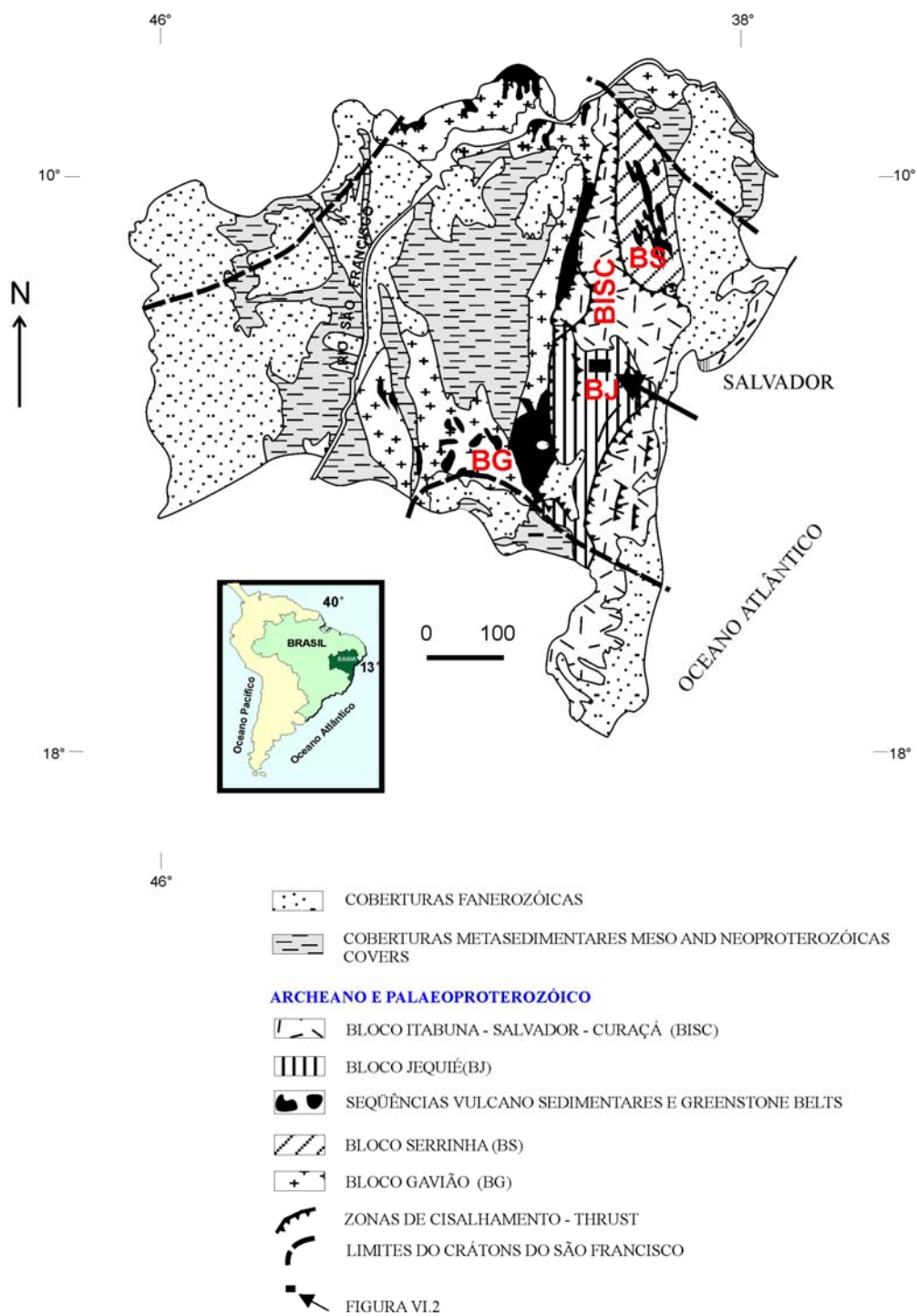


Figura VI.1 – Domínios Geotectônicos na Bahia com a localização da área de estudo (Barbosa e Dominguez 1996).

As assembléias quartzo-espiniólio e de quartzo-hercinita (espiniólio pobre em Zn) podem ser observados em vários granulitos alumino-magnesianos expostos na Terra, como por exemplo, na Antártica (Ellis *et al.* 1980, Sandiford & Powell 1986 Clarke *et al.* 1989), na Noruega (Tobi *et al.* 1985), na Índia (Lal *et al.* 1987), na Austrália (Warren & Hensen 1989), na África do Sul (Waters 1989), em Madagascar (Nicollet 1990), na Argélia (Ouzegane & Boumaza 1996), e no Brasil (Moraes & Fuck 2000). A investigação destas áreas e dados experimentais mostrou que a associação de hercynita+quartzo somente é formada sob condições de alta temperatura e baixo/intermediária pressão (Waters 1991). Adicionalmente, a paragênese hercynita pobre em Zn+quartzo são de grande interesse, porque reflete condições térmicas anormais e um gradiente térmico anormal dentro da crosta continental. Conseqüentemente, o estudo destes granulitos pode conduzir a melhor avaliação das condições da P-T e do contexto geodinâmico em que as rochas desta área foram submetidas.

VI.2 - Geologia do Domo de Brejões.

A área em torno do Domo de Brejões compreende as seguintes unidades de rocha: (i) granulitos heterogêneos (GH) são expostos na parte central da área do estudo, cercando o Domo de Brejões, de Santa Inês; (ii) estruturas dômicas constituídas por charnockitos (CH6); (iii) granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1 e CH2) e, (iv) granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4). Os granulitos heterogêneos (GH), com idades modelo de TDM de 2,9-3,2 Ga (Ver Capítulo VII – Geocronologia), é formada essencialmente de uma associação de granulitos charnoenderbíticos-charnockíticos ortoderivados (CHO) e encaves rochas supracrustais, que constituem as camadas grossas de 20-50 cm a de 1-5 m, concordantes com a foliação regional da rocha. Por vezes, ocorrem na forma de camada métricas, como por exemplo, aquela que cerca o Domo de Brejões e no Nappe de Irajuba (Figura VIII.1, Figura VI.2 e Mapa Geológico em anexo).

Os granulitos charnoenderbíticos-charnockíticos ortoderivados (CHO) são de granulação média a grossa e geralmente verde-acinzentados. Podem apresentar migmatização e contém leucosomas do ortopiroxênio. Por vezes, estas rochas podem apresentar assembléias de granada-ortopiroxênio-plagioclásio-quartzo (Ver Capítulo III – Geologia Local e Petrografia).

As rochas supracrustais são formadas por bandas de granulitos básicos (basaltos e basaltos andesíticos), bandas de granulitos ácidos quartzo-feldspáticos, granulitos alumino-magnesianos ou

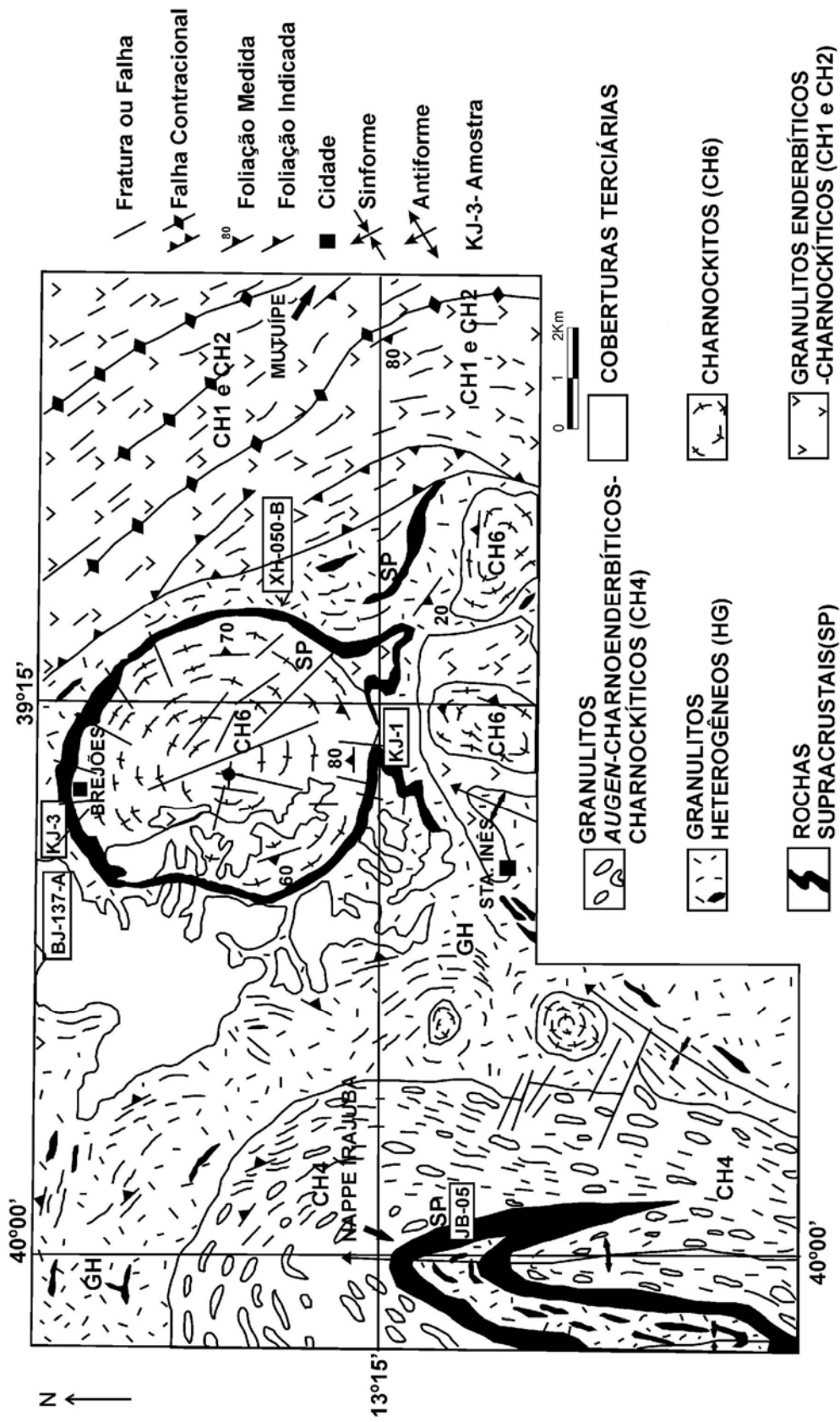


Figura VI.2 - Mapa Geológico simplificado da área do Domo de Brejoões, Bloco Jequié, Bahia, Brasil (Barbosa *et al.*, 2004).

kinzigitos, leucocharnockitos com granada e cordierita, metacherts e quartzitos portadores ou não de granada e ortopiroxênio, níveis máficos/ultramáficos serpentinizados, formações ferríferas bandadas e metagrafitos, equilibrados sob condições do fácies do granulito (Ver Capítulo III – Geologia Local e Petrografia) (Figura VIII.1, Figura VI.2 e Mapa Geológico em anexo).

Nos leucocharnockitos com granada e cordierita foi coletada a amostra XH-050-B, situada a leste do Domo de Brejões (Figura VIII.1, Figura VI.2 e Mapa Geológico em anexo). Esta rocha é verde-acinzentada, apresenta-se com as faixas com espessuras centimétricas, ricas em ortopiroxênio mais escuras e faixas ricas em quartzo-mesopertita mais claras. Os cristais de granada estão dispersos dentro da rocha, mas tendem a ser mais abundantes nas faixas escuras (Ver Capítulo III – Geologia Local e Petrografia).

Os granulitos alumino-magnesianos ou kinzigitos ocorrem na forma de bandas avermelhadas, com espessuras centimétricas a métricas, de granulação média a grossa, ricas em cristais avermelhados de granada, bem como cordierite + espinélio, dentro de uma matriz de quartzo-Feldspática (Ver Capítulo III – Geologia Local e Petrografia). Em alguns afloramentos, estas rochas ocorrem intrudidas por leucocharnockitos contendo granada e cordierita. Dados petrológicos e geoquímicos indicam que estes leucocharnockitos são intrusões graníticas do tipo S (Ver Capítulo V - Litogeoquímica), provavelmente produto da fusão parcial dos granulitos alumino-magnesianos ou kinzigitos, sob condições pico metamórfico. Estes corpos graníticos do tipo S foram datados em cerca de 2,0 Ga, Pb-Pb por evaporação em zircão e em monazita (Ver Capítulo VII - Geocronologia). Estes granulitos alumino-magnesianos ou kinzigitos são interpretados como resultado do metamorfismo de rochas pelíticas (Barbosa 1990), ocorre geralmente de granulação média a grossa. Os principais afloramentos são encontrados dentro dos vales em torno dos Domos de Brejões e de Santa Inês, onde foram coletadas as amostras KJ-1, KJ-3, BJ-137-A e, no Nappe de Irajuba, onde se coletou a amostra JB-05, na parte ocidental da área do estudo (Figura VIII.1, Figura VI.2 e Mapa Geológico em anexo).

Os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1 e CH2) expostos em torno da cidade de Lage e Mutuípe, respectivamente, na parte oriental da área, são tectonicamente posteriores aos granulitos heterogêneos (GH) (Figura VIII.1, Figura VI.2 e Mapa Geológico em anexo). As determinações da idade U-Pb SHRIMP, indicam que seus protólitos são de 2,7-2,8 Ga (Alibert e Barbosa 1992) (Ver Capítulo VII – Geocronologia). Estes litotipos são compostos de mesopertita

(30-40%), quartzo (30%), plagioclásio antipertítico (10-20%), hornblenda (10-20%), ortopiroxênio-clinopiroxênio (2-5%), tendo a biotita, os opacos, o zircão e a apatita como minerais acessórios.

A parte ocidental da área ocorre os granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4), próximo à localidade de Irajuba (CH4). Em sua parte central, este corpo intrusivo apresenta uma granulação grossa e, junto com as rochas paraderivadas dos granulitos heterogêneas (GH) (rochas supracrustais) perfaz uma grande estrutura dobrada (Figura VIII.1, Figura VI.2 e Mapa Geológico em anexo). O granulito *augen*-charnoenderbítico-charnockítico (CH4) de Irajuba é composto essencialmente de grandes, porfiroclastos de mesopertita de até 4 cm (40-50%) de comprimento, além de quartzo (30-40%), plagioclásio antipertítico (5-10%), tendo a hornblenda, o ortopiroxênio e os opacos como acessórios (Ver Capítulo III – Geologia Local e Petrografia).

Os corpos Intrusivos charnockíticos (CH6) constituem os núcleos dos Domos de Brejões, de Santa Inês e de diversas outras dômicas menores (Figura VIII.1, Figura VI.2 e Mapa Geológico em anexo). Estes litotipos foram datados de 2,0 Ga (Ver Capítulo VII – Geocronologia). O charnockito (CH6) é composto por mesopertita (30-40%), plagioclásio antipertítico (30%), quartzo (20%), hornblenda (10%), ortopiroxênio (5%), e por clinopiroxênio (2-5%), tendo os minerais opacos (ilmenita, magnetita, pirita), a apatita e o zircão como acessórios (Ver Capítulo III – Geologia Local e Petrografia).

Os estudos petrológicos e litogeoquímicos aqui empreendidos nos Capítulos III e V, respectivamente, conduziram à identificação de tipos diferentes de magmas parentais para estas unidades. Os granulitos (CH1 e CH2) são principalmente originários de protólitos granodioríticos a graníticos, do tipo cálcio-alcalino médio K. Os charnockitos CH6 situados nos núcleos dos Domos de Brejões e de Santa Inês são mais silicosos e, são tipicamente granitos. A modelagem geoquímica mostra que estes charnockitos (CH6) são provavelmente produtos da fusão parcial de um precursor granulítico (CH2), sob condições do fácies granulítico.

VI.3 - Petrografia.

As amostras analisadas na tentativa de investigação das condições alto grau metamórfico a qual foram submetidas às rochas da área do estudo, foram coletadas dos granulitos aluminomagnesianos ou kinzigitos, expostos longe (amostra JB-05) ou perto (amostras KJ-1, KJ-3, BJ-137-

A) do contato com a intrusão do charnockito (CH6) do Domo de Brejões e, do leucocharnockito com granada e cordierita (amostra XH-050-B) (Figura VI.2).

V.3.1 - Granulitos Alumino-Magnesianos/Kinzigitos.

As amostras KJ-1 e KJ-3 exibem uma foliação milonítica penetrativa marcada por grãos alongados de quartzo (Qtz, 35-40%) sob forma de *ribbons* com até 12,0 mm de comprimento, associadas a cristais também alongados de plagioclásio (Pl1, 30-40%), de granada (Grt1, 8-10%), de biotita (Bt1, 5%), de silimanita (Sill1, 3%), de espinélio (Spl1, 1-3%) e de cordierita (Crd1, 10-15%) (Tabela VI.1). A Ilmenita (1-2%), a magnetita/pirita (1-2%), o rutilo (1-2%), a grafita (1%), a monazita e o zircão ocorrem como inclusões e constituem minerais acessórios. Nas amostras BJ-137-A e JB-05, o ortopiroxênio (Opx1, 5%) e a mesopertita intersticial rara (Mp1) são observados além da assembléia acima mencionado (Tabela VI.1).

O quartzo (Qtz) ocorre como o porfiroblasto orientado de 2,0 a 4,3 mm e os cristais xenomórficos de 0,3 a 1,2 mm de comprimento, apresentando extinção ondulante e faixas da deformação, com o desenvolvimento de subgrãos com limites irregulares e embainhados com outros grãos de quartzo. Por vezes, o quartzo forma microestruturas circunvizinho a granadas porfiroblásticas deformadas (Figura VI.3a). Estas microestruturas miloníticas atestam à deformação sob condições metamórficas do fácies granulito.

O espinélio (Spl1) ocorre sob a forma de lamelas e de glóbulos dentro da cordierita, por vezes como simplectitos (amostra KJ-3, 3a), ou ainda, como grãos hipidiomórficos a idiomórficos (Spl2) de 0,3 a 0,6 mm de comprimento, incluso no quartzo. No último caso, como cristais idiomórficos inclusos no grão de quartzo, foram mais observados nas amostras KJ-1 e KJ-3 coletadas próximas ao contato com corpo charnockítico (CH6) dos Domos de Brejões e de Santa Inês (Figura VI.3b), que sugere condições do equilíbrio, e permite estabelecer as condições mínimas de P-T para estas rochas.

O Plagioclásio (Pl1) ocorre sob a forma de porfiroblastos hipidiomórficos de até 3 mm de comprimento com inclusões de quartzo e biotita (Figura VI.3c) e, de agregados poligonais de cristais idiomórficos com até 0,6 mm de comprimento. Nos porfiroblastos de plagioclásio, na maioria das vezes, são observadas lamelas de feldspato potássico, e são conseqüentemente

Tabela VI.1 Dados químicos e assembleias mineralis.

Amostras	Fases do Pico Metamórfico											Fases do Retrometamorfismo							
	Gr1 Al ₂ O ₃	Gr1 Al ₂ O ₃	Opx1 Al ₂ O ₃	Sil1	Crd1	Sp11	Bt1 Ti	Bt1 F	Pl1	Mp1	Opx2 Al ₂ O ₃	Crd2	Sp2	Opx3 Al ₂ O ₃	Crd3	Bt2	Ti	F	
KJ-3	0,37	21,19	X	0,80	0,34	0,80	0,28	0,00	X		X					X			
KJ-1	0,33	21,29	X	0,77	X	X			X		0,75	0,21				X			
BJ-137-A	0,38	21,67	X	0,82	X	0,74	0,34	0,02	X	X	0,65	X	0,61	3,00	0,67	X			
JB-05	0,36	22,45	X	X	X	0,68	0,39	(na)	X	X		X				X	0,30	0,68	
XH-050-B	0,16	20,89	0,38	2,55		0,63	0,28	0,00	X						0,60	0,27	0,00		

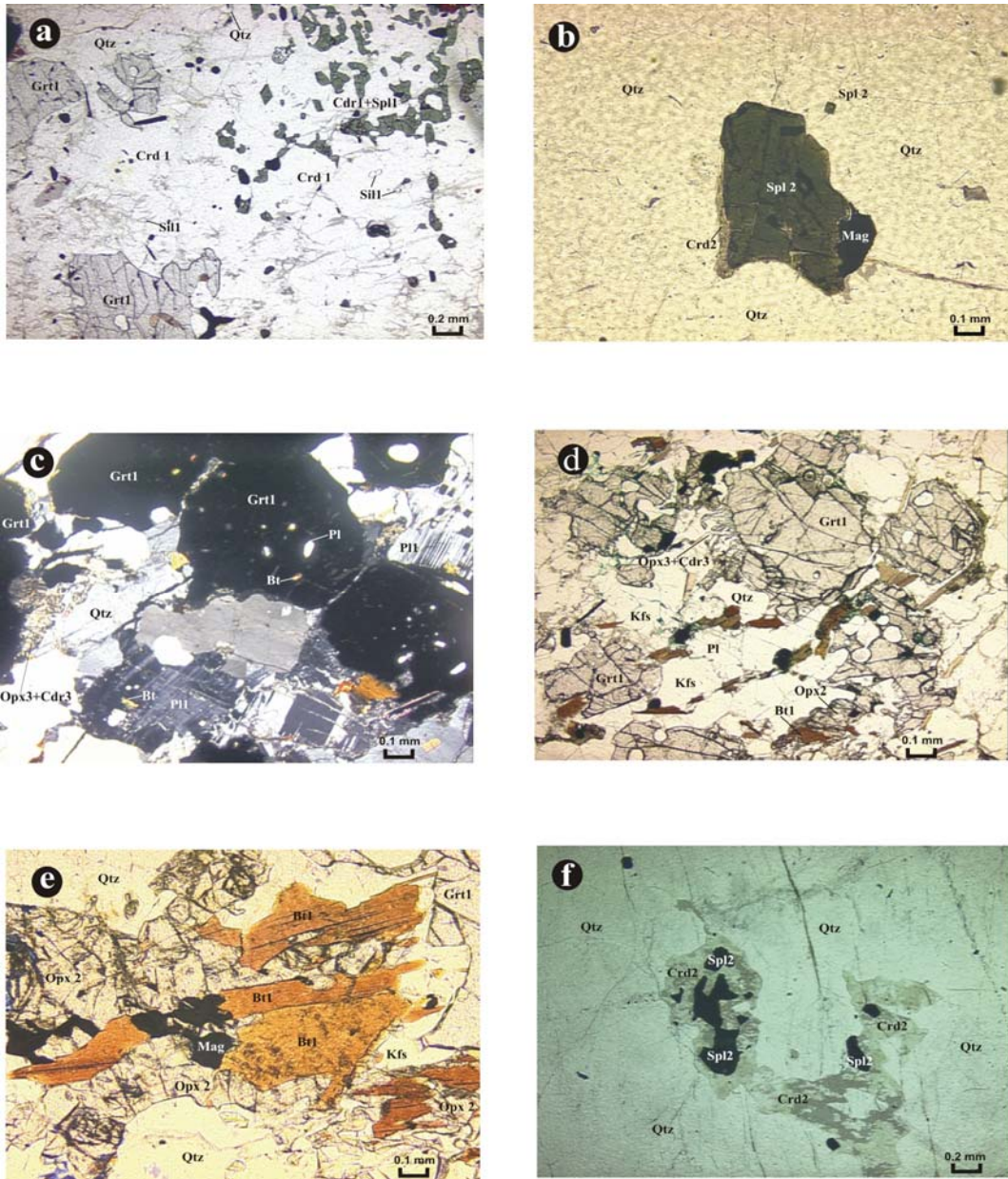


Figura VI.3 – (a) Simplectito de Crd1 + Spl1 como produto da reação: $Grt1 + Sil1 \pm Qtz = Crd1 + Spl1$. granulito contendo hercinita-quartzo, amostra KJ-3. (b) Cristal de hercinita (Spl2) com bordas retas dentro do grão de quartzo. Granulito contendo hercinita-quartzo, amostra KJ-1. (c) Biotita, quartzo e plagioclásio incluído na granada (Grt1). Granulito hercinita-quartzo, amostra KJ-1. (d) Simplectito de ortopiroxênio (Opx3) + cordierita (Crd3) formado ao redor da granada, indicando reação de descompressão: $Grt1 + Qtz = Opx3 + Crd3$. Granulito contendo hercinita-quartzo, amostra BJ-137-A. (e) Ortopiroxênio (Opx2) + mesopertita (Kfs) formado, indicando reação de desidratação: $Bt1 + Qtz = Opx2 + Kfs + L$. Granulito hercinita-quartzo, amostra BJ-137-A (f) Cristais de hercinita (Spl2) incluído no quartzo, com bordas de cordierita (Crd2), indicando reação de retrometamorfismo: $Spl2 + Qtz = Crd2$. Granulito contendo hercinita-quartzo, amostra KJ-1.

constituindo-se plagioclásios antiperitíticos (Antp) (Figura VI.3c). Ocorrem geminados do tipo albíta, algumas vezes, estas levemente encurvadas.

