



# Condições de Cristalização dos Charnockitos Ígneos no Nordeste do Brasil

JOIL JOSÉ CELINO

DGGA – IGEO – UFBa, Rua Caetano Moura, 123, Federação, Salvador, Bahia, Brazil, CEP 40.170-290

e-mail: joil@ufba.br

NILSON FRANCISQUINI BOTELHO

Instituto de Geociências - UNB, Asa Norte, Brasília, Distrito Federal, Brazil, CEP 70910-900

e-mail: nilsonfb@unb.br

CELINO, J.J. & BOTELHO, N.F. (2000): Condições de Cristalização dos Charnockitos Ígneos no Nordeste do Brasil. - GEOLOGIA COLOMBIANA, 25, pgs. 199 - 220, 12 Figs., 6 Tablas, 1 Cuadro, Bogotá.

## RESUMEN

Las rocas máficas y félsicas con ortopiroxeno (hiperstena) son los componentes importantes de la zona de transición que separa el Cratón Arqueano de San Francisco y el Cinturón Móvil Costero Neoproterozóico, en el extremo sur del estado de Bahia, Brasil.

Las charnockitas presentan texturas relictas magmáticas. Los cálculos termobarométricos hacen pensar en temperaturas entre 700 - 800°C y presiones de 4,5 a 5,5 kbar (12 a 17 km de profundidad) para la generación de estas rocas. Evidencias de campo, complementadas por datos mineralógicos y texturales, hacen pensar en un origen asociado a la fusión parcial de corteza continental en las condiciones de la facies granulita

*Palabras clave: Charnockita ígnea, Termobarometría, Química mineral, Petrogénesis*

## ABSTRACT

Orthopyroxene-bearing felsic and mafic rocks are important components of the transition zone between the Archean São Francisco Craton and the late Proterozoic Coastal Mobile Belt in southeastern Bahia, Brazil.

The charnockites have relict magmatic textures. Thermobarometric calculations based on several exchange thermometers and one barometer suggest temperatures between 700 and 800°C and a pressure of 4,5 and 5,5 kbar (~12-17 km depth) for the generation of these rocks.

In the studied rocks there are many textural indications for the instability of minerals used in the exchange thermobarometers, suggesting that the interpretation of temperature and pressure conditions of granulite facies rocks is more accurate when based on the principles of the equilibrium of phases. Field evidence, supplemented by mineralogical and textural data suggests an origin by partial melting of deep continental crust under the dry conditions of granulite facies.

*Key words: Igneous charnockite, Thermo-barometers, Mineral chemistry, Petrogenesis*

## 1. INTRODUÇÃO

Os charnockitos são importantes componentes da crosta continental inferior em muitos terrenos pré-cambrianos. Nas duas últimas décadas tem existido muita discussão sobre charnockitos em termos da sua origem ígnea ou metamórfica. Uma origem ígnea, como postulada por HOLLAND (1900), é consistente com a natureza indeformada, maciça e homogênea de alguns charnockitos e, em poucos casos, a existência de contatos intrusivos,

xenólitos