A granada (Grt1) ocorre como os cristais xenomórficos a hipidiomórficos de granulação entre 0,3 e 1,0 mm e como porfiroblastos de 1,0 a 3,0 mm de comprimento, em contato reto a lobado com grãos de cordierita e quartzo (Figura IV.3a). Os porfiroblastos observam-se inclusões de pequenos cristais de quartzo, de plagioclásio e de biotita (Figura IV.3a, VI.3c, VI.3d).

A biotita (Bt1) apresenta pleocróismo de castanho a castanho-avermelhado, e ocorre como inclusões de 0,1 mm de comprimento, dentro do quartzo, do granada e do plagioclásio (Figura VI.3c) e como inclusões orientadas até 1,0 mm no ortopiroxênio (Figura VI.3e).

O Silimanita (Sill) ocorre como inclusões (<0,1 mm de comprimento) na cordierita (Figura VI.3a) ou como prismas orientados no contato com quartzo ou com a biotita.

A cordierita (Crd1) forma porpiroblastos e são também encontradas sob a forma de coronas nas bordas de cristais de granada (Figura IV.3a). Os pórfiros podem alcançar 3,0 mm de comprimento, eles apresentam-se em contatos do tipo poligonal a lobado e, mostram geminação polisintética. A outra geração de cordierita (Crd2) forma coronas em torno do espinélio, quando este está em contato com quartzo (Figura IV.3f). No primeiro tipo, o pinitização é ausente ou limitado às microcanaletas que cortam os grãos, enquanto que no segundo tipo, este processo é mais freqüente. O terceiro tipo de cordierita (Crd3) ocorre na forma de simplectitos com ortopiroxênio (Opx3) em torno da granada (Grt1) (Figura VI.3c, VI.3d).

O ortopiroxênio (Opx1) ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos orientados de 0,3 a 1,0 mm de comprimento, por vezes com inclusões de biotita. Ortopiroxênio também pode ocorrer na forma de coronas simplectíticas (Opx2) com feldspato potássico (Kfs) ao redor da biotita (Bt1) (Figura VI.3e), amostra BJ-137-A, esta coletada próxima do contato com os Domos de charnockito (CH6). Uma terceira geração do ortopiroxênio é encontrada na forma de lamelas e os glóbulos (Opx3) em simplectitos de cordierita (Figura VI.3c, VI.3d).

Com relação às fases acessórias, a magnetita aparece na proporção modal maior do que 1%. Está no contato com espinélio, com a granada e com a biotita (Figura VI.3b, VI.3d, VI.3e). Os outros minerais opacos (ilmenita, grafita) ocorrem dispersos na rocha e por vezes inclusos na

granada. A monazita e o zircão são encontrados como inclusões na cordierita e na biotita, produzindo halos pleocróicos amarelados nos grãos hospedeiros.

As relações microestruturais indicam que a paragênese mineral formada no pico metamórfico dos granulitos alumino-magnesianos ou kinzigitos é composta de Qtz + de Spl1 + de Pl1 + de Grt1 + de Sil1 + de Bt1. A paragênese do retrometamorfismo é encontrada em posições intersticiais, entre minerais do pico metamórfico e, são dados na forma de: (i) uma segunda geração do cordierite (Crd2) no contato entre o hercinita e o quartzo (Figura VI.3b); (ii) coronas simplectíticas de cordierita (Crd3) com uma terceira geração do ortopiroxênio (Opx3) no contato entre o granada e o quartzo (Figura VI.3c, VI.3d); (iii) um segundo tipo de biotita (Bt2) que constitui intercrescimento com quartzo em coronas em torno do ortopiroxênio e dos minerais opacos.

V.3.2 - Leucocharnockitos com Granada e Cordierita.

A amostra XH-050-B é constituída de mesopertita (Mp1) (40-50%), de quartzo (Qtz) (30%), de plagioclásio antipertítico (Pl1) (10%), de ortopiroxênio (Opx1) (10%), por vezes transformado em bastita, de granada (Grt1) (5-10%) e de biotita (Bt1) (2-5%).

A mesopertita (Mp1) ocorre sob a forma de porfiroblastos de granulação entre 0,8 e 3,0 mm, em contatos retos a lobados com cristais de granada e plagioclásio. É comum desenvolver da mirmekita quando em contato com o plagioclásio.

O quartzo (Qtz1) constitui porfiroblastos xenomórficos de 1,0-2,5 mm de comprimento, freqüentemente fraturados e, exibido forte extinção ondulante e faixas de deformação. Estes porfiroblastos ocorrem em contatos lobados com os outros grãos.

O plagioclásio antipertítico (Pl1) ocorre sob a forma de cristais prismáticos de 0,6-3,0 mm de comprimento, geminados segundo a albita e, por vezes encurvada. Os cristais de granulação maior contêm inclusões de granada e de biotita e mostram lamelas de feldspato potássico.

O ortopiroxênio (Opx1) constitui os cristais xenomórficos (<0.5 mm), a maioria deles alterando-se em bastita.

A granada (Grt1) ocorre sob a forma de porfiroblastos hipidiomórficos a idiomórficos, de 0,7 a 2,5 mm de comprimento, com coronas de mesopertita, pelo plagioclásio e de quartzo. Os porfiroblastos contêm inclusões de plagioclásio, de biotita e de quartzo.

A biotita (Bt1) ocorre como os porfiroblastos castanhos-avermalhados e, posiciona-se de forma dispersa entre as outras fases minerais principais. Sua clivagem está sempre orientada paralela à foliação da rocha. Uma segunda geração da biotita (Bt2) é formada a partir do ortopiroxênio e da granada, e ocorre em simplectitos de biotita-quartzo, assim como, palhetas também orientadas paralelas á foliação da rocha.

O ilmenita, o pirita, a apatita, o zircão, e a monazita são fases acessórias. A mirmekita é sempre encontrada ao longo dos contatos entre o plagioclásio, a mesopertita e o quartzo, nestas rochas metaplutônicas re-equilibradas na fácies do granulito.

V.4 - Química mineral.

As composições minerais foram obtidas na universidade de Paris VI, França usando a microsonda eletrônica da marca Camebax SX 100. As condições de operação eram: a tensão 15kV, a corrente de 10nA e de diâmetro 1-2 µm de aceleração do feixe. Para os silicatos naturais e os óxidos sintéticos foram usados como padrões para todos os elementos. Os resultados analíticos representativos das fases minerais principais do leucocharnockito com granada e cordierita e das amostras dos granulitos alumino-magnesianos/kinzigitos são mostrados nas Tabelas VI.1 a VI.7. As fórmulas estruturais foram calculadas com o Programa da Versão 4.0 da Norma de Ulm (1993). As abreviaturas seguem Kretz (1983), mais o Mp para o mesopertita.

V.4.1 Granulitos Alumino-Magnesianos/Kinzigitos.

A granada dos granulitos alumino-magnesianos/Kinzigitos indica pequenas variações químicas entre grãos. É relativamente rico no componente do almandina (aproximadamente 60%), mas é mais rico também no componente do piropo (cerca de 30-35%) do que os cristais de granada (Grt1) encontrada no leucocharnockito com granada e cordierita. Os membros finais grossulária e espessartita estão presentes em concentrações baixas (<5%) (Figura VI.4, Tabela VI.2). Os perfis na microsonda eletrônica através de dois porfiroblastos de granada das amostras um ligeiro

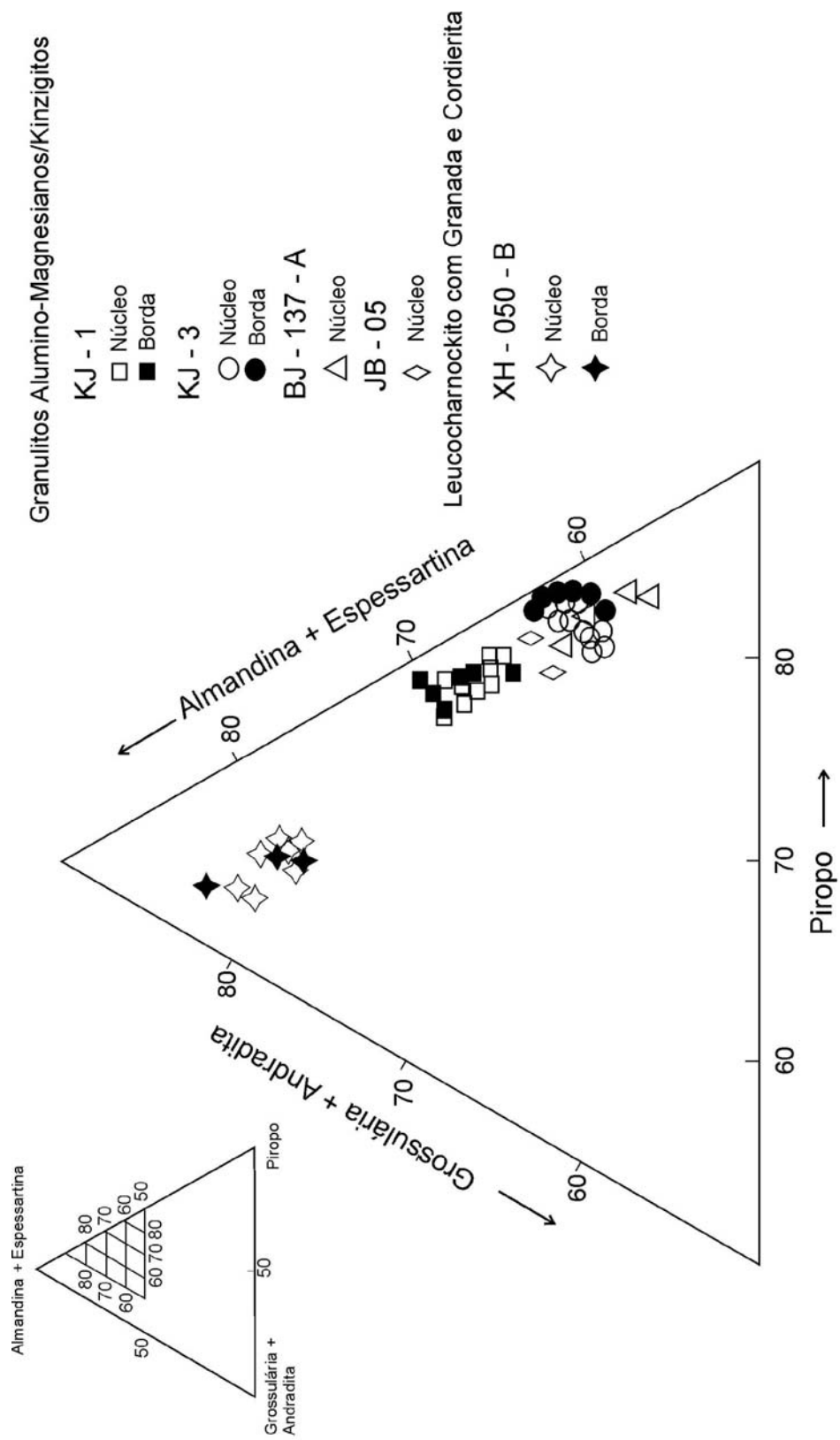


Figura VI.4 - Composições da granada dos granulitos alumínio-magnesianos/Kinzigitos e leucocharnockitos com granada e cordierita no diagrama piropo - (grossulária+andradita) - (almandina+espessartita). Todos os grãos de granadas analisados foram de Grt1.

Tabela VI.2 – Composição química representativa da granada.

Amostras Análises	KJ-3		KJ-3		KJ-1		KJ-1		KJ-1		BJ-137-A		BJ-137-A		JB-05		JB-05		XII-050-B		XII-050-B	
	17	24	24	25	6	12	20	4	5	170	171	4	5	170	171	9	9	19	19	9	9	
Posição	Borda	Núcleo	Borda	Borda	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borda
SiO ₂	38,98	38,89	38,86	38,86	38,25	38,44	38,59	38,92	39,09	38,58	38,35	38,92	39,09	38,58	38,35	37,48	37,48	37,48	37,48	37,48	37,48	37,97
TiO ₂	0,07	0,14	0,07	0,07	0,07	0,04	0,02	0,08	0,06	0,06	0,07	0,08	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	20,94	21,31	21,38	21,38	21,64	21,12	21,12	21,9	21,44	22,64	22,26	21,9	21,44	22,64	22,26	20,87	20,87	20,87	20,87	20,87	20,92	20,92
Cr ₂ O ₃	0,15	0,08	0,16	0,16	0,09	0,19	0,13	0,07	0,09	0,17	0,23	0,07	0,09	0,17	0,23	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00
FeO	27,45	27,44	28,34	28,34	29,00	29,51	30,38	26,26	25,97	27,57	27,88	26,26	25,97	27,57	27,88	32,37	32,37	32,37	32,37	32,37	33,76	33,76
MnO	0,47	0,42	0,52	0,52	1,58	1,88	1,71	0,30	0,40	1,32	1,40	0,30	0,40	1,32	1,40	1,13	1,13	1,13	1,13	1,13	1,30	1,30
MgO	9,33	9,49	9,45	9,45	8,12	7,89	7,37	9,96	9,87	8,84	9,04	9,96	9,87	8,84	9,04	4,12	4,12	4,12	4,12	4,12	3,36	3,36
CaO	1,23	1,6	1,07	1,07	1,23	1,12	1,24	1,25	1,25	1,67	1,23	1,25	1,25	1,67	1,23	2,16	2,16	2,16	2,16	2,16	1,97	1,97
Na ₂ O	0,05	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K ₂ O	0,04	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,36	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,31	0,36	0,00	0,00	0,31	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,05	99,44	99,85	99,85	100,12	100,22	100,58	99,09	98,24	100,86	100,47	99,09	98,24	100,86	100,47	98,25	98,25	98,25	98,25	98,25	99,32	99,32
Fórmula estrutural baseada em 12 oxigênios																						
Si	2,99	3,01	3,00	3,00	2,97	2,99	3,00	3,06	3,05	2,99	2,99	3,06	3,05	2,99	2,99	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04	3,02	3,02
Al ^{IV}	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	1,94	1,94	1,95	1,95	1,95	1,93	1,94	1,98	1,97	2,02	1,99	1,98	1,97	2,02	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	2,01	2,01
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,06	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06	0,05	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 ²⁺	1,76	1,74	1,79	1,79	1,82	1,85	1,93	1,68	1,68	1,74	1,77	1,68	1,68	1,74	1,77	2,19	2,19	2,19	2,19	2,19	2,30	2,30
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,10	0,12	0,11	0,02	0,02	0,08	0,09	0,02	0,02	0,08	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06
Mg	1,09	1,09	1,09	1,09	0,94	0,91	0,85	1,14	1,15	0,99	1,02	1,14	1,15	0,99	1,02	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,41	0,41
Ca	0,10	0,13	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,13	0,10	0,10	0,10	0,13	0,10	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17
Na	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	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
X _{Mg}	0,38	0,38	0,37	0,37	0,34	0,33	0,31	0,38	0,38	0,38	0,34	0,38	0,38	0,38	0,34	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,15	0,15
Al	74,00	68,70	68,00	68,00	61,30	62,10	64,30	57,10	56,70	58,90	59,30	57,10	56,70	58,90	59,30	74,10	74,10	74,10	74,10	74,10	78,00	78,00
Py	16,70	23,60	23,80	23,80	31,70	30,60	28,50	38,60	38,80	33,60	34,30	38,60	38,80	33,60	34,30	16,80	16,80	16,80	16,80	16,80	13,80	13,80
Sp	2,80	4,40	4,60	4,60	3,50	4,10	3,80	0,70	0,90	2,90	3,00	0,70	0,90	2,90	3,00	2,60	2,60	2,60	2,60	2,60	2,30	2,30
Gr	6,30	1,30	0,40	0,40	0,00	0,00	0,50	3,00	3,00	3,90	2,40	3,00	3,00	3,90	2,40	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,70	5,70
Ad	0,00	1,00	2,80	2,80	3,40	3,10	2,40	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
Uv	0,20	0,70	0,40	0,40	0,10	0,00	0,40	0,20	0,30	0,50	0,70	0,20	0,30	0,50	0,70	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00

zoneamento nos teores de ferro e de magnésio. No porfiroblasto de granada da amostra KJ-1 há um enriquecimento e *depletion* de magnésio do núcleo para a borda, devido ao *take-up* de Mg na formação do envelope de cordierita. O zoneamento do Mg e do Fe no porfiroblasto de granada da amostra KJ-3 repete este teste padrão. O Ca é mais rico no núcleo do que nas bordas. Esta característica pode ser atribuída à formação do plagioclásio em torno da granada, onde o plagioclásio com Ca ocorre nas bordas da granada.

O ortopiroxênio na amostra BJ-137-A ocorre em três gerações que são diferentes quimicamente. O Opx1 é mais rico no alumínio ($\approx 6,0\%$ de Al_2O_3) do que Opx2 ($\approx 3,5\%$ de Al_2O_3 de), enquanto que o Opx3 tem $3,0\%$ mas apresenta teores mais elevados do Fe do que Opx1 e Opx2 (Figura VI.5, Tabela VI.3). As concentrações baixas do Al_2O_3 próximas de $6,0\%$ no Opx1 são as mais baixas quando comparadas aos outros teores encontrados nos granulitos aluminomagnesianos do resto do mundo. Por exemplo, os granulitos kinzigíticos encontrados no Central Limpopo *Belt* apresentam teores do Al_2O_3 próximo de $8,0\%$ (Harris & Holland 1984), os do Norte-Central Madagascar com até $9,0\%$ de Al_2O_3 (Gonçalves *et al.* 2004) e, os do Complexo Central de Highland, cujo ortopiroxênio contém entre $8,0$ e $12,5\%$ de Al_2O_3 (Sajeev & Osanai 2004). Os teores de Al_2O_3 no ortopiroxênio parecem ter sido oriundo de protólito metapelítico. Na região estudada os metapelitos são empobrecidos em alumina (Barbosa 1986). As concentrações molar do magnésio no ortopiroxênio estudado dão valores próximos de $X_{Mg} = 0,6$ e, que são também baixos quando comparados às três áreas citadas acima (X_{Mg} variando entre $0,7$ e $0,8$).

A biotita ocorre em duas gerações distintas (Bt1, Bt2) nas amostras KJ-3, BJ-137-A e JB-05. A biotita formada no pico metamórfico (Bt1) é mais rica no magnésio ($X_{Mg} \approx 0,81$) do que a biotita (Bt2) do retrometamorfismo ($X_{Mg} \approx 0,78$), encontrada sob a forma de intercrescimento simplectítico com quartzo (Tabela VI.1 e VI.4). Usando a classificação de Hormann *et al.* (1980), a Bt1 é flogopita-meroxena enquanto que a Bt2 é meroxena. Os teores de TiO_2 da Bt1 variam entre 5 a 6% nas amostras KJ-3, BJ-137-A, que estão posicionadas perto do Domo de Brejões e, próximos de 4% na amostra JB-5, que está localizada longe da abóbada (Figura VI.2). Os índices de Flúor são também mais elevados ($1,76$ - $2,63\%$) na Bt1 do que na Bt2, sendo que neste último apresenta concentrações que vão do insignificante a zero.

A Cordierita nas diferentes amostras (Tabela VI.1, VI.5) está presente em três gerações: Crd1, Crd2, e Crd3, que apresenta decrescimento no valores de X_{Mg} , na Crd1 variam entre $0,77$ e $0,82$, na Crd2 em torno de $0,75$ e na Crd3 entre $0,66$ e $0,67$. Os elevados na percentagem em peso

na escala entre 96,37 e 98,7, indicam que somente quantidades pequenas das espécies fluidas tais como H₂O e CO₂ estão presentes nas canais estruturais.

Tabela VI.3 – Composição química representativa do ortopiroxênio

Amostras	BJ-137 A	BJ-137 A	BJ-137 A	BJ-137-A	BJ-137-A	JB-05	XH-050-B	XH-050-B	XH-050-B
Análises	2	3	11	14	17	1	1	2	4
Posição	Opx1(Core)	Opx1(Core)	Opx2(Core)	Opx3(Core)	Opx3(Rim)	Opx1(Core)	Opx1(Core)	Opx1(Core)	Opx1(Rim)
SiO₂	48,96	49,4	50,91	50,92	50,93	48,77	47,84	48,17	48,34
TiO₂	0,13	0,18	0,04	0,14	0,15	0,15	0,15	0,13	0,16
Al₂O₃	5,67	6,42	3,30	3,00	3,00	6,04	2,60	2,63	2,44
Cr₂O₃	0,19	0,04	0,00	0,39	0,40	0,26	0,00	0,01	0,00
FeO	21,33	20,90	22,03	22,82	22,99	26,17	35,02	34,65	34,4
MnO	0,22	0,06	0,30	0,39	0,40	0,43	0,3	0,35	0,35
MgO	20,86	21,48	22,10	20,05	19,93	18,52	12,23	12,44	13,11
CaO	0,19	0,11	0,09	0,10	0,09	0,10	0,32	0,30	0,26
Na₂O	0,02	0,03	0,04	0,06	0,07	0,01	0,02	0,03	0,00
K₂O	0,00	0,00	0,01	0,04	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01
F	0,04	0,16	0,00	0,27	0,20				
Total	97,61	98,78	98,82	98,18	98,20	100,45	98,48	98,74	99,07
Fórmula estrutural baseada em 12 oxigênios									
Si	1,86	1,84	1,91	1,94	1,91	0,16	1,93	1,93	1,95
Al^{IV}	0,13	0,15	0,09	0,05	0,09	0,10	0,07	0,06	0,05
Al^{VI}	0,12	0,13	0,05	0,10	0,07	0,01	0,05	0,06	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00
Fe³⁺	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
Fe²⁺	0,67	0,64	0,65	0,72	0,72	0,78	1,17	1,16	1,14
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,18	1,19	1,23	1,15	0,16	1,04	0,73	0,74	0,79
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X_{Mg}	0,64	0,65	0,65	0,61	0,61	0,57	0,38	0,39	0,52

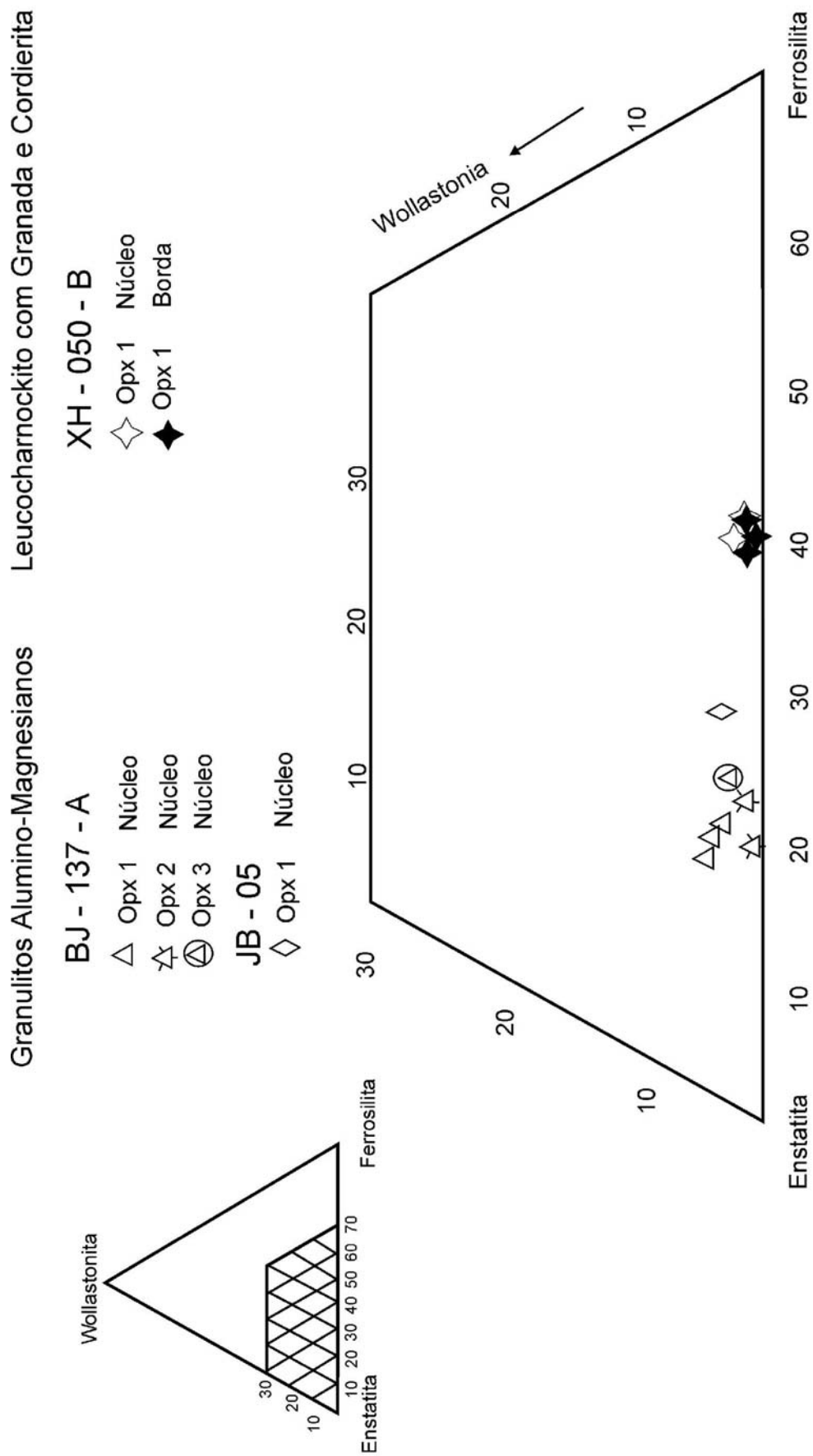


Figura V1.5 - Composições de ortopiroxênio dos leucocharnockitos com granada e cordierita e dos granulitos aluminomagnesianos/Kinzigitos no diagrama wollastonita-ferrosilita-enstatita (Morimoto *et al.* 1988).

Granulitos Alumino- Magnesianos

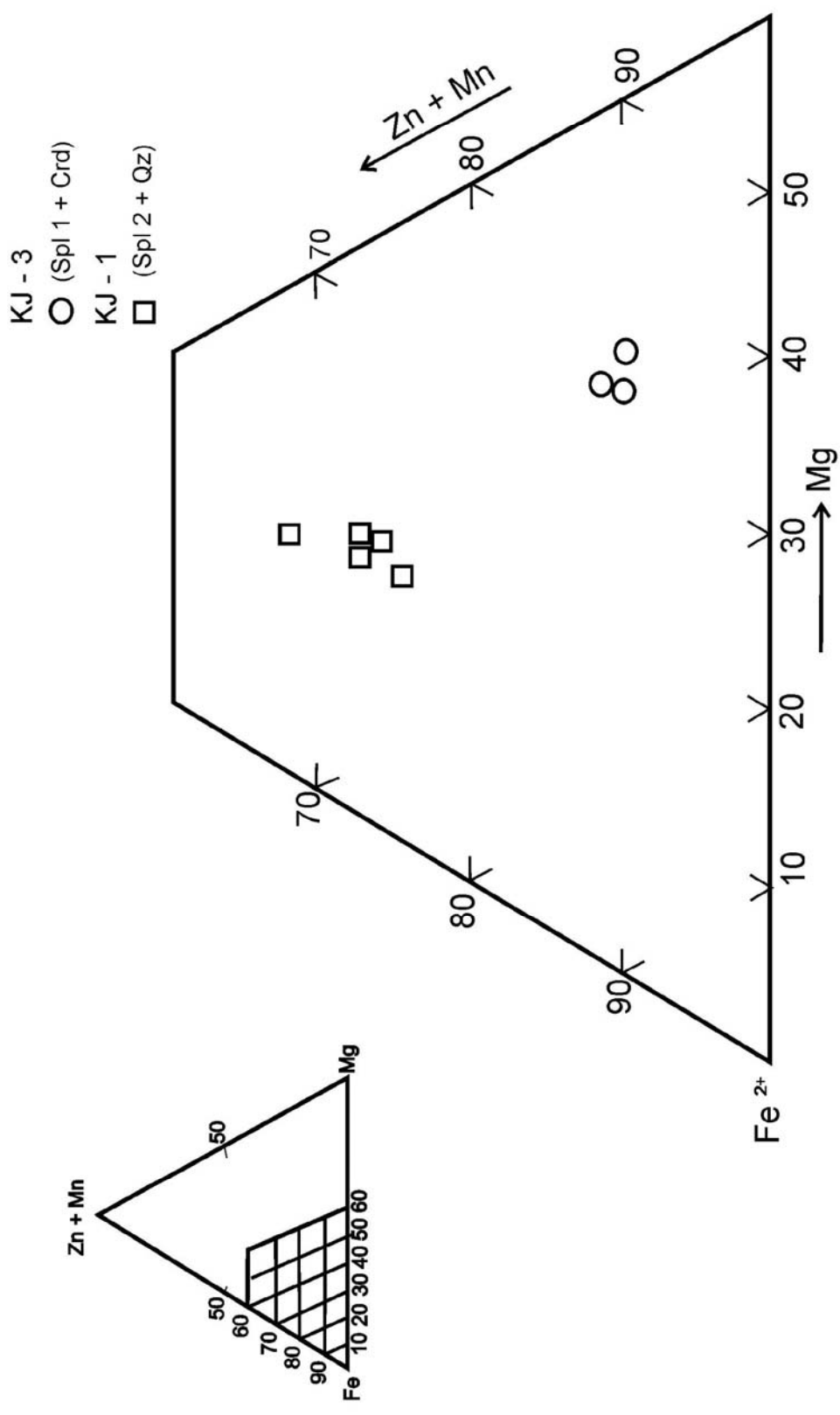


Figura VI.6 - Composição do espinélio do granulito contendo hercinita-quartzo no diagrama Zn + Mn/Fe²⁺/Mg.

O espinélio ocorre sob a forma de simplectitos com cordierita (Spl1), ou no contato direto com quartzo (Spl2). Os dois tipos mostram diferenças importantes na composição (Figura VI.6, Tabela VI.6). Ambas as gerações de espinélio são soluções sólidas ricas em hercinita, com os valores de X_{Mg} que variam entre 0,33 e 0,34 para Spl1 e entre 0,19 e 0,23 para Spl2. Os teores de ZnO variam entre 0,76 a 0,82% para Spl1 e 1,96 e 2,75% para Spl2.

As composições do Plagioclásio são variáveis nesses granulitos alumino-magnesianos. Na amostra KJ-3 o valor de Ab varia entre 61 e 66%, enquanto na amostra JB-5 fica próximo de 50%. O feldspato do potássico é essencialmente ortoclásio (Tabela VI.7).

A ilmenita contém teores de TiO_2 próximos de 54% e teores de FeO em torno de 46%. A magnetita quando associada ao espinélio, exibe valores de X_{Fe} igual a 0,66.

V.4.2 Leucocharnockitos com Granada e Cordierita.

Os grãos de granada (Grt1) são não zonados e, ricos em almandina (74-78%) e o piropo (13-16%), mas pobres em espessartita (2,5-3%) (Figura VI.4, Tabela VI.2). O componente almandina é mais abundante nos leucocharnockitos com granada e cordierita quando comparados aos valores calculados na granada dos granulitos alumino-magnesianos, em contrapartida, o componente piropo e espessartina são mais abundantes nessas últimas rochas.

A biotita (Bt1), nos leucocharnockitos com granada e cordierita, é mais rica em Fe (15-16 %) quando comparados com os teores encontrados nas biotitas dos granulitos alumino-magnesianos/kinzigitos (7-11 %), mas com relação aos teores de Al_2O_3 (13 %) e de TiO_2 (4,6-4,8 %) que exibem índices mais baixos (Tabela VI.4).

O plagioclásio de antiperítico (Pl1) dessas rochas é a andesina. A mesopertita (Mp1) é o ortoclásio (Tabela VI.7).

VI.5 - Evolução das Assembléias Mineraias.

VI.4 – Composição química representativa da biotita.

Amostra	KJ-3	KJ-3	BJ-137-A	BJ-137-A	JB-05	JB-05	XH-050-B	XH-050-B
Análises no.	29	30	6	16	173	172	18	20
Posição	Bt1(Núcleo)	Bt1(Núcleo)	Bt1(Núcleo)	Bt1(Núcleo)	Bt1(Núcleo)	Bt2(Núcleo)	Bt1(Núcleo)	Bt2(Núcleo)
SiO₂	37,59	37,27	37,98	37,88	37,24	39,15	37,16	38,47
TiO₂	5,12	5,73	5,13	6,61	4,50	3,94	4,84	4,58
Al₂O₃	15,9	15,55	14,98	14,23	15,65	16,63	13,36	12,38
Cr₂O₃	0,30	0,16	0,28	0,35	0,51	0,41	0,01	0,08
FeO	7,53	7,97	7,04	11,37	15,32	9,15	14,91	16,56
MnO	0,00	0,05	0,00	0,27	0,02	0,03	0,14	0,00
MgO	17,86	17,62	17,84	13,72	14,98	18,31	14,11	13,53
CaO	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00
Na₂O	0,42	0,37	0,42	0,05	0,12	0,08	0,12	0,09
K₂O	9,31	9,52	8,93	9,51	9,35	9,27	9,77	9,80
H₂O	2,98	3,26	3,29	3,63	2,04	2,11	3,99	3,56
F	2,39	1,76	2,44	2,63			0,00	0,00
Total	99,56	99,38	98,36	100,25	99,8	99,1	98,41	99,05
Fórmula estrutural baseada em 11 oxigênios								
Si	2,65	2,63	2,80	2,86	2,73	2,82	2,88	2,92
Al^{IV}	1,22	1,19	1,19	1,14	1,26	1,17	1,11	1,07
Al^{VI}	0,05	0,10	0,17	0,19	0,09	0,24	0,11	0,16
Ti	0,27	0,30	0,30	0,39	0,39	0,30	0,28	0,27
Cr	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01
Fe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,44	0,47	0,45	0,75	1,06	0,55	0,97	1,01
Mn	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	1,88	1,85	2,06	1,62	1,48	1,97	1,63	1,55
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,05	0,06	0,01	0,01	0,06	0,02	0,01
K	0,84	0,85	0,88	0,96	0,96	0,88	0,97	0,97
F	0,00	0,00	0,02	0,02	0,30	0,68	0,00	0,00
OH	0,74	0,81	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
X_{Mg}	0,81	0,80	0,81	0,68	0,58	0,78	0,63	0,60

Tabela V1.5 Composição química representativa da cordierita e silimanita.

Amostras	KJ-3	KJ-3	KJ-1	KJ-1	KJ-1	KJ-1	KJ-1	KJ-1	BJ-137-A	BJ-137-A	BJ-137-A	BJ-137-A	KJ-3
Nº de análise	13	14	31	31	32	36	19	9	13	1			
Posição	Crd1(Núcleo)	Crd1(Núcleo)	Crd1(Borda)	Crd1(Borda)	Crd1(Borda)	Crd2(ao redor da Hc)	Crd1(Núcleo)	Crd3/Opx3	Crd3/Opx3	Crd3/Opx3	Sil1		
SiO ₂	48,97	49,34	49,37	49,42	49,42	48,79	48,81	49,83	49,83	49,83	36,65		
TiO ₂	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al ₂ O ₃	33,15	32,75	33,36	33,56	33,56	33,53	32,42	33,30	33,03	33,03	61,12		
Cr ₂ O ₃	0,05	0,07	0,04	0,15	0,15	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,08		
FeO	4,91	4,99	5,32	5,31	5,31	6,07	4,02	4,70	4,91	4,91	0,21		
MnO	0,10	0,00	0,00	0,15	0,15	0,10	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00		
MgO	10,90	10,71	10,25	9,98	9,98	9,86	10,76	9,80	10,15	10,15	0,04		
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02		
Na ₂ O	0,03	0,03	0,13	0,11	0,11	0,09	0,06	0,06	0,05	0,05	0,03		
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01		
F	0,00	0,29	0,07	0,00	0,00	0,14	0,14	0,09	0,09	0,09	0,00		
Somatório	98,11	98,2	98,57	98,72	98,72	98,63	96,37	97,79	98,07	98,07	98,16		
Fórmula estrutural baseada em 18 oxigênios (Crd) ; 20 oxigênios (Sil)													
Si	4,97	5,02	5,00	4,99	4,99	4,96	5,03	5,04	4,99	4,99	4,03		
Al	3,97	3,93	3,98	4,00	4,00	4,02	3,94	3,97	3,98	3,98	7,93		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Cr	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01		
Fe ²⁺	0,42	0,42	0,45	0,45	0,45	0,51	0,35	0,62	0,52	0,52	0,02		
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mg	1,65	1,63	1,55	1,50	1,50	1,49	1,65	1,20	1,21	1,21	0,01		
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Na	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00		
F	0,00	0,09	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
X _{Mg}	0,80	0,80	0,77	0,77	0,77	0,75	0,82	0,66	0,67	0,67	0,33		

Tabela VI.6 Composição química representativa do espinélio.

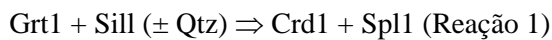
Amostras	KJ-3	KJ-3	KJ-3	KJ-3	KJ-1	KJ-1	KJ-1	KJ-1	KJ-1	KJ-1	KJ-1
Análise no.	3	5	7	1	2	34	43	45			
Posição	Spl1/Crd1(Núcleo)	Spl1/Crd1(Núcleo)	Spl1/Crd1(Núcleo)	Spl2/Qz(Núcleo)	Spl2/Qz(Núcleo)	Spl2/Qz(Núcleo)	Spl2/Qz(Núcleo)	Spl2/Qz(Borda)			
SiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03			
TiO ₂	0,02	0,05	0,09	0,01	0,05	0,06	0,03	0,00			
Al ₂ O ₃	59,16	59,18	59,42	54,75	55,48	51,27	55,36	54,81			
Cr ₂ O ₃	0,15	0,15	0,14	2,68	2,45	4,73	2,32	2,97			
FeO	30,58	30,7	29,46	34,03	34,03	35,45	34,00	34,13			
MnO	0,10	0,04	0,06	0,23	0,16	0,23	0,30	0,23			
MgO	8,08	8,21	8,25	5,33	5,20	4,13	4,94	4,75			
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00			
Na ₂ O	0,03	0,03	0,05	0,06	0,03	0,11	0,07	0,05			
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00			
ZnO	0,80	0,82	0,76	2,07	1,96	2,75	2,15	2,09			
F	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Total	99,25	99,21	98,24	99,17	99,39	98,74	99,27	99,06			
Fórmula estrutural baseada em 4 oxigénios											
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Al	1,94	1,94	1,96	1,87	1,89	1,87	1,89	1,88			
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00			
Cr	0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,09	0,05	0,07			
Fe ³⁺	0,05	0,05	0,04	0,07	0,05	0,13	0,05	0,05			
Fe ²⁺	0,66	0,65	0,65	0,76	0,77	0,79	0,77	0,78			
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01			
Mg	0,33	0,34	0,34	0,23	0,22	0,19	0,21	0,21			
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00			
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01			
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
F	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Zn	0,13	0,13	0,12	0,35	0,33	0,48	0,36	0,35			
X _{Mg}	0,33	0,34	0,34	0,23	0,22	0,19	0,21	0,21			

Tabela VI.7 Composição química representativa de plagioclásio e mesoperitita.

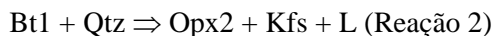
Amostras	KJ-3	KJ-3	BJ-137-A	BJ-137-A	JB-05	X4-050-B	BJ-137-A	X4-050-B
Análises no.	1	3	7	20	249	16	21	23
Posição	PII(Núcleo)	PII(Núcleo)	PII(Núcleo)	PII(Núcleo)	PII(Núcleo)	PII(Núcleo)	Kfs/Opx2(Núcleo)	Mpl(Núcleo)
SiO ₂	59,44	59,38	58,67	58,92	55,95	59,05	63,61	63,92
TiO ₂	0,01	0,03	0,07	0,01	0,00	0,11	0,05	0,09
Al ₂ O ₃	26,01	26,11	25,81	25,43	28,29	25,61	18,24	18,48
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,12	0,06	0,02	0,10	0,00	0,08
FeO	0,02	0,07	0,02	0,12	0,14	0,04	0,01	0,06
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
CaO	6,75	7,53	7,73	7,30	10,38	7,43	0,12	0,05
Na ₂ O	7,79	7,25	6,81	6,98	5,80	7,31	0,72	0,20
K ₂ O	0,22	0,33	0,49	0,64	0,09	0,42	16,23	16,31
Total	100,24	100,70	99,72	99,46	100,67	100,99	99,01	99,20
Fórmula estrutural baseada em 8 oxigênios								
Si	2,66	2,63	2,63	2,66	2,49	2,63	2,98	2,98
Al	1,32	1,36	1,38	1,35	1,48	1,34	1,01	1,02
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,32	0,34	0,35	0,35	0,49	0,49	0,01	0,00
Na	0,67	0,63	0,60	0,61	0,50	0,50	0,07	0,02
K	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,97	0,97
Ab	66,80	62,30	61,51	62,47	50,03	62,53	6,65	1,87
An	32,00	35,80	35,60	36,09	49,46	35,09	0,63	0,25
Or	1,20	1,30	2,89	1,44	1,90	2,38	92,71	97,88

5.1 - Granulitos Alumino-Magnesianos/Kinzigitos.

Nos granulitos alumino-magnesianos/kinzigitos as fases minerais formadas no pico metamórfico são (Opx1 + Bt1 + Grt1 + Sill + Qtz) e que foram substituídos mais parcialmente. Os *spots Greenish*, orientados paralelo ao bandamento ou foliação da rocha, são encontrados em diversos afloramentos. Eles são compostos de simplectitos de cordierita (Crd1) mais espinélio (Spl1) que cercam grãos corroídos de granada e, foram formados pela seguinte reação univariante no sistema de FMAS (Figura VI.3a).



O ortopiroxênio mais coronas de feldspato potássico posicionados em torno do grão de biotita (Bt1) (Figura VI.3e) e produto da reação de desidratação multivariante de fusão da biotita, no sistema de KFMASH:



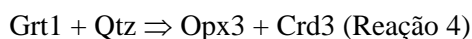
Com relação às coronas da reação formadas após a deformação dúctil, que cercam a biotita preliminar (Bt1) e que está orientada paralela a foliação da rocha. Esta reação de desidratação conduz à presença da água durante o metamorfismo e pode ser usada para estimar o valor de H₂O que estava presente no sistema, baseando-se nos estudos experimentais de Hoffer & Grant (1980).

Os porfiroblastos de Cordierita (Crd2) em torno dos cristais de espinélio foram formados pela a reação retrógrada de descompressão (Figura VI.3f) e que foi estudada por Mohan & Windley (1993) e Prakash (1999) no sistema de FMAS:



O simplectito de ortopiroxênio (Opx3) mais cordierita (Crd3) posicionada em torno de Grt1 foi produzido durante a descompressão e pode ser demonstrada através da reação 4 divariante de FMAS (Figura VI.3c, VI.3d). De forma similar aos simplectitos encontrados nos granulitos alumino-magnesianos do Complexo Central do Highland, Sri Lanka (Sajeev & Osanai 2004), os simplectitos de ortopiroxênio encontrados nos granulitos da Bahia, também

mostram um aumento significativo de Fe do núcleo para a borda (Tabela VI.3). A mudança no volume desta reação faz-se particularmente apropriada para o geobarômetro (Harris e Holland 1984).



O simplectito de Bt2 + Qtz é produzido pelas reações que ocorrem durante o processo de resfriamento da massa fundida e, é dada pelas seguintes reações abaixo listadas:



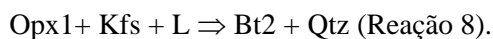
Os leucossomas e os granitos do tipo 'S' contendo ortopiroxênio ocorrem associados aos granulitos alumino-magnesianos (Barbosa *et al.* 2004), segundo este autor haveria uma correlação e que tal poderia ser oriundo do processo de fusão provavelmente de metapelito ao longo do padrão progressivo do metamorfismo regional e que sua continuação, culminaria na formação da biotita (Bt2) durante o processo de resfriamento.

5.2 – Leucocharnockito com Granada e Cordierita.

O leucocharnockito com granada e cordierita do (GH) estudado é o produto do metamorfismo na fácies granulito sobre um protólito plutônico. Os contatos do equilíbrio são observados geralmente entre as fases minerais principais, embora a destabilização da granada seja observada quando ela está no contato com quartzo e, com isso produz o simplectito de ortopiroxênio mais plagioclásio. Os megacristais de granada que estão em contato com quartzo são circundados por coronas de ortopiroxênio (Opx1) e de plagioclásio (Pl1) e, indicando a reação da destruição da granada no meio saturada em sílica, que segue a reação de FMAS abaixo listada:



O simplectito de biotita de granulação fina + o quartzo é dado pela reação que substitui o ortopiroxênio. Estas microestruturas podem ser interpretadas como produtos da reação multivariante de KFMASH:



Barbosa & Sabaté (2004) demonstraram que as rochas do Bloco Jequié, incluindo os GH, estavam originalmente na fácies do anfibolito e, foram transformadas em granulitos durante a Colisão Paleoproterozóica. A biotita e a hornblenda nestes granulitos estão no desequilíbrio com o ortopiroxênio (Barbosa 1986), mostrando que o fundido deve ter sido produzido durante o metamorfismo progressivo e, que pode ter resistido em quantidades pequenas nestas rochas, assim sendo responsável pela formação da biotita retrógrada (Bt2) durante o processo de resfriamento. Por outro lado, quando a biotita retrógrada é encontrada em torno do ortopiroxênio e dos minerais opacos em zonas de cisalhamento, podendo interpretar que elas seriam formadas durante o processo de levantamento do Bloco Jequié, onde se produziria um *influx* da água. Esta água também poderia ter invadido o leucocharnockito com granada e cordierita, formando assim a (Bt2) durante o processo de resfriamento do corpo.

VI.6 - Termobarometria.

As condições de P-T das rochas estudadas foram determinadas usando softwares de GPT (Reche & Martinez 1996) e THERMOCALC (Holland & Powell 1998) (Tabela VI.8, VI.9, VI.10). As amostras foram aquelas descritas em detalhe acima: dos granulitos alumino-magnesianos/kinzigitos amostras KJ-3, KJ-1 e BJ-137-A, coletadas próximas ao Domo de Brejões e, a amostra JB-05 do granulito alumino-magnésiano/kinzigito e a amostra XH-050-B do leucocharnockito com granada e cordierita, coletada longe do Domo (Figura VI.2). Estas rochas podem-se observar microestruturas preservados tais como: coronas e simplectitos relacionados com os processos de descompressão e assim, produzindo informações sobre um número de estágios ao longo do padrão P-T retrógrado do metamorfismo da região. Por outro lado, poucas evidências sobre o padrão P-T progressivo do metamorfismo remanesce. O método da regressão de Pattison e de Bégin (1994) foi aplicado para estimar as composições minerais, os valores de P no momento de *close-to-peak* e os valores de T foram obtidos através da utilização dos barômetros de ortopiroxênio-Al-granada de Harley & Verde (1982) e o geotermômetro granada-ortopiroxênio de Harley (1984), respectivamente, porque ambos foram baseados no mesmo jogo de experiências.

Tabela VI.8 – Cálculos de geotermometria das rochas estudadas, valores de temperatura em °C.

Geotermometria/Amostras	KJ-3	KJ-1	BJ-137 A	JB-05	XH-050-B
Domo de Brejões	Amostras próximas do Domo			Amostras longe do Domo	
RECHE AND MARTINEZ (1996)					
Gt-Crd (7-10 kbars)					
Thompson (1976)	777-836	734-769	721-737		
Holdaway & Lee (1977)	730-790	692-706	695-708		
Bhattacharya <i>et al.</i> (1988)	753-793	737-758	716-731		
Gt-Ilm (7-10 kbars)					
Pownceby <i>et al.</i> (1991)	919-1148	900-1100	991-1090		
Gt-Opx (7-10 kbars)					
Sen & Bhattacharya (1984)			786-809	790-810	657-692
Harley (1985)			724-741	710-780	617-649
Lee & Ganguly (1988)			800-819	800-820	697-729
Lal (1993)			674-696	700-710	690-719
Crd-Spl (7-10 kbars)					
Vielzeuf (1983)	818-896	970-902			

As temperaturas de 900-1150°C foram determinadas usando os geotermômetros de Grt-Ilm (Pownceby *et al.* 1991) e de Crd-Spl (Vielzeuf 1983) para as amostras do granulito alumino-magnesianos que contêm o espinélio (amostras KJ-3, BJ-137-A) posicionado próximo da borda da intrusão de charnockito (CH6), Domo de Brejões (Tabela VI.8). A calibração de Holland & Powell (1998) dão também altas temperaturas (900-1000°C) para estas mesmas amostras, mas indica baixas temperaturas de 850-870°C para a amostra XH-050-B do leucocharnockito com granada e cordierita (Tabela VI.9), coletada longe da estrutura dômica. A paragênese hercinita + quartzo somente é formada as temperaturas maiores que 800°C (Ellis *et al.* 1980, Sandiford & Powell 1986, Tobi *et al.* 1985, Waters 1991). O espinélio analisado contém entre 0,76 e 2,75 % de ZnO, na mesma escala foram encontrados espinélio em cinturões de granulitos de ultra-alta-temperatura (Dasgupta *et al.* 1995, Ouzegane & Boumaza 1996), enquanto que o teor do Al₂O₃ igual a 6,4 % em núcleos de ortopiroxênio nos granulitos alumino-magnesianos (Tabela VI.3), também caem dentro da escala de teores do Al₂O₃ em núcleos de ortopiroxênios encontrados no terreno granulítico de ultra-alta-temperatura típico, em *Enderby Land*, Antarctica (Grew 1982, Harley *et al.* 1990).

A maioria de valores calculados de P está entre 5 e 8 kbars para todas as amostras analisadas, utilizando qualquer calibração usada (Grt-Pl-Bt-Qtz; Grt-Pl-Sil-Qtz; Grt-Rt-Sil-Ilm-Pl-Qtz) (Tabela VI.10). As estimativas da pressão calculadas pela calibração de Holland & Powell (1998) estão próximos de 8 kbars, tanto para os granulitos alumino-magnesianos (KJ-1) quanto para os leucocharnockitos com granada e cordierita (XH-050-B) (Tabela VI.9).

Tabela VI.09 - Cálculos de geotermobarometria das rochas estudadas.

Geobarometria/Amostras	KJ-3	KJ-1	BJ-137-A	BJ-137-A	JB-05	XH-050-B
Domo de Brejões	Amostras próximas do Domo				Amostras longe do Domo	
HOLLAND AND POWELL (1998)						
(Pl-Opx-Gt-Bt-Ilm-Fk)						
		1051°C ; 7.5Kb				887°C ; 7.1Kb
		984°C ; 8.2Kb				889°C ; 7.3Kb
		985°C ; 8.2Kb				850°C ; 7.3Kb
		900°C ; 7.3Kb				

Tabela VI.10 – Cálculos de geobarometria das rochas estudadas.

Geobarometria/Amostras	KJ-3	KJ-1	BJ-137-A	BJ-137-A	JB-05	XH-050-B
Domo de Brejões	Amostras próximas do Domo				Amostras longe do Domo	
RECHE AND MARTINEZ (1996)						
Gt-Pl-Bt-Qz (850-1100°C)						
				(700-850°C)		
Hoisch (1990) (Mg)			7.6-9.0	5.4-6.1	4.6-5.9	6.7-8.2
Hoisch (1990) (Fe)			7.4-9.5	6.1-7.0	3.9-5.0	9.1-11.6
Gt-Pl-Sil-Qz (850-1100°C)						
				(700-850°C)		
Newton & Haselton (1981)	7.6-9.9	6.8-9.1	7.1-9.3	6.0-6.8	5.4-6.9	
Hodges & Spear (1982)	5.7-8.1	5.1-7.1	5.3-7.5	4.4-5.0		
Ganguly & Saxena (1984)	7.4-8.9	6.7-8.9	7.2-9.6	5.4-6.6	5.0-6.5	
Hodges & Crowley (1985)	7.4-9.3	6.7-8.6	7.0-8.8	5.5-6.7	5.0-6.4	
Koziol (1989)	9.2-11.7	8.5-10.9	8.6-11.1		7.0-9.0	
Koziol & Newton (1989)	8.3-10.6	7.6-9.7	7.9-10.0	6.2-7.6	6.0-7.7	
Gt-RT-Sil-Ilm-Pl-Qz						
				(700-850°C)		
Bohlen <i>et al.</i> (1983)	6.8-7.6	6.8-7.6	8.7-10.0	4.7-6.8		
Bohlen <i>et al.</i> (1983)	4.8-6.1	5.1-4.8	6.7-7.9	6.2-7.0		
Bohlen & Liotta (1986)	7.3-9.8	6.9-8.3	6.8-8.2	4.1-5.2		

As rochas da área do Domo de Brejões foram recristalizadas sob condições da fácies granulito de baixa a intermediária pressão (5-8 kbars). As temperaturas determinadas nas amostras coletadas longe do Domo estão na ordem de 850°C e, similar àquela encontrada em outras partes da região alto grau do sul da Bahia (Barbosa 1986, 1990). As amostras coletadas próximas do Domo, entretanto, registram temperaturas mais altas, aproximadamente 900-1000°C e que são típicas de condições de granulito de ultra-alta-temperatura (Harley 1998). Isto é confirmado pelas condições P-T calculados usando pares geotermométricos de Pattison & Bégin (1994) granada-ortopiroxênio nos granulitos alumino-magnesianos (amostra BJ-137-A). O valor calculado de P é de $12,0 \pm 2,0$ kbars numa T de $960 \pm 40-60$ °C. Os erros são de Harley

(1984) quando assume o valor de $\pm 0,1$ como o erro máximo no K_D calculado. Os dados sugerem que a intrusão do charnockito (CH6) de Brejões, representou uma fonte de calor adicional que modificou os valores do metamorfismo regional da fácies granulito.

VI.7 - Ambiente Tectônico.

Condições de baixa a intermediária pressão e de alta temperatura geralmente prevaleceram nos terrenos metamórficos de alto-grau do arqueano/Paleoproterozóico, na região sul/sudeste da Bahia. Muitos terrenos granulíticos, especialmente aqueles com granulito contendo a paragênese hercinita + quartzo, resfriaram a partir de condições de transição muito quentes. A maioria dos modelos aplicados geralmente envolve uma combinação de adventos magmáticos e de adelgamentos litosféricos (Waters 1991). As auréolas térmicas formadas em torno das intrusões magmáticas contêm granulitos alto-grau com paragênese de hercinita + quartzo (Berg 1977). A associação de hercinita + quartzo encontrada em alguns xenólitos de granulitos em rochas basálticas, indicam também temperaturas metamórficas acima de 900°C (Vielzeuf 1983).

Os padrões P-T sentido horário (*clockwise*) são característicos das regiões geotectônicas dominadas por processos de colisão/obdução. O espessamento da crosta continental é seguido pelo levantamento e erosão rápidos, em geral, posicionados em margens da placa (England & Richardson 1977).

O padrão metamórfico da região granulítica do sul da Bahia (Figura VI.2) é sentido horário (*clockwise*), com pressões baixas a intermediárias (5-8 Kb) e temperaturas altas ($850-870^{\circ}\text{C}$) (Barbosa 1990) (Figura VI.7). Admite-se que este metamorfismo seria uma consequência do espessamento crustal, devido à colisão com os segmentos arqueanos (Figura VIII.3A, VIII.3B, VIII.3C), seguidos pelo levantamento e erosão rápidos (Barbosa 1990, Figueiredo e Barbosa 1993). O estudo empreendido nesta Tese corrobora com a interpretação P-T sentido horário (*clockwise*) para as rochas da região alto-grau do sul da Bahia. As relações texturais mostram reações como $\pm \text{Grt1} + \text{Sill} \pm \text{Qtz} \Rightarrow \text{Crd1} + \text{Spl1}$ (Reação 1), e $\text{Bt1} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Opx2} + \text{Kfs} + \text{L}$ (Reação 2), que indicam o aumento da temperatura (e/ou baixo valor de H_2O). Estas reações foram seguidas por reações $\text{Spl1} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Crd2}$ (Reação 3), $\text{Grt1} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Opx3} + \text{Crd3}$ (Reação 4), $\text{Opx1} + \text{Kfs} + \text{L} \Rightarrow \text{Bt2} + \text{Qtz}$ (Reação 5) e $\text{Grt1} + \text{Kfs} + \text{L} \Rightarrow \text{Bt2} + \text{Qtz}$, que mostra redução nos valores de P e T (Figura VI.7). Por outro lado, as amostras próximas ao contato com o Domo de Brejões definem também um trajeto sentido horário (*clockwise*), mas em uma

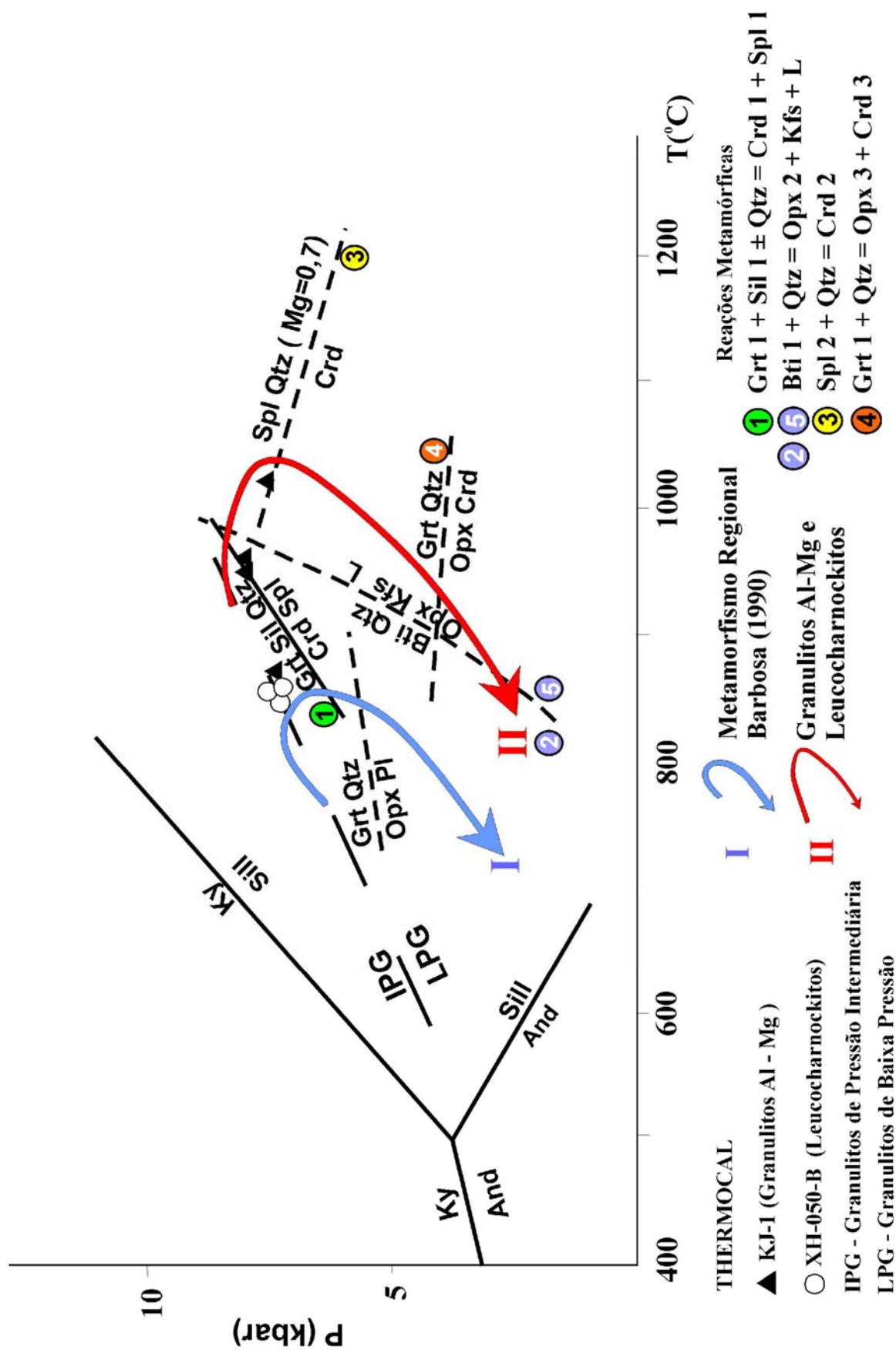


Figura VI.7 O padrão P-T da área do Domo de Brejões. O padrão de mais alta temperatura foi obtido nas amostras coletadas próximo ao Domo de Brejões e o padrão de alta temperatura (Barbosa 1990) foi configurado para rochas situadas longe do domo. As reações $Grt\ 1 + Sil\ 1 + Qtz = Crd\ 1 + Spl\ 1$, $Spl\ 2 + Qtz = Crd\ 2$ e $Grt\ 1 + Qtz = Opx\ 3 + Crd\ 3$ são observados nas rochas estudadas e são similares àquelas estudadas por Harris & Holland (1984), Harley & Hensen (1990), Waters (1990), Mohan & Windley (1993). IPG - granulitos de pressão intermediária e LPG - granulitos de baixa pressão (Green & Ringwood, 1972). O ponto triplice dos alumínio silicatos é de Holdaway (1971).

temperatura mais alta do que aquele gravado nas amostras longe do Domo (Figura VI.7). Sugere-se que a intrusão do diápiro de charnockito (CH6) de Brejões, tenha gerado *underplating* da crosta inferior por magmas que provocaram seu derretimento parcial e, isso seria responsável para a ascensão local da temperatura acima da temperatura do pico metamórfico regional (Figura VIII.3D, VIII.E). A assembléia hercinita-quartzo nas rochas supracrustais que cercam o Domo de Brejões sugere um momento de muito de alta temperatura (>1000°C), em consequência de introdução dos magmas graníticos do (CH6), que induzam a fusão parcial das rochas supracrustais adjacentes e a produção de leucomagmas graníticos do tipo 'S' com granada e cordierita.

VI.8 - Conclusões.

Como mostrado neste Capítulo, na área de pesquisa ocorrem em granulitos com paragênese hercinita + quartzo, que expressam condições de altas a muito altas temperaturas metamórficas. Esta paragênese ocorre nos granulitos alumino-magnesianos que se situam no contato com os charnockitos intrusivos (CH6), não sendo encontrado nestes granulitos, localizados distantes dos Domos (CH6). Os granulitos alumino-magnesianos nesta situação possuem temperatura e pressão da ordem de 850°C e 5-8 kbars, compatível com as condições PT encontradas em toda a região granulítica do sul da Bahia (Barbosa 1986, 1990). Contudo, como registrado no artigo apresentado, somente nas amostras coletadas, próximas aos Domos de charnockitos (CH6) são registradas temperaturas em torno de 900-1000°C, sugerindo que estas intrusões foram responsáveis pelo aumento local das temperaturas acima daquelas encontradas para o pico metamórfico ($\pm 850^\circ\text{C}$), inclusive provocando a fusão parcial das supracrustais, com a produção de leucocharnockitos com granada e cordierita.

O diagrama PT construído para a área de pesquisa indica uma trajetória "*clockwise*", característica de regiões dominadas por colisões/obduções. Nessas regiões, o espessamento da crosta continental seguindo de rápidos levantamentos situa-se basicamente nas margens de placas, como parece ser o caso da área de pesquisa (Barbosa & Sabaté 2002, 2004).

CAPÍTULO VII

Geocronologia

VII.1 - Introdução.

Neste capítulo é apresentada uma síntese dos dados de geocronologia publicados sobre a área de pesquisa. Estes dados permitiram descrever as diferentes épocas de crescimento e de retrabalhamento crustal da área, compatibilizando-os com os processos petrogenéticos, metamórficos e anatéticos descritos nos capítulos anteriores.

A área de Tese foi objeto de vários estudos geocronológicos, sobretudo a partir de 1986 quando se utilizou a geocronologia e a geologia isotópica, após a investigação cuidadosa da petrologia, da litogeoquímica, da geologia estrutural e do metamorfismo. Os principais métodos utilizados nesses estudos foram: o Rb-Sr e Sm-Nd (Marinho *et al.* 1994; Wilson 1987; Barbosa *et al.* 2004) (Tabela VII.1); o U-Pb SHRIMP em zircão (Alibert e Barbosa 1992, Silva *et al.* 2002) (Tabela VII.2) e o Pb-Pb em zircões, evaporação (Barbosa *et al.* 2004) (Tabela VII.3).

VII.2 – Métodos Rb-Sr e Sm-Nd.

Como exibido na tabela VII.1, as amostras PJ-07A, PJ-07B, BJ-188, TB-19B, 17 e 16 são de granulitos heterogêneos (GH) e estão localizadas próximas as estruturas dômicas. Todas as idades modelos Sm-Nd T_{DM} obtidas variam entre 2,90 a 3,25 Ga. Por sua vez, as idades modelos Sm-Nd T_{DM} de 3,2 Ga encontradas nos charnockitos (CH6), coletadas na parte interna do Domo de Brejões (amostra IJ 22) e em granulito de um pequeno domo, situado nas proximidades da cidade de Cravolândia (amostra TB-19A), são aproximadamente similares àquelas obtida por Wilson (1987) (3,18 Ga) (Mapa Geológico Anexo) (Tabela VII.1). Estes valores parecidos indicam que os charnockitos (CH6) devem ter sido derivados de antigos protólitos arqueanos. Ainda confirmando estas similaridades, Marinho *et al.* (1994) determinou idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) entre 3,13-3,2 Ga, em rochas supracrustais, situadas entre os Domos de Brejões e Santa Inês (Mapa Geológico Anexo) (Tabela VII.1).

Tabela VII.1 Idades Rb-Sr e Sm-Nd de granulitos da área de Tese segundo de Marinho *et al.* (1994), Wilson (1987) e Barbosa *et al.* (2004).

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro $2\sigma \times 10^{-6}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ Ga	$T_{\text{DM}(1)}$ Ga ($\epsilon_{\text{H}} = +10$)	$T_{\text{DM}(2)}$ Ga ($\epsilon_{\text{H}} = +8$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(2.1)$ Ga	$\epsilon_{\text{Nd}}(2.7)$ Ga	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro $2\sigma \times 10^{-6}$	ISr (2.1) Ga
Rochas Metasupracrustais																
BJ-137 ^c	9,34	70,3	0,0803	0,510536	7	-41	2,97	2,86	-10	-0,9	135,4	301	1,31	0,75160	15	0,712
1263PIR05(6) ^a	4,8	28,6	0,1016	0,51073	-	-37	3,26	3,13	-12	-4,4	-	-	-	-	-	-
Granulitos Heterogêneos (GH)																
PJ-07-B ^c	0,67	5,33	0,0755	0,510506	8	-42	2,90	2,79	-9	0,1	161,7	257	1,83	0,76491	27	0,709
BJ-188 ^c	22,3	131	0,1029	0,510782	6	-36	3,23	3,10	-11	-3,9	116,9	196	1,74	0,78663	20	0,734
PJ-07-A ^c	6,48	48,9	0,0801	0,510558	9	-41	2,94	2,82	-9,4	-0,4	153,2	149	3,01	0,79334	25	0,702
TB 19 B ^c	11,1	58,8	0,1144	0,511051	3	-31	3,20	3,05	-8,9	-2,6	-	-	-	-	-	-
17d ^b	4,2	28,9	0,0886	0,51068	-	-38	2,99	2,87	-9,3	-1,0	94	138	1,98	0,79027	-	0,730
16b ^b	12,3	63,6	0,1079	0,51088	-	-34	3,25	3,11	-10,6	-3,8	129	185	2,04	0,79857	-	0,737
Granulitos enderbíticos-charnockíticos (CHI)																
1 ^b	1,9	10,5	0,1119	0,51104	-	-31	3,13	2,99	-8,4	-2,0	43	668	0,2	0,70900	-	0,703
13 ^b	1,8	10,5	0,1061	0,51085	-	-35	3,24	3,10	-10,7	-3,8	79	375	0,6	0,72846	-	0,710
10 ^b	6,7	36,0	0,1116	0,51105	-	-31	3,11	2,97	-8,2	-1,7	256	76	9,7	1,11496	-	0,820
Granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2)																
4 ^b	9	60,7	0,0900	0,51064	-	-39	3,08	2,96	-10,5	-2,3	70	288	0,7	0,73527	-	0,714
6 ^b	12,1	65,9	0,1109	0,51103	-	-31	3,12	2,97	-8,4	-1,8	84	240	1,0	0,74493	-	0,714
21 ^b	15,7	88,9	0,1066	0,51102	-	-32	3,01	2,87	-7,4	-0,5	193	160	3,5	0,84905	-	0,743
23a ^b	10,7	63,6	0,1015	0,510920	-	-34	3,01	2,88	-8,0	-0,8	406	86	13,7	1,27870	-	0,865
Charnockitos (CH6)																
IJ - 22 ^c	15,2	82,3	0,1114	0,510956	5	-33	3,25	3,10	-10	-3,5	207,9	70	8,92	1,04319	21	0,773
TB 19 A ^c	18,53	138	0,0811	0,510590	3	-40	2,92	2,81	-9	-0,2	-	-	-	-	-	-
14 ^b	11,8	61,9	0,1157	0,51109	-	-30	3,18	3,03	-8,5	-2,3	377	67	16,3	1,37384	-	0,881

^a Dados de Marinho *et al.* (1994)

^b Dados de Wilson (1987)

^c Dados de Barbosa *et al.* (2004)

Com relação ao método Rb/Sr, granulitos heterogêneos localizados ao sul do Domo de Brejões, forneceram isócrona Rb-Sr com idade de 2699 ± 24 Ma (Wilson 1987), confirmando também, com este método, as idades arqueanas dessas rochas. Por outro lado, outras isócronas Rb-Sr nessas mesmas rochas, deram idades Rb/Sr de 2,0 Ga, valor que foi relacionado aos processos de granulitização (Wilson 1987).

Combinando os métodos Sm/Nd e Rb/Sr, em granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) próximo da cidade de Lage (Mapa Geológico Anexo), foi obtida uma isócrona Rb-Sr de rocha total de 2932 ± 124 Ma e idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) situados entre 3,0 e 3,15 Ga (Wilson 1987). Por sua vez, nos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) perto da cidade de Mutuípe (Mapa Geológico Anexo), encontrou-se idades de 2894 ± 130 Ma (Rb-Sr, rocha total) e 3,0 Ga (Sm-Nd, T_{DM}), que são valores próximos àqueles do (CH1).

VII.3 – Métodos Pb-Pb por Evaporação.

Método geocronológico Pb/Pb por evaporação em zircões da área foram também testados na região, objetivando principalmente identificar as idades de cristalização dos protólitos.

No granulito enderbítico-charnockítico (CH2) próximo à cidade de Lage (Mapa geológico Anexo) foi obtido através do método Pb/Pb rocha total idade de 3,4 Ga (Wilson 1987), que foi considerada duvidosa por este autor.

Os cristais de zircões encontrados nos leucocharnockitos contendo granada e cordierita, testados pelo método Pb/Pb evaporação produziram idades entre 2,0-2,1 Ga (Tabela VII.2) sugerindo que a sua formação se deu no paleoproterozóico. Esta interpretação é confirmada quando se utiliza datações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação em monazita, obtendo-se idades médias de 2052 ± 2 Ma (Tabela VII.2). Esta idade é interpretada como aquela ligada à temperatura de resfriamento do sistema U-Pb na monazita (750°C).

Os zircões encontrados nas amostras (BJ-188 e TB-19B) de granulitos heterogêneos (GH) são em geral euédrais e ocorrem com zoneamento magmático, mas quando finos e não zonados podem corresponder às grãos tipicamente metamórficos recristalizados. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ encontradas nessas últimas amostras variam entre 2,45 e 2,56 Ga (Tabela VII.2), indicando que elas

Tabela VII.2 - Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação, de zircões e monazitas de litologias da área de Tese, segundo Barbosa *et al.* (2006).

Amostra	Passos em Ampere	Número de razões medidas	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro 2 σ $\times 10^{-4}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigido	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	2 \times erro provável (Ma)	D. S. (Ma)
BJ 137^T: leucocharnockito contendo granada e cordierita.									
zircão	2,6	40	1708	0,1300	2	0,1222	1989	3	8
	2,6	12	2853	0,1368	21	0,1322	2127	28	48
monazite									
10 grãos	3,1	20	9302	0,1286	10	0,1272	2060	13	30
	2,4	20	4207	0,1300	4	0,1269	2055	6	13
3 grãos	2,7	20	7826	0,1280	4	0,1263	2047	5	11
	2,4	20	1914	0,1330	15	0,1261	2044	22	49
						Média:	2052	2	7
BJ 188^C: granulitos heterogêneos (GH).									
zircão									
3 grãos	2,6	20	855	0,1793	5	0,1646	2504	5	11
	2,6	20	1631	0,1766	2	0,1690	2548	2	4
	2,6	160	2987	0,1744	1	0,1702	2560	1	9
	2,6	140	3150	0,1739	1	0,1699	2557	1	6
4 grãos	2,6	20	1257	0,1706	2	0,1605	2461	2	4
	2,6	20	1544	0,1692	2	0,1618	2475	2	25
	2,8	40	4168	0,1690	8	0,1659	2517	8	
TB 19 B^C: granulitos heterogêneos (GH).									
zircão									
1 grão	2,6	140	5197	0,1619	2	0,1595	2450	2	9
PJ 07 B^C: granulitos heterogêneos (GH).									
monazite									
10 grãos	2,5	60	10723	0,1273	1	0,1263	2047	2	6
PJ 07 A^C: granulitos heterogêneos (GH).									
monazite									
10 grãos	2,8	20	76951	0,1261	1	0,1261	2044	1	2
IJ 22^C: charnockito (CH6).									
zircão									
1 grão	2,8	20	1417	0,1478	3	0,1388	2212	3	7
	3,1	60	2888	0,1587	2	0,1544	2396	2	9
7 grãos	3,1	20	1742	0,1762	4	0,1691	2549	4	8
	2,6	40	3892	0,1653	4	0,1621	2478	1	4
1 grão	2,6	180	3543	0,1636	26	0,1600	2456	4	28
	2,6	140	3858	0,1637	1	0,1604	2460	1	8
1 grão	2,4	80	1479	0,1462	3	0,1374	2195	1	4
	2,6	180	11722	0,1578	3	0,1567	2420	3	19
	2,8	40	2286	0,1610	5	0,1555	2407	5	16
TB 19 A^C: charnockito (CH6).									
zircão									
1 grão	2,6	13	10865	0,1335	39	0,1323	2129	29	52
	2,8	80	39966	0,1417	2	0,1414	2245	3	12
1 grão	2,8	20	5956	0,1270	4	0,1248	2026	6	13
	3,0	20	4803	0,1312	11	0,1285	2078	15	34
1 grão	2,7	80	12036	0,1334	2	0,1323	2129	3	11
monazite									
1 grão	2,4	40	969	0,1382	9	0,1245	2022	13	39
	2,7	20	4025	0,1281	4	0,1248	2026	6	14
1 grão	2,7	20	621	0,1465	8	0,1251	2030	31	43
						Média:	2026	1	4

^C Dados de Barbosa *et al.* (2004).

representam provavelmente as idades dos protólitos. Estes dados sugerem que os granulitos heterogêneos sofreram retrabalhamento metamórfico. Visto que as idades obtidas em monazitas em amostras similares e próximas (PJ 07 B e PJ 07A) alcançaram valores de 2047 ± 2 e 2044 ± 1 Ma. Também, isócronas Pb-Pb rocha total deram idades de 2,0 Ga em granulitos heterogêneos da área. Estes valores próximos de 2,0 Ga podem está relacionada aos processos de granulitização (Wilson 1987).

Nos charnockitos do Domo de Brejões, os grãos de zircões apresentam-se subeudrais a euédrais, com zonação e evidentes intercrescimentos, localizados nas suas bordas. As idades obtidas por $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporação variam de 2,20 a 2,55 Ga na amostra IJ-22 e, de 2,03 a 2,25 Ga na amostra TB-19A. Esta variação nos valores encontrados pode corresponder, provavelmente, a análises realizadas em zircões magmáticos com intercrescimentos metamórficos em torno de 2,0 Ga (Tabela VII.2). Nesta tabela verifica-se que dados obtidos através da datação em monazita (amostra TB-19A) produziram uma idade média de 2026 ± 1 Ma, que é comparativamente similar àquelas encontradas nos zircões de idades mais jovens (2,03 Ga, por exemplo), embora muito mais jovem quando comparadas com as idades obtidas em zircões na parte norte do Domo, que variam de 2195 ± 1 a 2549 ± 4 Ma (Tabela VII.2).

VII.4 – Método U-Pb SHRIMP.

Alibert e Barbosa (1992), através do método U-Pb SHRIMP em zircão, encontram idade de 2810 Ma nos granulitos charnoenderbíticos de Laje (CH1), que foi interpretada como ligada à época de colocação do protólito. Estes mesmos autores, utilizando também o método SHRIMP em zircão, dataram um granulito charnoenderbítico de Mutuípe (CH2) em 2663 ± 16 Ma e 2689 ± 7 Ma, indicando que estas idades são também ligadas à época de cristalização dos protólitos dessas rochas.

Silva *et al.*, (2002) com base em novos dados U-Pb SHRIMP datou duas amostras de rochas nas vizinhanças da área de Tese (Tabela VII.3). Na primeira (LC 61), proveniente de um granulito heterogêneo (GH), coletado na Pedreira Impacto, na saída da cidade de Jequié, encontrou-se a idade de 2473 ± 5 Ma. Esta idade foi conseguida através de 21 *spots* de 16 cristais de zircão, plotados no diagrama concórdia e interpretada como idade de cristalização do protólito. A idade do metamorfismo foi de 2061 ± 6 Ma (Tabela VII.3). Na segunda (LC 60) foi obtida de um granulito

Tabela VII.3 Idades U/Pb SHRIMP de litologias da área de Tese segundo Alibert e Barbosa (1992) e Silva *et al.* (2002).

Amostra	Localidade	Rocha	Designação litoestratigráfica	Idade aproximada previamente admitida	Idade de Cristalização SHRIMP (Ma)	Idade do Metamorfismo SHRIMP (Ma)	Correspondente Unidade Litoestratigráfica
1 ^a	Lage	Granulito Charnoderbítico (CH1)	Bloco Jequié	Arqueana	2810	-	(CH1)
2 ^a	Mutuipe	Granulito Charnoderbítico (CH2)	Bloco Jequié	Arqueana	2663 ± 16 (2σ); 2689 ± 7	-	(CH2)
LC 61 ^b	Pedreira de Jequié	Granulito heterogêneo (GH)	Bloco Jequié	Arqueana	2473 ± 5	2061 ± 6	(GH)
LC 60 ^b	Jitaúna	Granulito heterogêneo (GH)	Bloco Jequié	Arqueana	2715 ± 29 (1σ)	2047 ± 14	(CH1)

^a Alibert e Barbosa (1992)

^b Silva *et al.* (2002)

charnockítico (CH1) de Jitaúna. Os dados obtidos plotados no diagrama concórdia, mostraram uma idade de 2715 ± 29 Ma, interpretada como de cristalização do magma que deu origem ao protólito e, uma idade de 2047 ± 14 Ma, considerada como ligada à recristalização do protólito durante o metamorfismo granulito. Ainda segundo estes autores, os dados SHRIMP, somados com aqueles encontrados nos trabalhos anteriores, podem ser interpretados pelo diacronismo de magmas crustais potássicos arqueanos, gerados nos períodos de 2800 Ma, 2700 Ma, 2640-2500 Ma e 2000 Ma. Silva *et al.* (2002), assinala também que há uma explicação para as diferenças entre idades modelos Sm-Nd T_{DM} (3400-3000 Ma) e aquelas obtidas pelo método U-Pb em zircão, que seria devido à heterogeneidade das fontes dos protólitos das rochas do Bloco Jequié, originadas pela reciclagem de crosta continental prévia.

VII.4 - Conclusões Parciais.

A partir da avaliação das relações de campo e das idades obtidas em trabalhos anteriores pode-se sugerir uma ordenação dos eventos magmáticos e metamórficos da área. Os encraves e *boudins* de granulitos básicos bem como as supracrustais que ocorrem inclusos nos granulitos heterogêneos ortoderivados do (GH) constituem as rochas mais antigas encontradas no Bloco Jequié. Os dados de SHRIMP e de Pb-Pb mostram que os CH1 e CH2 são também antigos.

O magma precursor dos granulitos heterogêneos (GH) foi datado pelo método de Rb-Sr, através de isócronas com idades ligeiramente superiores a 2,7 Ga embora idades T_{DM} Sm/Nd tenham dado valores próximos de 3,1 Ga (Wilson, 1987). Considerando as idades Rb/Sr, os granulitos heterogêneos são provavelmente contemporâneos aos estágios magmáticos que originaram os protólitos dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) e (CH2), datados pelo método SHRIMP em zircões em 2,8 e 2,7 Ga por Alibert e Barbosa (1992) e em 2,7 por Silva *et al.* (2002).

Nos charnockitos (CH6) que compõe o Domo de Brejões foram encontrados zircões herdados, similares àqueles encontrados nas rochas encaixantes (granulitos heterogêneos) (Mapa Geológico Anexo). Entretanto, esses plutons (CH6) foram têm idades em zircões de 2,20 Ga e em monazitas de 2026 ± 17 Ma. Sendo assim, consideram-se os charnockitos (CH6), litologias

granulíticas mais jovens encontradas na área. Confirmando esta interpretação, nos charnockitos (CH6) são encontrados enclaves das rochas encaixantes mais antigas (CHO, CH1, CH2).

Com as datações Sm/Nd obtidas nas litologias da área, pode-se considerar que todas elas, foram derivadas de fontes antigas, com idades variando entre 2,9-3,2 Ga por $T_{DM}(1)$ ($\epsilon_0 = +10$) e 2,8-3,1 Ga por $T_{DM}(2)$ ($\epsilon_0 = +8$), indicando o manto arqueano como reservatório a ser considerado.

As idades dos leucocharnockitos com granada e cordierita produzidos por fusão parcial dos kinzigitos durante o pico do metamorfismo, alcançaram valores de 2044 ± 1 Ma, Pb-Pb por evaporação. A idade de 2026 ± 1 Ma obtida em monazitas do charnockito (CH6), próxima da idade anterior, leva a interpretar que estes charnockitos (CH6) se formaram também em época próxima do pico metamórfico. Com efeito, o evento metamórfico regional na fácies granulito foi datado em 2086 ± 18 Ma por Ledru *et al.* (1994), em 2096 ± 3 Ma por Peucat *et al.* (em preparação) e em 2061 ± 6 Ma por Silva *et al.* (2002).

CAPÍTULO VIII

Conclusões Finais

Neste capítulo são apresentadas as conclusões finais obtidas durante o desenvolvimento desta pesquisa, a partir dos resultados da geologia de campo, da petrografia, de química mineral, da litogeoquímica associada à modelagem geoquímica, do metamorfismo e da geologia isotópica/geocronologia. Com estes dados, foi possível estabelecer a evolução geotectônica para a área em foco, permitindo compatibilizar e detalhar mais os modelos de evolução geológica da região granulítica do sul da Bahia, estabelecidos em trabalhos anteriores.

Na área de Tese, situada sobre o Bloco Jequié (BJ) e que ocupa mais de 80% das folhas de Amargosa e Jaguaquara (Mapa Geológico Anexo), foram separadas as seguintes unidades litológicas: (i) granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1 e CH2); (ii) charnockitos (CH6); (iii) granulitos *augen*-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4); e, (iv) granulitos heterogêneos (GH), este último composto por granulitos charnoenderbíticos-charnockíticos ortoderivados (CHO), granulitos básicos que ocorrem sob a forma de bandas, encaves ou *boudins*, granulitos kinzigíticos, além de leucocharnockitos com granada e cordierita.

Com base nas observações de campo e nas microestruturas encontradas, pode-se afirmar que todas as rochas estudadas, na sua maioria plutônica, sofreram deformação dúctil e rúptil, pois se apresentam extremamente dobradas, re-dobradas e cisalhadas, com porfiroblastos de feldspato na forma de cunha e com geminação albita encurvada. Exibem também cristais de quartzo estirados e com extinção ondulante, além de cristais microfraturados de piroxênios, plagioclásio, mesopertita e anfibólios.

Nessas rochas não é muito comum a presença relíquias de minerais plutônicas (antipertita, mesopertita e quartzo), visto que as deformações e o alto grau metamórfico a que elas foram submetidas, destruíram a maioria das evidências. Na trama plutônica recristalizada dos protólitos verifica-se a presença de cristais de mesopertita ou microclina pertítica, plagioclásio antipertítico e quartzo. O ortopiroxênio e os raros grãos de granada são produtos do metamorfismo. A hornblenda e a biotita são, em geral, secundárias, e foram interpretados como produto da desestabilização dos

piroxênios e opacos, embora em alguns casos estas fases minerais demonstrem terem sido formadas durante o metamorfismo progressivo. Plagioclásio e a microclina intergranulares são provenientes do retrometamorfismo. A bastita, a muscovita, a clorita e a sericita também são minerais metamórficos retrógrados, entretanto formadas durante o soerguimento dessas rochas.

Com relação a petrografia e química mineral das unidades estudadas, pode-se generalizar que os piroxênios formam grãos individualizados hipidioblásticos a xenoblásticos ao lado da mesopertita do quartzo e do plagioclásio antipertítico. Os ortopiroxênios, sobretudo aqueles dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1, CH2, CH6 e CH4) podem ser classificados como do tipo ferrosilita e tipo ferro-enstatita. Por sua vez, os clinopiroxênios são a augita e o diopsídio. Os anfibólios ocorrem de duas formas: a primeira constitui cristais xenoblásticos a idioblásticos, sempre associado a ortopiroxênios, clinopiroxênios e minerais opacos, sendo do tipo ferro-edenita titaníferas, pargasita e edenita, cuja composição varia em função da composição geral dos litotipos. Nas bordas dos ortopiroxênios e opacos ocorrem a ferro-edenita e a ferro-pargasita retrometamórficas. No que diz respeito à biotita, elas podem ser separadas em três tipos: siderofilita, que aparece sob a forma de grandes palhetas; eastonita e a annita. A primeira pode ser considerada como formada no pico do metamórfico enquanto que as duas últimas, posicionadas nas bordas de hornblenda e de minerais opacos são retrógradadas. O plagioclásio em geral é andesina, que ocorre na forma de cristais xenoblásticos a porfiroblásticos antipertíticos. Por sua vez, oligoclásio também ocorre intersticialmente. Os feldspatos potássicos são, na maioria, ortoclásios (mesopertita ou microclina pertítica), que às vezes constituem relíquias plutônicas, aparecendo sob a forma de cristais porfiroblásticos pertíticos e, na minoria, ortoclásio híbrido, do tipo microclina pertítica. Estas últimas são intersticiais.

Com base na litogeoquímica, os granulitos (CH1 e CH2) foram originados de protólitos granodioríticos a graníticos, do tipo cálcio-alcálico médio-K, ambos formados na crosta superior (fácies anfíbolito) através de processos de cristalização fracionada. O modelamento geoquímico indica que os magmas parentais do (CH1) e (CH2) foram gerados por fusão parcial de um tholeiito arqueano, com enriquecimento em LILE e, com uma taxa de cristalização fracionada em torno de 30-31% (CH1) e 19-20% (CH2). Os cálculos mostraram que o cumulado gerado pelo (CH1) foi constituído basicamente de plagioclásio, hornblenda, magnetita e ilmenita, enquanto que, aquele do (CH2) foi formado de plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, magnetita, ilmenita e apatita. A ausência do ortopiroxênio no cumulado sugere que (CH1) e (CH2) foram granitos/granodioritos da fácies anfíbolito, transformados em granulitos pelo metamorfismo de alto grau que atingiu a área.

Por outro lado, nos charnockitos (CH6) o processo de fusão parcial foi o mais marcante. Estes charnockitos foram gerados pela fusão parcial dos granulitos (CH2), com uma taxa de 75-78%, restando no líquido residual o plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio. A presença deste último indica que a geração dos granulitos (CH6) se deu sob condições da fácies granulito. Os granulitos augen-charnoenderbíticos-charnockíticos (CH4) foram também originados de suítes essencialmente “granítica”, cálcio-alcalina de médio K e, sem afinidade geoquímica com os TTGs arqueanos. Os granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO) foram também gerados de suítes granodioríticas e graníticas, cálcio-alcalinadas de médio K. As bandas, encraves e *boudins* de granulitos básicos tiveram origem ígnea. Nesta Tese eles foram separados em cinco tipos distintos: (i) Enc1 e Enc4 formados de magmas tholeiíticos; (ii) Enc5 originado de magmas cálcio-alcalinados e, (iii) Enc2 e Enc3 gerados através de magmas komatiíticos/ piroxeníticos e por magmas komatiíticos/peridotíticos, respectivamente. Os leucocharnockitos com granada e cordierita são granitos anatóticos do tipo “S” (Hine *et al.* 1978), provenientes da fusão parcial de rochas aluminomagnesianas no pico da granulitização.

Na área de pesquisa, o metamorfismo de uma maneira geral ocorrem temperaturas e pressões da ordem de 850°C e 5-8 kbar, compatível com as condições P-T encontradas em toda a região granulítica do sul da Bahia (Barbosa 1986, 1990). Entretanto foram mapeados na área, granulitos aluminomagnesianos com paragênese hercinita + quartzo, que expressam condições de altas a muito altas temperaturas metamórficas (900-1000°C). Considera-se que estas temperaturas anômalas foram provenientes das intrusões charnockíticas (CH6), que promoveram um aumento local das temperaturas, acima daquelas encontradas regionalmente (\approx 850°C). Estas temperaturas provocaram a fusão parcial das supracrustais e a produção de leucocharnockitos com granada e cordierita. O diagrama P-T construído para a área de pesquisa indica uma trajetória metamórfica horária “*clockwise*”, característica de regiões dominadas por colisões/obduções, como é o caso da área de pesquisa (Barbosa & Sabaté 2002, 2004).

A partir das relações de campo e das idades obtidas de trabalhos anteriores podem-se sugerir uma ordenação no aparecimento das rochas da área. Os encraves e *boudins* de granulitos básicos, bem como as supracrustais que ocorrem inclusas nos granulitos heterogêneos ortoderivados do (CHO), constituem as rochas mais antigas encontradas no Bloco Jequié. Os granulitos (CHO) foram datados pelo método Rb-Sr, fornecendo isócronas com idades superiores a 2,7 Ga e idades T_{DM} de 3,1 Ga (Wilson 1987), portanto contemporâneos aos estágios magmáticos que originaram os granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) e (CH2), datados pelo método SHRIMP em zircões,

em 2,8 e 2,7 Ga por Alibert e Barbosa (1992) e em 2,7 Ga por Silva *et al.* (2002). No charnockito (CH6) (Domo de Brejões) pelo método Pb-Pb por evaporação foram obtidas idades em zircões de 2,20 Ga e em monazita idade de 2026 ± 17 Ma, interpretadas como idade de cristalização, que as caracteriza como os litotipos granulíticos mais jovens encontradas na área. Datações Sm-Nd indicam que todas estas litologias, foram derivadas de fontes antigas, com idades variando entre 2,9-3,2 Ga por T_{DM} (1) ($\epsilon_0 = +10$) e 2,8-3,1 Ga por T_{DM} (2) ($\epsilon_0 = +8$), sugerindo que o manto arqueano deve ser o reservatório a ser considerado. As idades dos leucocharnockitos com granada e cordierita (2044 ± 1 Ma, Pb-Pb por evaporação), produzidos por fusão parcial dos kinzigitos, durante o pico do metamorfismo, mostra que este se situa próximo de 2000 Ma. A idade de 2026 ± 1 Ma obtida na monazita dos charnockitos (CH6), próxima da idade anterior, leva a interpretar que estes últimos se formaram também em época próxima do pico metamórfico. Com efeito, o evento metamórfico regional na fácies granulito foi datado em 2086 ± 18 Ma por Ledru *et al.* (1994), em 2096 ± 3 Ma por Peucat *et al.* (em preparação) e em 2061 ± 6 Ma por Silva *et al.* (2002).

Conforme descrito no Capítulo II, o modelo geotectônico mais aceito para a região granulítica do sul da Bahia é aquele de Barbosa & Sabaté (2002, 2004). Segundo estes autores, baseado em idades modelo de Sm-Nd, nos valores de ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} e nos dados geológicos existentes, três blocos arqueanos foram separados: Gavião, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá, cada um deles apresentando distintas origens e evoluções. No Paleoproterozóico ocorreu a movimentação desses blocos arqueanos no sentido NW-SE, fazendo-os colidir. Com isso houve a formação de importante cadeia de montanhas, o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura II.7, II.8, VIII.1). Os traços desta colisão são identificados não somente utilizando os dados obtidos nos protólitos arqueanos, mas também com aqueles das rochas paleoproterozóicas, pré-, sin- e pós-tectônicas, presentes nas partes centrais e na periferia do Orógeno, conforme trabalhos de Marinho (1991), Santos Pinto (1996), Basto Leal (1998), Mougeot (1996), Oliveira & Lafon (1995), Ledru *et al.* (1997), Corrêa Gomes (2000), Leite (2002), Barbosa & Peucat (2006, em preparação) e Silva (1987), Alves da Silva (1994), Oliveira *et al.* (1999), Mello *et al.* (2000) e Rios (2002). O sentido NW-SE da colisão é interpretado com base nos grandes *thrusts* e nos porfiroblastos existentes nas zonas de transcorrências tardias exibindo cinemática sinistróica, identificada em seções paralelas às lineações de estiramento e normais ao acamamento composicional dos metamorfitos (Alves da Silva & Barbosa 1997). Nas etapas iniciais desta colisão, os grandes *thrusts* com movimento transpressivos resultaram na sobreposição tectônica do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá no Bloco Jequié e ambos sobre o Bloco Gavião (Figura VIII.1).

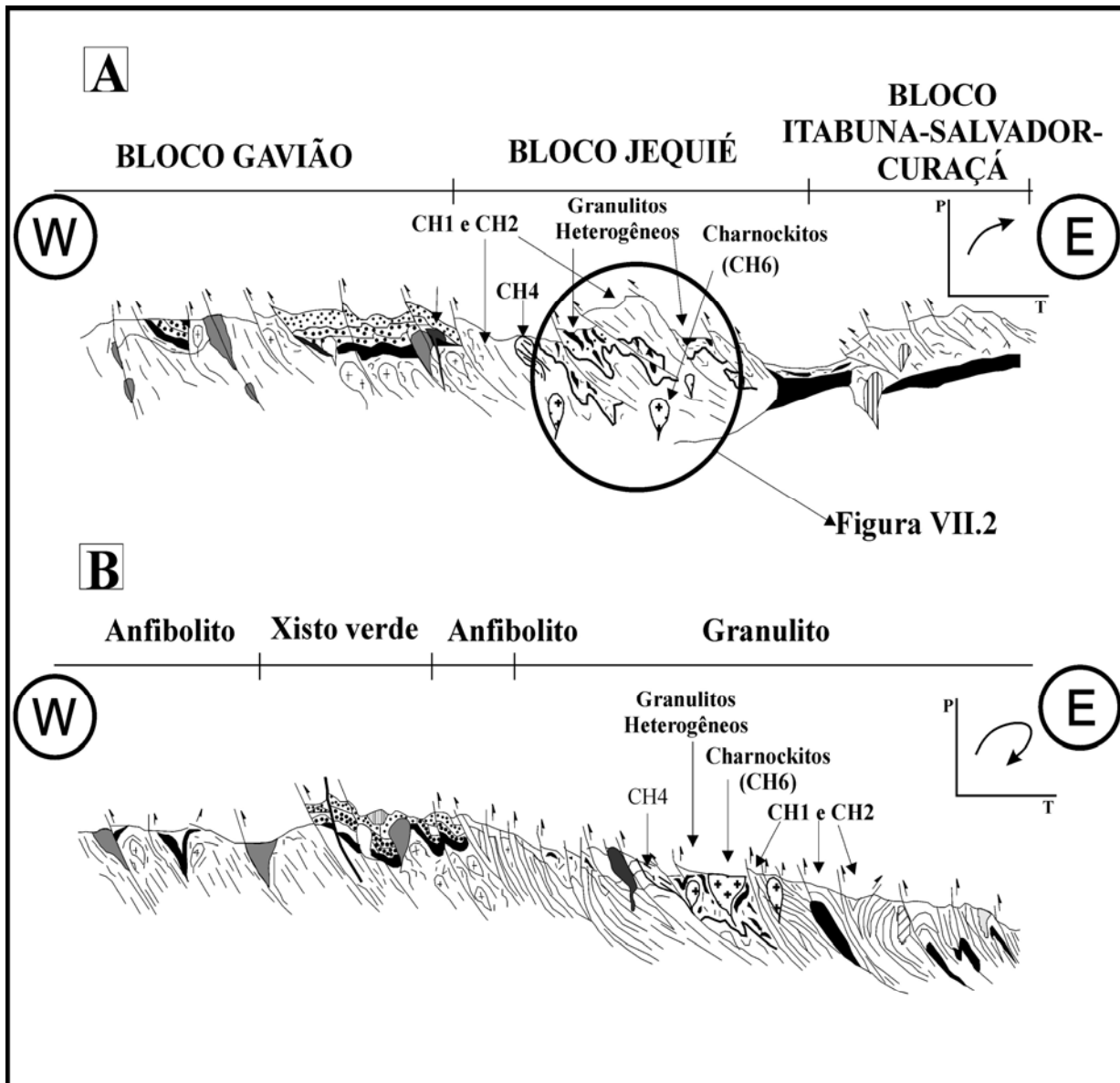


Figura VIII.1 - Perfis geotectônicos da região granulítica do sul da Bahia, (A) Estágio intermediário da colisão com início da produção de charnockitos (CH6) na região de Brejões. (B) Estágio final da orogênese com cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador sobre o Bloco Jequié e ambos sobre o Bloco Gavião. Os diagramas P-T-t da lateral superior direita das seções foram obtidas a partir do estudo de gnaisses aluminomagnesianos. Segundo Barbosa & Sabaté (2002, 2004).

A superposição tectônica dos blocos arqueanos durante a colisão (Figura VIII.1 e VIII.2) teve como consequência o espessamento da crosta continental nesta região, resultando nas deformações destas rochas e situadas nas raízes do Órogeno. Restaram nas partes mais superficiais rochas dos fácies anfibolito e xisto verde. Este metamorfismo atingiu pressões médias de 7 kbar e temperaturas

em torno de 850°C. Na fase de levantamento, rampas tectônicas associadas a *thrusts* tardios modificaram a zonação metamórfica original, em função a colocação de mega-blocos de rochas granulíticas sobre rochas de fácies anfíbolito e, ambas sobre rochas da fácies xisto-verde (Barbosa 1997) (Figura VIII.1). O cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador sobre o Bloco Jequié transformou as rochas deste último, da fácies anfíbolito para a fácies granulito. Isto pode ser verificado nos *boudins* de rochas básicas encravadas nos granulitos heterogêneos ortoderivados (CHO). Neles nota-se que seus núcleos estão na fácies anfíbolito e suas bordas sendo transformadas para a fácies granulito. Nessas bordas nota-se também reações de destruição da hornblenda para piroxênio mais plagioclásio de segunda geração. Esta movimentação estrutural que terminou com os terrenos de mais alto grau posicionados sobre outros de mais baixo, é também identificada pelas reações de destruição das paragêneses granada-quartzo ou granada-cordierita com a produção de simplectitos de ortopiroxênio-plagioclásio (Barbosa & Sabaté 2002, 2004).

As pesquisas realizadas na área de Tese ajudaram a confirmar este modelo. O cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá sobre o Bloco Jequié transformaram as rochas ortoderivadas (CHO), as bandas, enclaves e *boudins* de rochas básicas além das supracrustais (kinzigitos, quartzitos, formações ferríferas, etc.) em granulitos, juntamente com os protólitos granitos-granodioritos dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH1) e (CH2). Como mostrado nesta Tese estes granitos-granodioritos datados de 2,8-2,6 Ga, gerados na fácies anfíbolito, provenientes da fusão de tholeiito arqueano enriquecido em LILE por cristalização fracionada. Devido o cavalgamento do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá sobre o Bloco Jequié, foram formadas dobras recumbentes com vergências para oeste e grandes *thrusts*, sub-horizontais (fase tectônica F1), deformando e recrystalizando intensamente os protólitos (Figura VIII.2A e VIII.3B). Com o prosseguimento do processo colisional, as dobras recumbentes foram coaxialmente redobradas, gerando dobras isoclinais (fase tectônica F2) e zonas de cisalhamento verticais paralelas aos planos axiais dessas dobras isoclinais (fase tectônica F3) (Figura VIII.2B e VIII.3C). Durante a duplicação crustal, houve aumento do gradiente geotérmico com contribuição termal mantélica ocasionando à fusão parcial dos granulitos enderbíticos-charnockíticos (CH2) e a formação dos plútons de charnockitos (CH6), que intrudiram nas encaixantes no final do metamorfismo da fácies granulito (Figura VIII.3D). Estas intrusões datadas em cerca de 2,2-2,0 Ga, se deram em época próxima ao pico metamórfico (que é considerado de idade em torno 2086 ± 18 Ma por Ledru *et al.* (1994), em 2096 ± 3 Ma por Peucat *et al.* (em preparação) e em 2061 ± 6 Ma por Silva *et al.* (2002). Como mostrado nos estudos do metamorfismo nos kinzigitos ou granulitos alumino-magnesianos, o incremento do gradiente termal nestes locais, permitiram a formação de paragênese hercinita mais

quartzo com temperaturas superiores a 1000 °C. A figura VIII.3E mostra a situação atual da área de pesquisa.

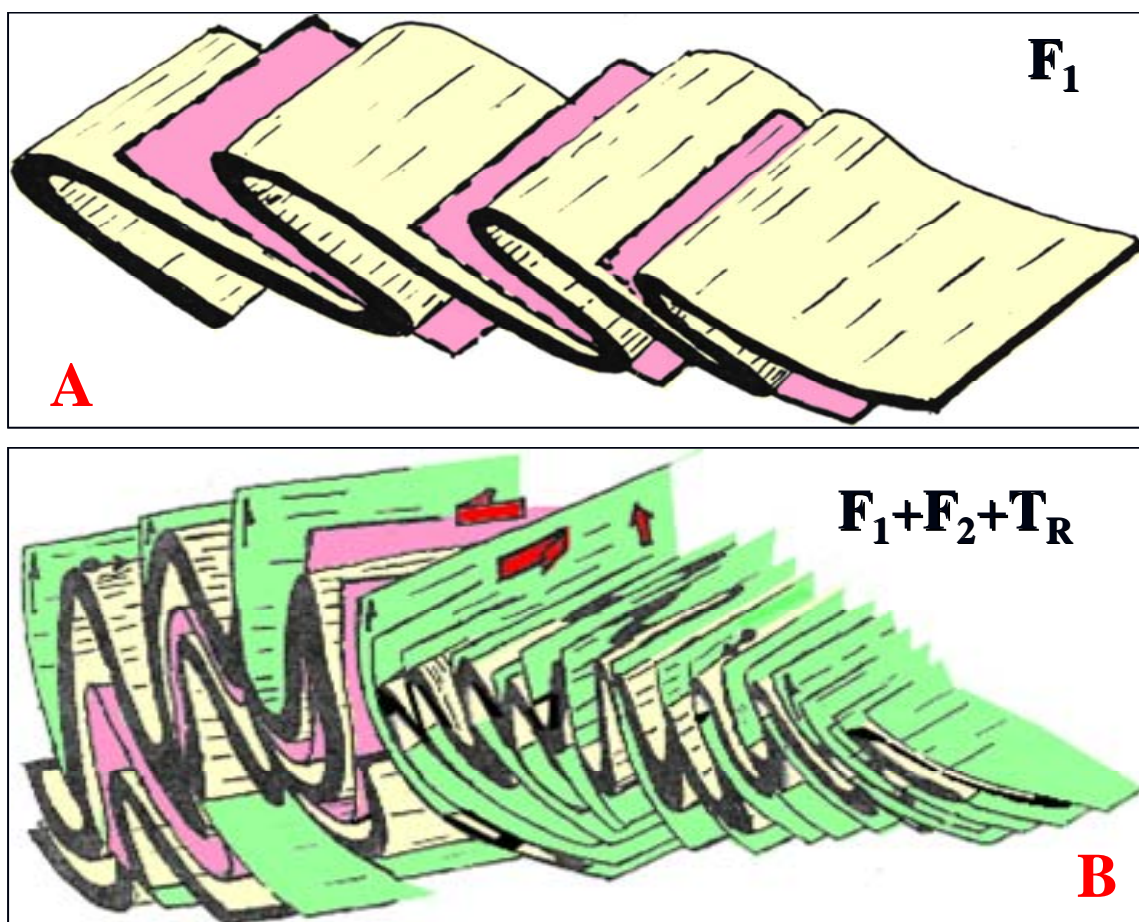


Figura VIII.2 – Episódios de deformação dúctil mais importantes encontrados na área de Tese, formados durante o processo colisional, Bloco Jequié(BJ) e Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC). A - (fase tectônica F1) dobras recumbentes com vergências para oeste e grandes thrust sub-horizontais; B – (fase tectônica F2 e F3) dobras recumbentes redobradas coaxialmente, gerando dobras isoclinais e zonas de cisalhamento verticais paralelas aos planos axiais dessas dobras isoclinais.

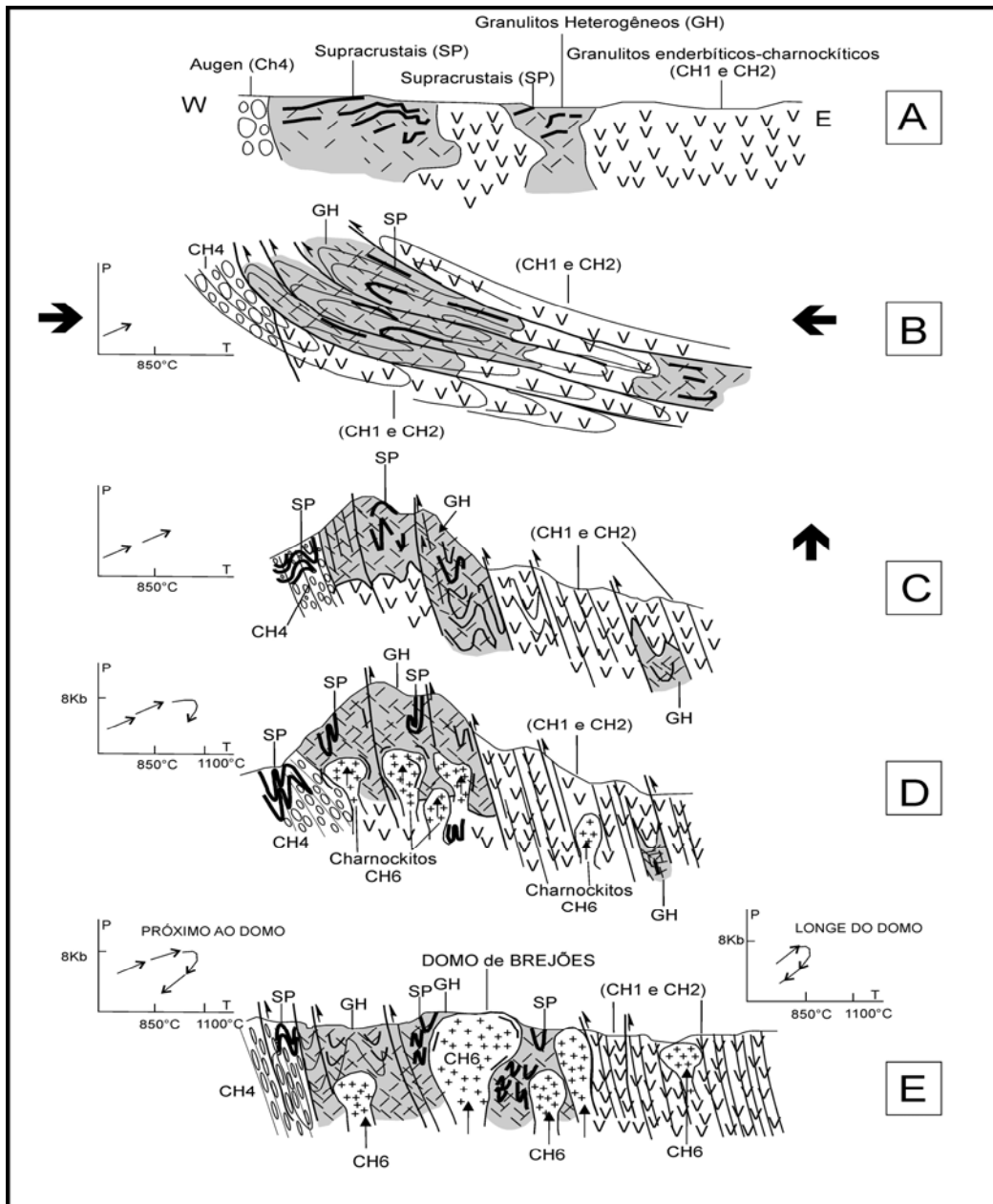


Figura VIII.2 – Evolução Geotectônica com diagramas esquemáticos da área de Tese próxima ao Domo de Brejões (Bloco Jequié). A – Crosta arqueana inicial de fácies anfífolito com os granitos-granodioritos de 2,8-2,6 Ga introduzidos em gnaisses e migmatitos. B e C – Espessamento crustal no paleoproterozóico, terminando com o metamorfismo na fácies granulito ($\approx 2,04$ Ga) e deformações associadas: primeira fase (F1) (dobras recumbentes com vergência para oeste); segunda fase (F2) (dobras isoclinais); e, terceira fase (F3) (zonas de cisalhamento vertical subparalelas aos planos axiais da (F2)). D – Intrusões charnockíticas (CH6), em ambientes da fácies granulito, formando os domos de Brejões e Santa Inês e causando um incremento no gradiente termal ao redor destas estruturas. E – Situação atual nas proximidades dos Domos de Brejões e Santa Inês. O diagrama P-T-t próximo ao Domo de Brejões indicam metamorfismo de pressão intermediária e temperatura ultra-altas, enquanto que o metamorfismo granulítico de uma maneira geral é de pressão intermediária e temperatura alta.

Como mostrado nesta pesquisa, as evidências encontradas permitem sugerir que antes do metamorfismo regional paleoproterozóico, as rochas originais arqueanas eram metamórficas da fácies anfibolito. Entretanto as deformações certamente existentes no arqueano, elas foram todas reorientadas pelas deformações paleoproterozóicas durante a colisão, não deixando vestígios nos granulitos estudados. Entretanto pesquisas futuras mais detalhadas, sobretudo geocronológicas poderão esclarecer os processos geológicos que ocorreram em épocas anteriores ao paleoproterozóico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AILLON, M.P. & BARBOSA, J.S.F. (1992). *As rochas metamórficas de alto grau da região de Cachoeira, São Félix e Cruz das Almas, Bahia*. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA BAHIA/SERGIPE, 1, Salvador, 1992. Anais... Salvador, SBG, 1: 96-99.
- ALIBERT, C.; BARBOSA, J.S.F. (1992). *Âges U-Pb determines à la "SHRIMP" sur des zircons du Complex de Jequié, Cráton de São Francisco, Bahia, Brésil*. In: RÉUN. SCI. TERRE (RST), 14, Toulouse, France, 1992, p.4.
- ALKMIN, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; CASTRO ALVES, J.A. (1993). *Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq. Edição especial. p. 45-62.
- ALMEIDA, F.F.M. (1967) *Origem e evolução da plataforma brasileira*. DNPM/DGM, Rio de Janeiro-RJ, Bol. 241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1969). *Diferenciação tectônica da plataforma brasileira*. In: CONG. BRAS. GEOL., 23, Salvador, 1969, Anais... Salvador, SBG, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. (1971). *Geochronological division of the Precambrian of South América*. Rev. Bras. Geoc., 40(3): 280-296.
- ALMEIDA, F. F. M. (1977) *O Cráton do São Francisco*. Rev Bras Geoc. 7(4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. (2000). *The origin and evolution of the South American Platform*. Earth Sci. Review, 50: 77-111.
- ALVES DA SILVA, F.C. & BARBOSA, J.S.F. (1997). *Evolução estrutural do cinturão granulítico do SE da Bahia: o exemplo da região de Ipiáu*. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos,6, SBG – Núcleo Brasília, Pirenópolis, Goiás, Anais, 1: 241-423.
- ALVES DA SILVA, F.C.; BARBOSA, J.S.F.; DASMASCENO, J.A. (1996). *Estilo deformacional das rochas de alto grau metamórfico da região de Ipiáu, SE da Bahia*. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. Bol. Res. Expan... Salvador, SBG. 6: 262-266.
- ARCANJO, J.B.A.; BARBOSA, J.S.F.; OLIVEIRA, J.E. de. (1992). *Caracterização petrográfica e metamórfica dos granulitos do Arqueano/Proterozóico Inferior da Região de Itabuna – Bahia*. Revista Brasileira de Geociências. 22(1): 47-55.
- ARCANJO, J.B.A.; BARBOSA, J.S.F.; ALVES DA SILVA, F.C. (1998). *O sensoriamento remoto como técnica auxiliar nos estudos geológicos da região de alto grau metamórfico de Ipiáu, Bahia, Boletim de Geociências da USP*. 27: 99-118.

- ARCULUS, R.J. & RUFF, L.J. (1990). *Genesis of continental crust: evidence from island arcs, granulites, and exospheric processes*. In: VIELZEUF and Ph. VIDAL (Eds.), *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 7-23.
- BARBOSA, J.S.F. (1986). *Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia-Brésil*. Tese Doutorado - Académie de Paris. Paris, Université Pierre et Marie Curie, 1986. 401 p., il., mapa anexo.
- BARBOSA, J.S.F. (1988). *Principais geobarômetros utilizados em granulitos. Análise dos resultados de um exemplo do sul da Bahia – Brasil*. Rev. Bras. Geoc. 18 (2): 162-169.
- BARBOSA, J.S.F. (1989). *Química mineral utilizada na identificação das fácies metamórficas da região granulítica do Sul da Bahia – Brasil*. Rev. Bras. Geoc. 19 (3): 350-366.
- BARBOSA, J.S.F. (1990). *The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of archaen early proterozoic plate convergence. Granulites and Crustal Evolution*. In: D. VIELZEUF, AND PH. VIDAL (Eds.). Springer-Verlag:195-221, Clermont Ferrand, France.
- BARBOSA, J.S.F. (1991). *Projeto geologia e metalogenia do Domínio da Costa Atlântica da Região Granulítica do Sul da Bahia – Brasil*. Salvador, UFBA. Convênio SME/SGM/UFBA/PPPG. (Relatório não publicado).
- BARBOSA, J.S.F. (1992). *Modelos geotectônicos da região granulítica do sul da Bahia*. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA BAHIA - SERGIPE, 1, 1992, Salvador. Anais... Salvador: SBG - Núcleo BA / SE. p. 92-95, il.
- BARBOSA, J.S.F. (1994). *Projeto Petrologia e implicações Metalogenéticas das Rochas Granulíticas do Segmento Boa Nova – Itajibá, Sudeste da Bahia*. Salvador: UFBA, 1991.il. Convênio CBPM/IGEO/curso de Pós-Graduação em Geologia. 84p.
- BARBOSA, J.S.F. (1995). *O Embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do Estado da Bahia*. In: BARBOSA, J.S.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. (eds.), *Geologia da Bahia*. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia. Escala 1:1000 000. Salvador: SGM/UFBA, p. 8-25.
- BARBOSA, J.S.F. (1996) *O embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do Estado da Bahia*. Capítulo III. In.: BARBOSA, J.S.F. & DOMINGUEZ, L.M.L. (Ed.) *Geologia da Bahia*. Texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. UFBA/IGEO. Convênio SCIT/UFBA/SGM/PPPG/FAPEX. p. 26-42.

- BARBOSA, J.S.F. (1998). *Síntese do Conhecimento sobre a Evolução Geotectônica das Rochas Metamórficas Arqueanas e Paleoproterozoicas do Embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia*. Rev. Bras. Geoc. 27(3):241-256.
- BARBOSA, J.S.F.; ARCANJO, A.B.J.; ALVES DA SILVA, F.C.; PINHO, I.C.A.; OLIVEIRA, M.P.S.; SAVINI, D.S. (1996). *Geologia das rochas de alto grau metamórfico da região de Ipiaú – sudeste da Bahia-Brasil*. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. Anais... Salvador, SBG, 6: 272-279.
- BARBOSA, J.S.F.; CORRÊA GOMES, L.C.; MARINHO, M.M. & SILVA, F.C.A. da. (2001). *Geologia do Segmento Sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá*. In: WORKSHOP SOBRE O ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ, 1, Salvador. Geologia e o Guia de excursão. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM). Salvador. 1:49-70.
- BARBOSA, J.S.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. (1996). *Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo*. SICM/SGM: 400, Salvador.
- BARBOSA, J.S.F.; OLIVEIRA, E.P.; CORRÊA GOMES, L.C.; MARINHO, M.M.; MELO, R.C. de (orgs.) 2001. In: WORKSHOP SOBRE O ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ,1, Salvador. Geologia e Guia de Excursão, Salvador, Bahia, 2001. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM. 55p.
- BARBOSA, J.S.F. & FONTEILLES, M. (1986). *Exemen critique des resultats fournis par certains barometres courament utilisés en terrains granulitiques. Exemples des granulites de Bahia (Brésil) et du Massif de l'Agly (France)*. Bulletin Mineral. 109: 359-376.
- BARBOSA, J.S.F. & FONTEILLES, M. (1989). *Caracterização dos protólitos da região granulítica do Sul da Bahia - Brasil*. Rev. Bras. Geoc. 18(2): 162-169.
- BARBOSA, J.S.F. & FONTEILLES, M. (1991). *O Metamorfismo da Região Granulítica do Sul da Bahia – Brasil*. Rev. Bras. Geoc., 21: 6-13.
- BARBOSA, J.S.F.; KIENAST, J.R.; NICOLLET, J.J. (2006). *Les Gneisses Alumino-Magnesiens à Sapphirine et les Metatonalites Encaissantes. Itabuna Belt, Bahia, Brésil* (em preparação).
- BARBOSA, J.S.F.; MARINHO, M.M. & SABATÉ, P. (1992) *Geology of the Jequié-Itabuna granulitic belt*. In: PEDREIRA, A.J. (org.), Petrologic and geochronologic

- evolution of the oldest segments of the São Francisco Cráton, Brazil. IGCP Project 280, Comp. Baiana Pesq. Mineral (CBPM), 1: 7-28.
- BARBOSA, J.S.F.; MARTIN H.; PEUCAT, J.J. (2006). *Archean/Paleoproterozoic Crustal Domic Evolution of the Lage, Mutuipe, Brejões and Santa Inês Région. Jequié Block, Bahia, Brazil*. Precamb. Research, (em preparação).
- BARBOSA, J.S.F.; MARTIN H.; PEUCAT J.J. (2004). *Archean/Paleoproterozoic Crustal Domic Evolution of the Lage, Mutuipe, Brejões and Santa Ines Région. Jequié Block, Bahia, Brazil*. Precam. Res. 135: 105-131.
- BARBOSA, J.S.F.; MONTEL, J.M.; NICOLLET, C.; KIENAST, J.R.; VESCHAMBRE, M.; NASSAR, N. (2000). *Electron microprobe monazite dating of the alumino-magnesian gnaisses from Jequié block and Itabuna Belt, Bahia, Brazil* (em preparação).
- BARBOSA, J.S.F. & MORAES, A.M.V. (1994). *Rochas de Alto Grau Metamórfico das Regiões de Itajibá e Boa Nova: Uma Expressão da Deformação Arqueana no Sul da Bahia*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38, Balneário Camboriú, (SC), SBG, Boletim de Resumos Expandidos, 2: 114 - 116.
- BARBOSA, J.S.F.; NICOLLET, J.J.; KIENAST, J.R. (2006a). *Les Granulites Alumino-Magnésien à Hercinite plus Quartz de la region des Dômes Charnockitiques de Brejões. Bloc de Jequié, Bahia, Brésil. Implications dans les Processus Crustales* (em preparação).
- BARBOSA, J.S.F, et al.; NICOLLET, C.; KIENAST, J.R. (2006b). *Les Granulites Alumino-Magnésiens à Hercinite pus Quartz de la Region des Domes Charnockitiques de Brejões. Bloc de Jequié, Bahia, Brésil. Implications dans les Processus Crustales*. Bull. Mineral. (em preparação).
- BARBOSA, J.S.F.; NICOLLET, J.J.; LEITE, M.M, KIENAST, J.R., FUCK, F.A., MACEDO, E.P. (2006c). *Hercynite-quartz-bearing granulites from Brejões Dome area, Jequié Block, Bahia, Brasil: influence of charnickite intrusion on granulite fácies metamorphism*. Lithos. 92: 537-556.
- BARBOSA, J.S.F. & PEUCAT (2006). *Idades Pb/Pb dos grupos de tonalitos/trondhjemitos do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá*. (em preparação).
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. (2000). *Geological and Geochronological Features and the Paleoproterozoic Collision of The Four Archean Crustal Segments of The São*

- Francisco Craton, Bahia, Brazil. Special Symposium -D. Structure of the Lithosphere and Deep Processes. Session D-2, multidisciplinary Studies of key Crustal - Scale Features.* In: INTERNAT. GEOLOG. CONGRE, 31, Rio de Janeiro, Brasil, Boletim de Resumos Expandidos.
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. (2001). *As Placas Arqueanas do Embasamento do Cráton e sua Colisão Paleoproterozóica. Uma síntese.* In: WORKSHOP SOBRE O ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ, 1, Salvador. Geologia e o Guia de excursão. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM). Salvador. 1:9-28.
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P.(2002). *Geological and Geochronological Features and the Paleoproterozoic Collision of The Four Archean Crustal Segments of The São Francisco Craton, Bahia, Brazil.* Revista da Academia Brasileira de Ciências. 74(2): 343-359.
- BARBOSA, J.S.F., SABATÉ, P. (2004). *Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features.* Precam. Res. 133: 1-27.
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. & MARINHO, M.M. (2001). *O Cráton do São Francisco um pequeno resumo do seu embasamento.* In: WORKSHOP SOBRE O ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ, 1, Salvador. Geologia e o Guia de excursão. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM). Salvador. 1:1-8.
- BARKER, F. (1987). *Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin.* In: *Trondhjemites, dacites and related rocks* (Ed: F. Baker), Elsevier, Amsterdam, pp. 1-12.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. (1976). *Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites.* Geology 4: 596-600.
- BASTOS LEAL, L.R. (1998). *Geocronologia U/Pb (SHRIMP), 207Pb/206Pb, Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar dos Terrenos Granito-Greenstone do bloco do Gavião: Implicações para a Evolução arqueana e Paleoproterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil.* Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo: 178p.
- BARRETO, H.R. (2002). *Petrogênese das intrusões compostas de Teofilândia e Barrocas, Greenstones Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil.* Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, Tese de Doutorado, 188 p.

- BERG, J. H. (1977) – *Dry granulite mineral assemblages in the contact aureoles of the Nain complex, Labrador*. Contributions, Mineralogy and Petrology, 64: 33-52.
- BERMAN, R.G. (1991). *Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications*. Canadian Mineral. 29: 833-855.
- BEST, M.G. (1982). *Igneous and metamorphic petrology*. New York: W.H. Freeman.
- BHATTACHARYA, A; MAZUNDAR, A.C.; SEN, S.K. (1988). *Fe-Mg mixing in cordierite; constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites*. American Mineralogist, 73(3-4): 338 - 344.
- BJERG, S.; MOGESSIE, A.; BJERG, E. (1995). *A mineral formula calculation program (PAS-FORM)*.
- BOHLEN, S.R. & LIOTTA, J.J. 1986. *Barometer for garnet amphibolites and garnet granulites*. J. Petrol. 27 (5): 1025 - 1034.
- BOHLEN, S.R.; WALL, V.J.; BOETTCHER, A.L. (1983). *Geobarometry in granulites*. In: Saxena, S. K. (Ed.), *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Springer Verlag, N.Y. United State. pp.141 - 147.
- BRITO NEVES, B.B. (1975). *Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino*. São Paulo, USP. Tese de Doutorado, 198p.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. (1973). *Problemas geocronológicos do geosinclinal sergipano e do seu embasamento*. In: CONG. BRAS. GEOL. 27, Aracaju, Anais... Aracaju, SBG. 2: 37-76.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R. (1980). *Evolução geocronológica do Pré-cambriano do Estado da Bahia*. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, SGM/CPM, 1: 101 p.
- CARR (1995). *Integrated geological and petrological data processing system for Windows (IGPETwin)*.
- CHAUVET, A.; SILVA, F.C.A.; FAURE, M.; GUERROT, C. (1997). *Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in the tectonics*. Prec. Res., 84: 139-162.

- CARVALHO, M.J. (2001). *Geologia e Geoquímica do Tonalito-diorito Itareru, Margem Oeste do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 71 p.
- CLARKE, G.L.; POWEL, R.; GUIRAUD, M. (1989). *Low-pressure granulite facies metapelitic assemblages and corona textures from Mac Robertson Land east Antarctica: the importance of Fe₂O₃ and TiO₂ in accounting for spinel-bearing assemblages*. *J. Metamorphic Geol.* 7: 323-335.
- CLEMENS, J.D. (1990). *The granulite-granite connection*. In: VIELZEUF, D., VIDAL, P. (Eds.), *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 13-60.
- CLEMENS, J.D. & VIELZEUF, D. (1987). *Constraints on melting and magma production in the crust*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 86: 287-306.
- CONCEIÇÃO, H. (1990). *Pétrologie du Massif Syénitique d'Itiuba, Contribution à l'étude Minéralogique des Roches Alcalines dans l'Etat de Bahia (Brésil)*. These Doct. Univ. Paris Sud, Orsay, France, 393p.
- CONCEIÇÃO, H.; SABATÉ, P.; ALONSO, M.D.; BONIN, B. (1989). *Mise en Evidence d'un Controle de la Mise en Place du Massif Syenitique d'age Proterozoique Inferieur d'Itiuba (Bahia, Brésil)*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309: 403-408.
- CONCEIÇÃO, R.V.; ROSA, M.L.S.; NARDI, L.V.; CONCEIÇÃO, H.; LAFON, J.M.; SOLIANI, E.; OBERLI, F. MAIER, M.; MARTIN, H. (1999). *Geochronology and Isotopic Signature of the Paleoproterozoic Santanópolis Syenite (Bahia, Brazil)*. In: SOUTH AMERICAN SYMP, 2. *On Isotope Geology*. Cordoba, Argentina, Actas, p.178-171.
- CONDIE, K.C. (1981). *Archaen Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam, pp.434.
- CONDIE, K.C. (1981). *Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archaen granites*. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.* 7: 469-479.
- CONDIE, K.C. (1993). *Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and sales*. *Chem. Geology.* 104: 1-37.
- CORDANI, U.G. (1973) *Evolução geológica Pré-Cambriana da faixa do Brasil entre Salvador e Vitória*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, 312p.

- CORDANI, U.G.; SATO, K.; MARINHO, M.M. (1985). *The geologic evolution of the ancient granite-grenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil*. Precambrian Res., 27: 187-213.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; NUTMAN, A. (1999). *Single Zircon SHRIMP Determination from Archean Tonalitic Rocks near Uauá, Brazil*. In: South American Symp. On Isotope Geology, 2, Córdoba, Argentina, Actas, p. 27-30.
- CORRÊA GOMES, L.C. (2000). *Evolução Dinâmica da Zona de Cisalhamento Neoproterozóica de Itabuna-Itaju do Colônia e do Magmatismo Fissural Alcalino Associado (SSE do Estado da Bahia)*. Tese de Doutorado. Universidade de Campinas. 362p.
- COSTA, L.A.M. & MASCARENHAS, J.F. (1982). *The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutuípe – Jequié, Archean – Central, Bahia*. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC GEOLOGIC EVOLUTION AND METALOGENESIS - ISAP, Salvador, 1982, Abstracts and Excursions. Salvador, SME, p. 19-37.
- DASGUPTA, S.; SENGUPTA, P.; EHL, J., RAITH, M.; BARDHAN, S. (1995). *Reaction textures in a suite of spinel granulites from the eastern Ghats Belts, India: evidence for polymetamorphism, a partial petrogenetic grid in the system KFMASH and the roles of ZnO and Fe₂O₃*. J. Petrol. 36 (2): 435-461.
- DAVISON, I.; TEIXEIRA, J.B.G.; SILVA, M.G.; ROCHA NETO, M.B.; MATOS, F.M.V. (1988). *The Itapicuru Belt, Bahia, Brasil: structural and stratigraphical outline*. Prec. Res., 44: 1-17.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1963). *Rock forming minerals*. Londres, Longman, 558p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals – 2nd Edition*. Longman, Scientific and Technical. Essex, England. 552 p.
- DELHAL, J. & DEMAÏFFE, D. (1985). *U-Pb Archean geochronology of the São Francisco Craton (Eastern Brazil)*. Revista Brasileira Geociências, 15: 55-60.
- ELLIS, D. J.; SHERATON, J.W.; ENGLAND, R.N.; DALLWITZ, W.B. (1980). *Osumulite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica - mineral assemblages and reactions*. Contrib. Mineral. Petrol., 72: 353-367.

- ENGLAND, P. C. & RICHARDSON, S.W. (1977). *The influence of erosion upon the mineral facies rocks from different metamorphic environments*. Geol. Soc. London J. 134: 201-213.
- FIELD, D.; DRURY, S.A.; COOPER, D.C. (1980). *Rare-earth and LIL element fractionation in high-grade charnockitic gneisses, South Norway*. Lithos, 13: 281-289.
- FIGUEIRÊDO, M.C.H. (1989). *Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc*. J. South Am. Earth Sci. 2: 131-145.
- FIGUEIRÊDO, M.C.H. & BARBOSA, J.S.F (1993) *Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco*. II Simp. Cráton do São Francisco, In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (eds) O Cráton do São Francisco. Publicação Especial. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 213 p.
- FORNARI, A. (1993). *Petrologia, Geoquímica e Metamorfismo das Rochas Enderbíticas-Charnockíticas da Região de Laje e Mutuípe - BA*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto Geociências – Universidade Federal da Bahia - UFBA, 143 p.
- FORNARI, A. & BARBOSA, J.S.F. (1992). *A Suíte Enderbítica-Charnockítica Da Região De Mutuípe-Bahia*. In: SIMP. REG. GEOL. BAHIA-SERGIPE, 1. Salvador, 1992. Anais... Salvador, SBG. 1: 87-91.
- FORNARI, A. & BARBOSA, J.S.F. (1994). *Litogeoquímica do batólito enderbítico-charnockítico do Complexo Jequié na região de Laje e Mutuípe, Bahia*. Rev. Bras. Geoc. 24 (1): 13-21.
- FRIEND, C.R.L. (1981). *Charnockite and granite formation and influx of CO₂ at Kabbaldurga*. Nature, 294: 550-552.
- GAÁL, G.; TEIXEIRA, J.B.G.; D'EL REY SILVA, L.J.H.; SILVA, M. DA G. DA (1987) *Early Proterozoic Crustal Evolution and Metallogensis, Northwestern Bahia, Brazil*. In: INTER. SYMP. GRANITES ASSOC. MINERALIZATIONS - ISGAM, Salvador, 1987. p. 27.
- GANGULY, J. & SAXENA, S.K. (1984). *Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry*. Am. Mineral. 69: 88 - 97.

- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. (1971). *Evolution of sedimentary rocks*. Ed.: Norton, Inc., New York, 307 p.
- GONÇALVES, P; NICOLLET, C.; MONTEL, J.M. (2004). *Petrology and in situ U–Th–Pb Monazite Geochronology of Ultrahigh-Temperature Metamorphism from the Andriame na Mafic Unit, North–Central Madagascar. Significance of a Petrographical P–T Path in a Polymetamorphic Context*. *J. Petrol.* 45(10): 1923-1957.
- GREEN, D. H.; RINGWOOD, A. E. (1972). *A comparison of recent experimental data on the gabbro - garnet granulite - eclogite transition*. *J.Geology.* 80: 277 - 288.
- GREW, H. (1982). *Osumilite in the sapphirine- quartz terrane of Enderby Land, Antarctica : implications for osumilite petrogenesis in the granulite facies*. *Am. Mineralogist.* 67: 762-787.
- HARLEY, S. L. (1984). *The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO- FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂*. *Journal Petrology.* 25(3): 665-696.
- HARLEY, S.L. (1985). *Garnet-orthopyroxene-bearing granulites from Enderby Land, Antarctica: metamorphic pressure temperature time evolution of the Archaean Napier Complex*. *J. Petrol.* 26: 819 - 856.
- HARLEY, S.L. (1998). *An appraisal of peak temperatures and termal histories in ultrahigh-temperature (UHT) crustal metamorphism: the significance of aluminous orthopyroxene*. *Memorial National Institute Polar Research, Special issue.* 53: 49 – 73.
- HARLEY, S. L. & GREEN, D.H. (1982). *Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites*. *Nature.* 300: 697 – 701.
- HARLEY, S.L.; HENSEN, B.J.; SHERATON, J.W. (1990). *Two-stage decompression in orthopyroxene-sillimanite granulites from Forefinger Point, Enderby Land, Antarctica: implications for the evolution of the Archean Napier Complex*. *J. Metamorphic Geol.* 8: 591-613.
- HARKER, A. (1909). *The natural history of the igneous rocks*. New York, 384p.

- HARLEY, S.L. & HENSEN, B.J. (1990). *Archaean and Proterozoic high-grade terranes of East Antarctica (40 - 80°E): a case study of diversity in granulite facies metamorphism*. In: Ashworth, J. R., Brown, M. (Eds), *High Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Unwin Hyman, London, pp. 320 - 370.
- HARRIS, N.B.W. & HOLLAND, T. J. B. (1984). *The significance of cordierite-hypersthene assemblages from the Beitbridge region of the Central Limpopo Belt; evidence for rapid decompression in the Archaean?* *Amer. Mineralogist*. 69: 1036 - 1049.
- HENSEN, B. J. (1987). *P-T grids for silica-undersaturated granulites in the systems MAS (N+4) and FMAS (N+3) tools for the derivation of P-T paths of metamorphism*. *J. Metamorphic Geol.* 5: 255-271.
- HINE ET, R; WILLIAMS, I.S.; CHAMPPEL, B.W.; WRITE, A.J.R. 1978. *Contrasts between I and S Type granitoid of the Kosciusco Batholith*. *J. Geol. Soc. Australia*, 25: 219-234.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. (1982). *Geothermometry, geobarometry garnet closure temperatures and the Al₂SiO₅ triple point, Mt. Moosilauke, N.H.* *Transac. Amer. Geophy. Union*. 62 (45): 1060.
- HODGES, K.V. & CROWLEY, P. (1985). *P-T paths from garnet zoning; a new tectonic for deciphering tectonic processes in crystalline terrains: discussion and reply*. *Geology*.13(1): 80 - 81.
- HOFFER, E. & GRANT, J. A. (1980). *Experimental investigation of the formation of cordierite-orthopyroxene parageneses in pelitic rocks*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73: 15-22.
- HOISCH, T.D. (1990). *Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104(2): 225 - 234.
- HOLDAWAY, M.J. (1971). *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. *Am. J. Sci.* 271: 97 - 131.

- HOLDAWAY, M.J. & LEE, H.Y. (1977). *Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations*. Contrib. Mineral. Petrol. 63: 175-198.
- HOLLAND, T. & POWELL, R. (1998). *An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest*. J. Metamorphic Geol. 16: 309-343.
- HORMANN, P.K.; RAITH, M.; RAASE, P.; ACKERMAND, D.; SEIFERT, F. (1980). *The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoiki - Inarijarvi area*. Geol. Survey Finland, Bull. 308.
- HYNDMAN, D.W. (1972). *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F.F.M.de; MELCHER G.C.; CORDANI, U.G.; RAND, J.R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON, Jr. W.H.; FAIRBAIN, H.W. (1967). *Test of continental drift by comparison of radiometric ages*. Science. 157 93,788): 495-500.
- INDA, H.A.V.; PIRES, A.B.; PORTELA, A.C.P; SANTOS, E.L.; GONÇALVES, J.C.; MOSSMAMM, R. (1976). *Projeto Rochas Básicas e Ultrabásicas de Euclides da Cunha: relatório final*. Rio de Janeiro, PROSPEC, 12.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.S.F. (1978). *Texto explicativo para o mapa geológico da Bahia em escala 1: 1000 000*. Salvador: SGM/CPM.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971). *A guide to the chemical classification of the volcanic rocks*. Canadian Journal of Earth Sciences. 8: 523-548.
- IYER, H.A.V.; BARBOSA, J.S.F.; CHOUDHURI, A; KROUSE, H.S. (1995). *Possible sources de CO₂ in granulite facies rocks: carbon isotope evidence from the Jequié Complex, Brazil*. Petrology. 3: 226-237.
- JAHN, B.M. (1990). *Origin of granulites: geochemical constraints from Archean granulite facies rocks of the Sino-Korean craton, China*. In: VIELZEUF, D. & VIDAL, P.H. (Eds.). Granulites and Crustal Evolution. pp. 471-492.
- JANARDHAN, A.S.; NEWTON, R.C.; HANSEN, E.C. (1982). *The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in Southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India*. Contrib. Mineral. Petrol. 79: 130-149.

- KISHIDA, A. (1978). *Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcano-sedimentares no Médio Rio Itapicuru, Bahia, Salvador*. Dissertação de Mestrado, 98p.
- KISHIDA, A. & RICCIO, L. (1980) *Chemostratigraphy of lava sequences from the Itapicuru greenstone belt, Bahia State, Brazil*. In: TEIXEIRA, J.B.G.; SILVA, M.G.; COSTA, U.R.; OLIVEIRA, M.A.; FRATIN, O.; TELES, P.J.; VIANNA, I.A. (1982) *Rio Itapicuru greenstone belt (Serrinha region with faixa Weber gold deposits) and Serra de Jacobina gold-bearing metasedimentary sequence*. Int. Sym. Arch. Early Prot. Geol., Evol. & Met., Excursion Guide, p. 118-138.
- KOZIOL, A.M. (1989). *Recalibration of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz (GASP) geobarometre and application to natural parageneses*. EOS Trans. Am. Geophys. Union. 70, 493p.
- KOZIOL, A.M. & NEWTON, R.C. (1989). *Grossular activity - composition relationship in ternary garnets determined by reversed displaced - equilibrium experiments*. Contrib. Mineral. Petrol. 103 (4): 423 - 433.
- KRETZ, R. (1983). *Symbols for rock-forming minerals*. American Mineralogist. 68: 277-279.
- KUNO, H. (1960) *High-alumina basalt*. J. Petrol. 1: 121-145.
- LAGO, S.S.E. (1980) *Projeto Titânio do Sul da Bahia*. Convênio CBPM/SME, vol. 1. Salvador-Bahia-Brasil.
- LAL, R.K. (1993). *Internally consistent recalibrations of mineral equilibria for geothermobarometry involving garnet - orthopyroxene - plagioclase - quartz assemblages and their applications to the South Indian Granulites*. J. Metamorphic Geol. 11(6): 855 - 866.
- LAL, R.K.; ACKERMAN, D.; UPADHYAY, H. (1987). *P-T-X relationships deduced from corona textures in sapphirine-spinel-quartz assemblages from Paderu, southern India*. J. Petrol. 28: 1139-1168.
- LAMB, W. (1996). *Carbonate-silicate equilibria in granulites, implications for the formation of CO₂-rich fluid inclusions*. In: PACROFI VI: Sixth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions (Program and Abstracts), University of Wisconsin, Madison, pp. 71-73.

- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982). *Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 14, 169-186.
- LEAKE, B.E. (1978). *Nomenclature of amphiboles*. Canadian Mineralogist, 16: 501-520
- LEDRU, P.; COCHERIE, A.; BARBOSA, J.S.F.; JOHAN, V.; ONSTOTT, T. (1993). *Âgê du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogène transamazonien*. C. R. Acad. Sci. Paris, 211: 120-125.
- LEDRU, P.; COCHERIE, A.; BARBOSA, J.S.F.; JOHAN, V.; ONSTOTT, T. (1994). *Âgê du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogène transamazonien*. C. R. Acad. Sci. Paris, 318 (II): 251-257.
- LEDRU P, MILÉSI JP, JOHAN V, SABATÉ P & MALUSKI H. (1997). *Foreland Basins and Gold-Bearing Conglomerates: A New Model For the Jacobina Basin (São Francisco Province, Brazil)*. Prec. Res. 86: 155-176.
- LEE, H.Y. & GANGULY, J. (1988). *Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and applications*. J. Petrol. 29: 93 - 113.
- LEITE, C.M.M. (2002). *A Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia, Brasil): metamorfismo, anatexia crustal e tectônica*. Tese de Doutorado. Instituto de Goeciências, Universidade Federal da Bahia, 412p.
- MARINHO, M.M. (1991). *La Séquence Volcano-Sédimentaire de Contendas Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc de Jequié (Cráton du São Francisco, Brésil): Un exemple de transition Archéen - Protérozoïque*. Tese de Doutorado. Université. Blaise Pascal, Clermond Ferrand, França, 388p.
- MARINHO M.M.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.S.F. (1994)(a). *The Contendas- Mirante Vulcano-Sedimentary belt*. In: M.C.H. FIGUEIRÊDO & A J. PEDREIRA (eds). *Petrological and Geocronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton, Brazil*. Bol. IG-USP. 17: 37-72.
- MARINHO, M.M.; VIDAL, P.; ALIBERT, C.; BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. (1994)(b). *Geochronology of the Jequié - Itabuna granulitic belt and Contendas - Mirante volcano sedimentary belt*. In: M.C.H. FIGUEIRÊDO & A J. PEDREIRA (eds).

- Petrologic and geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Cráton, Brazil. Bol. IG-USP. 17: 73-96.
- MARTIGNOLE, J. (1979). Charnockite gênese and the Proterozoic crust. Precamb. Res., 9: 303-310.
- MARTIN, H. (1985). *Nature, origine et evolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale.* Mem. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, Vol.1.
- MARTIN (1986). Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction magmas. Geology, 14: 753-756.
- MARTIN, H. (1994). *The Archaean Grey Gneisses and the Genesis of Continental Crust.* In: CONDIE, K.C. (ed). The Archean Crustal Evolution, Elsevier, p. 205-259.
- MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J.J.; CUNHA, J.C. (1991). *Un segment de croûte continentale d'Age archéean ancien (3,4 milliards d' années): le massif de Sete voltas (Bahia, Brésil).* C.R. Acad. Sci. Paris. 313(II): 531-538.
- MASCARENHAS, J. de F. (1976). *Estruturas do tipo greenstone belt no leste da Bahia.* In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte. SBG, 4: 35-66.
- MASCARENHAS, J. de F. (1979). *Evolução Geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia.* In: INDA, H.A.V. & DUARTE, F.B. (eds). *Textos Básicos.* Salvador, SME/CPM. p. 57-165. (Geologia e Recursos Minerais 2).
- MASCARENHAS, J. de F. (1979a). *Estruturas do tipo greenstone belt no leste da Bahia.* In: INDA, H.A.V. (Org). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos básicos. Salvador. SME/CPM. 2: 25-56.
- MASCARENHAS, J. de F. (1979b). *Evolução tectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia.* In: INDA, H.A.V. & H.A.V. (Org). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos básicos. Salvador : SME/COM, 2: 57-135.
- MASCARENHAS, J. de F. & GARCIA, T.W. (1989). *Mapa Geocronológico do Estado da Bahia, 1/1.000.000: texto explicativo.* Salvador: SGM/COM, 1989. p. 34-38.
- MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C.; SÁ, J.H.S. (1984). *Província São Francisco.* In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y (Coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo, Edgard Blücher, p. 46-122.

- MASON, R. (1978). *Petrology of the metamorphic rocks*. George Allen & Unwin LTD, Great Britain 254 p.
- MATOS, F.M.V. (1987). *Um estudo estrutural e petrográfico do Domo granito-gnáissico de Ambrósio no greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 109p.
- MELO, R.C. (2000). *Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, BA: Evolução crustal e metalogenia do ouro*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, Tese de Doutorado, 162p.
- MELO, R.C.; LOUREIRO, H.S.C.; PEREIRA, L.H.M. (1995). *Programa de Levantamentos Básicos do Brasil: Serrinha, Folha SC-24-Y-D, Escala 1:250.000*. Salvador: MME/CPRM/SUREG-AS, 80p.
- MELO, R.C.; XAVIER, R.P.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.; HAGEMANN, S.; LACERDA, C.M.M.; OLIVEIRA, E.P. (2000). *Age constrains of the felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belts, NE Bahia State, Brazil*. In: INTER. GEOL. CONG., 31., Abstract Volume. Special Symposium 18.4 - Stable and radiogenic isotopes in metallogenesis. CD-ROM.
- MIRANDA, L.L. de; MORAES, A.M.V. de; CRUZ, M.J.M.; SILVA, E.C.J. (1983). *Projeto Jequié-Boa Nova*. Salvador, Companhia Baiana Pesquisa Mineral - CBPM, Convênio SME/CBPM, 5 v.
- MIRANDA, L.L. de; MORAES, A.M.V. de; SILVA, B.C.E.; SIQUEIRA, D.P.L.; SOARES, J.V.S.; SILVA, J.C.E.; CRUZ, M.J.M.; FRÓES, R.J.B.; SOUZA, S.L.; SILVEIRA, W.P.S. (1982). *Projeto Ubaíra-Santa Inês*. Salvador – Convênio SME/CPM/CBPM; 5v, il. Mapas.
- MOHAN A. & WINDLEY B.F. (1993). *Crustal trajectory of sapphirine-bearing granulites from Ganguvarpatti, South India: evidence for an isothermal decompression path*. J. Metamorphic Geol., 11: 867-878
- MORAES, R. & FUCK, R.A. (2000). *Ultra High Temperature Metamorphism in Central Brazil: The Barro Alto Complex*. J. Metamorphic Geol. 18 (4): 345-358.

- MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FENGUSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A.; ZUSSYMAN, J.; AOKI, K.; GOTTARDI, G. (1988). *Nomenclatura of pyroxenes*. Mineralogical Magazine. Mineralogical Society. 52: 535-550.
- MOUGEOT R. (1996). *Ètude de la limite Archéen-Proterozoic et des mineralisations de Au, U associés: Exemples de la Region de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajás (Etat de Pará, Brésil)*. Doctor Thesis. Univ. Montpellier, 301 p.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. & MASCARENHAS, J.F. (1982). *The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutípe-Jequié: Archean and Lower Proterozoic of east-central Bahia*. In: INTERN. SYMP. EARLY PROT. GEOL. EVOL. MET. – ISAP. Salvador – Bahia.
- NESBITT, W.H. (1980). *Genesis of the New Quebec and Adirondack Granulites: Evidence for their production by partial melting*. Contrib. Mineral. Petrol., 72: 303-310.
- NEWTON, R.C. & HASELTON, H.T. (1981). *Thermodynamics of the garnet-plagioclase- $AlSiO_5$ -quartz geobarometer*. In: Newton, R.C., Navrotsky, A., Wood, B.J. (Eds), Thermodynamics Minerals and Melts. New York. Springer-Verlag, pp. 131-147.
- NICOLLET, C. (1990). *Crustal evolution of the granulites of Madagascar*. In: Vielzeuf, D., Vidal, P. (Eds), Granulites and Crustal Evolution. NATO ASI series C311, Clermont Ferrand (France), Springer-Verlag Proc.ARW. pp. 291-310.
- NUTMAN, A.P. & CORDANI, U.G. (1994). *SHRIMP U-Pb zircon geochronology of archean gneisses and Contendas-Mirante Conglomerates, São Francisco Craton*. In: M.C.H. Figueirêdo & A.J. Pedreira (eds.), Petrological and geochronological evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton. Bol. IG-USP. 17: 99-115.
- NUTMAN, A.P.; CORDANI, U.G.; SABATÉ, P. (1994). *SHRIMP U-Pb Ages of Detrital Zircons from the Early Proterozoic Contendas-Mirante Supracrustal Belt, São Francisco Craton, Bahia, Brazil*. J. South Amer. Earth Sci. 7: 109-114.
- O'CONNOR, J.T. (1965). *A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios*. US Geol. Surv. prof. pap. 525/B:79-84.
- OLIVEIRA JÚNIOR, T.R. (1991). *Geologia do extremo nordeste do Cráton do São Francisco*. Dissertação de Mestrado. CPG em Geologia. IGEO-UFBA. Salvador - BA. 220p.
- OLIVEIRA, E.P. & LAFON, J.M. (1995). *Age of Ore-Rich Caraíba and Medrado. Bahia, Brazil*. In: CONGR. BRAS. GEOQ. CD-ROM.

- OLIVEIRA, E.P.; LAFON, J.M.; SOUZA, Z.S. (1998). *A Paleoproterozoic age for the Rio Capim Vulcano-plutonic Sequence, Bahia, Brasil: whole-rock Pb-Pb, Pb-evaporation, U-Pb and Nd isotope constrains*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 39, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte. SBG. p.14.
- OLIVEIRA, E.P.; LAFON, J.M.; SOUZA, Z.S. (1999). *Archean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constrains*. In: SBG, SNET, 7, lençóis, Bahia, Anais, 1: 38-40.
- OLIVEIRA, E.P.; SOUZA, Z.S.; CORRÊA GOMES, L.C.C. (2000). *U-Pb dating of deformed mafic dyke and host gneiss: Implications for understanding reworking processes on the western margin of the Archean Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil*. Rev. Bras. Geoc., 30: 149-152.
- OLIVEIRA, E.P.; WINDLEY, B.F.; McNAUGHTON, N.; PIMENTEL, M. (2002c). *Contrasting copper and chromium metallogenic belts in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their tectonic significance*. Submetido ao Intern. J. Earth Sciences.
- OUZEGANE, K & BOUMAZA, S. (1996). *An example of ultrahigh-temperature metamorphism: orthopyroxene-sillimanite-garnet, sapphirine-quartz and spinel-quartz parageneses in Al-Mg granulites from In Hihaou, In Ouzzal, Hoggar*. J. Metamorphic Geol. 14: 693-708.
- PADILHA, A.V.; SANTOS, R.A.; MARTINS, A.A.M.; ARCANJO, J.B.A.; OLIVEIRA, J.E.; GOMES, R.A.A.D. (1990). *O ciclo Jequié no sudeste da Bahia: uma colisão arco de ilhas – continente no Arqueano Superior*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Salvador, 1990, Natal. Boletim de Resumos. Natal, SBG. 1: 345.
- PATTISON, D.R.M. & BÉGIN, N. J. (1994). *Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry*. J. Metamorphic Geol. 12: 387- 410.
- PEDREIRA, A.J; ARAUJO, A.A.F.; SILVA, B.C.E.; PEDROSA, C.J.; ARCANJO, J.B.A.; OLIVEIRA, J.E.; GUIMARAES, J.T.; QUEIROS, J.T.; BRANCO, P.M.; AZEVEDO, R.R.; SOUZA, S.L.; NEVES, J.P.; MASCARENHAS, J.F.; BLADE, L.V. (1975). *Folha Salvador – SD 24*. Texto Explicativo. Carta geológica do Brasil. Escala 1:1000 000. Brasília: DNPM.
- PEDREIRA, A.J. & MASCARENHAS, J.F. (1975). *Projeto Bahia: Geologia da Chapada Diamantina*. Salvador. CPRM-PROSPEC-DNPM. (Relatório Final).

- PEREIRA, L.H. (orgs)(1992). *Serrinha, folha SC.24-Y-D-V: Estado da Bahia*. Programas de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, DNPM, 134p.
- PHILPOTTS, A.R. (1990). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, 489 pp.
- POWNCESBY, M.I.; WALL, V.J.; O'NEILL, H.ST C. (1991). *An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe-Mn exchange equilibria*. Amer. Mineralogist., 76(9-10): 1580-1588.
- PRAKASH, D. (1999). *Cordierite-bearing gneisses from Kodaikanal, South India: textural relationship and P-T conditions*. J. Geol. Soci. India. 54: 347-358.
- PRIDE, C. & MUECKE, G.K. (1980). *Rare earth element geochemistry of the Scourian Complex, N.W. Scotland – evidence for the granite- garnulite link*. Contrinb. Mineral. Petrol., 73: 403-412.
- PUPIN, J.P. (1980). *Zircon and granite petrology*. Contrib. Mineral. Petrol. 73: 207-220.
- RAYLEIGH, J. (1896). *Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes*. Philos. Mag. 42: 77-107.
- RECHE, J. & MARTINEZ, F.J. (1996). *GPT: An Excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks*. Computers Geosc. 22 (7): 775 - 784.
- REINHARDT, M.C. & DAVISON, I. (1989). *Controle litoestrutural dos corpos auríferos da Mina Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil*. Rev. Bras. Geoc., 19: 121-131.
- RICHARD, L.R. (1995). *Mineralogical and petrological data processing system*. (MINPET).
- RIEDER, M.; GIANCARLO, C.; D'YAKONOV, Y.; KAMENETSKII, V.F.; GOTTARDI, G.; GUGGENHEIM, S.; KOVAL, P.; MÜLLER, G.; NEIVA, A.M.R.; RADOSLOVICH, E.W.; ROBERT, J.L.; SASSI, F.P.; TAKEDA, H.; WEISS, Z.; WONES, D.R. (1998). *Nomenclatura of the micas*. The Canadian Mineralogist. 36: 41-48.
- RIOS, D.C. (2002). *Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. Tese de Doutorado, 233p.

- SÁ, J.H.S.; BARBOSA, J.S.F. (1990). *Origem dos Depósitos de Barita de Pirai do Norte, Bahia*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, RGN, SBG, Boletim Breves Comunicações, p. 122.
- SÁ, E.F.J.; SOUZA, Z.S.; FONSECA, V.P. (1984). *Relações entre Greenstone Belts e Terrenos de Alto Grau: o caso da Faixa Rio Capim, NE da Bahia*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro. Anais.... Rio de Janeiro : SBG, p. 2615-2629.
- SAJEEV, K & OSANAI, Y. (2004). *Ultrahigh-temperature metamorphism (1150°C, 12 kbar) and multistage evolution of Mg-Al-rich granulites from the Central Highland Complex, Sri Lanka*. Journal Petrology. 45(9): 1821-1844.
- SANDIFORD, M. A. & POWELL, R. (1986). *Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples*. Earth Planet. Sci. Lett., 79: 151-158.
- SANTOS, R.A. & SOUZA, J.D. (1983). *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Serrinha, folha SC.24-Y-D-V*. Salvador, DNPM, 2v.
- SANTOS PINTO, M.A. (1996). *Le Recyclage de la Croûte Continentale Archéene: Exemple du Bloc du Gavião - Bahia, Brésil*. Tese de doutoramento. Universidade de Rennes I, 193p.
- SANTOS PINTO, M.; PEUCAT, J.J.; MARTIN, H.; SABATÉ, P. (1999). *Recycling of the Archean crust: the case study of the Gavião, State of Bahia, NE Brazil*. J. South Am. Earth Sci. 11(5): 487-498.
- SEN, S. K. & BATTACHARYA, A. (1984). *An orthopyroxene-garnet thermometer and its applications to the Madras charnockites*. Contrib. Mineral. Petrol. 88, 64 -71.
- SEIXAS, S.R.M.; MARINHO, M.M.; MORAES FILHO, O.; AWDZIEJ, J. (1975). *Projeto Bahia II: geologia das folhas de Serrinha e Itaberaba*. Relatório final. Salvador, CPRM, 6.
- SHAW, D.M. (1970). *Trace element fractionation during anatexis*. Geochim. Cosmochim. Acta. 34: 237-243.
- SILVA, L.C. (1991). *Geoquímica, petrologia e evolução dos granulitos depletados e não depletados da Bahia*. Brasília, 143p. (Dissertação - Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Br.

- SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, MELO RC; FLETCHER I.R. (1997). *U-Pb SHRIMP Ages in the Itabuna-Caraíba TTG High-Grade Complex: The First Window Beyond the Paleoproterozoic Overprint of the Eastern Jequié Craton, NE Brazil*. In: INTER. SYMP. ON GRANITES AND ASSOC. MINERAL - ISGAM. Salvador, Abstracts. SBG.1997. 1: 282-283.
- SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; DELGADO, I.M.; ARCANJO, J.B.; MELO. R.C; TEIXEIRA, L.R.; JOST, H.; CARCOSO FILHO, J.M.; PEREIRA, L.H.M. (2002). *Reavaliação da evolução geológica em terrenos Précambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I: Limite centro-oriental do Cráton do São Francisco*. Rev. Bras. Geoc. 33 (4): 501-502.
- SILVA, M. da G. da. (1984). *A Seqüência Vulcano-sedimentar do Médio Rio Itapicurú, Bahia*. In: INDA, H.A.V. & DUARTE, F.B. (Eds.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos. Salvador : SME/CPM. 5: 8-42.
- SILVA, M. da G. da. (1987). *Geochimie, petrologie und geotektonische etwicklung eins Proterozoischen greunsteignertels, Rio Itapicurú, Bahia, Brasilien*. Doctor Thesis. Universidade de Freiburg, Alemanha. 125 p.
- SILVA, M. da G. da. (1992). *Evidências Isotópicas e Geocronológicas de um Fenômeno de Acrescimento Crustal Transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia*. In: CONGR. BRAS. GEOL. 37, São Paulo, SBG, Anais...2:181-182.
- SILVA, M. da G. da. (1995). *Estudo estrutural do Greenstone Belt paleoproterozóico do Rio Itapicurú (Bahia): importância dos granitos sintectônicos, controle das mineralizações auríferas e evolução transamazônica do Cráton do São Francisco*. In: SIMPÓSIO NACIONAL ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado. Boletim de Resumos Expandidos.... Gramado : SBG. p. 331-333. il.
- SILVA, M.G.da & MISI. A. (1998). *Embasamento Arqueano-Proterozoico Inferior do Craton do São Francisco no Nordeste da Bahia*. Geologia e Depósitos Minerais. Série Roteiros Geológicos. Convênio SICM/UFBA/SGM/PPPG/FAPEX. 164 p.
- SPRY, A. (1969). *Metamorphic textures*. Oxford, Pergamon Press, 350p.
- STRECKEISEN, A. (1975). *How should charnockitic rocks be named?* In: Geologie des Domaines Cristallines. Liege. Soc. Geol. Belg., Centenaire de la Societe Geologique de Blegique, 349-360.

- STRECKEISEN, A. (1976). *To each plutonic rock its proper name*. Earth Sci. Rev. 12: 1-33.
- STORMER, J.C. & NICHOLLS, J. (1978). XLFrac: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. Comput. Geosci. 87: 51-64.
- SUN, S.S. (1980). *Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-oceanic ridges, ocean island and island arcs*. Phil. Trans. R. Soc., A297, p. 409-445.
- SUN, S.S. (1982). *Chemical composition and origin of the Earth primitive mantle*. Geochem. Cosmochem., Acta, 46: 179-192.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985) *The continental crust its composition and evolution*. Oxford: Blackwell.
- TEIXEIRA, J.B.G. (1985). *Geologia e controles da mineração aurífera em Fazenda Brasileiro, Serrinha (BA)*. In: P.V.V. & F.B. Duarte (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador, SME/COM, 6: 9-49.
- TEIXEIRA, L.R. (1997) *O Complexo Caraíba e a Suite São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia-Brasil): Petrologia, Geoquímica e Potencial Metalogenético*. Tese de Doutorado. Universidade Federal da Bahia, 201p.
- TEIXEIRA, L.R. (2005). *Programa Gênesis 4.0. Modelos Geoquímicos*. leort@uol.com.br.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. (1991). *Na outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review*. Precambrian research. 53(1/2): 1-22.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.S.F.; NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A. (2000). *Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Cráton*. In: Cordani, U.G.; MILANE, E.J.; THOMAZ FILHO, A; CAMPOS, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Proceedings of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 856 p.
- THOMPSON, A. B. (1976). *Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations*. Am. J. Sci. 276: 425 - 454.
- TOBI, A. C.; HERMANS, G. A. E. M.; MAIJER, C.; JANSEN, J.B.H. (1985). *Metamorphic zoning in the high-grade Proterozoic of Rogaland - Vest Agder, SW Norway*. In: Tobl, A.C., Touret, J.L.R. (Eds), *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces*. NATO ASI series C158, D. Reidel, Dordrecht. p. 477-497.

- TOURET, J.L.R. (1997). *Granulite facies metamorphism, fluid-absent and fluid-dominated processes*. *Annales Geophysicae*, Suppl. 1 to Vol. 15, C42.
- TURNER, F.J. (1981). *Metamorphic Petrology – mineralogical, field and tectonic aspects*. 2nd ed., New York, McGraw-Hill, 524 p.
- TURNER, F.J. & VEERHOOGEN, J. (1960). *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd. McGraw-Hill, New York, 1936.
- ULM, P. (1993). *Program NORM Version 4.0, Calculation of Various Minerals - Norms*.
- USSAMI, N. (1993). *Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas*. In: DOMINGUEZ JML & MISI A. (Eds). Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, Bahia, Brasil. SBG/SGM/CNPq. Especial Publicação. p. 35-62.
- VIELZEUF, D. (1983). *The spinel and quartz associations in high-grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82 (4): 301 - 311.
- VIELZEUF, D. & VITAL, P. (1990). *Granulites and crustal evolution*. Kluwer Academic Publishers, Norwell.
- VIELZEUF, D.; CLEMENS, J.D.; PIN, C.; MOINET, E. (1990). *Granites, granulites and crustal differentiation*. In: VIELZEUF, D & VIDAL, P.H. (Eds.) *Granites and crustal evolution*. London, Kluwer Academic Publishers, 59-85.
- XAVIER, R.P.; BARBOSA, J.S.F.; IYER, S.S.; CHOUDHURI, A.; VALARELLI, J.V. (1989). *Low density carbonic fluids in the Archean granulite facies terrains of the Jequié Complex, Bahia, Brazil*. *Journal of Geology*, 97: 351-359.
- WAARD, D. de (1969). *The occurrence of charnockite in the Adirondacks: a note on the origin and definition of charnockite*. *American Journal of Science*. 267: 983-987.
- WARREN, R. G. & HENSEN, B.J. (1989). *The P-T evolution of the Proterozoic Arunta Block, central Australia and its implications for tectonic evolution*. In: Daly, J. S., Cliff, R. A., Yardley, B.W.D. (Eds), *Evolution of metamorphic belts*. Geol. Soc. London (Special Publication). 43: 349-355.

- WATERS, D.J. (1989). *Metamorphic evidence for the heating and cooling path of Namaqualand granulites*. In: Daly, J. S., Cliff, R. A., Yardley, B.W.D. (Eds), *Evolution of metamorphic belts*. Geol. Soc. London (Special Publication) 43: 357-363.
- WATERS, D.J. (1991). *Hercynite-quartz granulites: phase relations, and implications for crustal processes*. Eur. J. Mineral. 3: 367-386.
- WILSON, N. (1987) *Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic precambrian terrains: Examples from Bahia, Brazil and Channel Island, U.K.* Dissertação de Mestrado. Oxford University, 150 p.
- WILSON, N.; MOORBATH, S.; TAYLOR, P.N.; BARBOSA, J.S.F. (1988). *Archean and early proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Bahia, Brazil*. Chem. Geol., 70 (1/2): 146.
- WINGE, M. (1984). *A Seqüência Vulcanossedimentar do Grupo Rio Capim, Bahia*. In: Viveiros P.V. da S; Duarte F.B. (ed) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*. Salvador, SME/CPM. 5: 43-103.
- WINGE, M. (1995). *Evolução dos terrenos granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil central*. Ph. D. Tese, Universidade de Brasília, Brasília, 350 pp.
- WINKLER, H.G.F. & SEM, S.K. (1973). *Nomenclature of the granulites and other high grade metamorphic rocks*. N. JB. F. Mineralogie, Mh. 9: 393-402.
- YAVUZ, F. (1998). *New Amphical. A program to classify microprobe wet chemical amphibole analyses*. P.K. 90, 81302. Kadiköy, Istanbul, Turkey.
- YAVUZ, F. (2001). *PYROX: A computer program for the IMA pyroxene classification and calculation scheme*. P.K. 90, 81302. Kadiköy, Istanbul, Turkey.
- YAVUZ, F. & ÖZTAS (1997). *Bioterm. A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites*. P.K. 90, 81302. Kadiköy, Istanbul, Turkey.
- YARDLEY, B.W.D. (1989). *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Londres, Longman Group UK Limited, 248p.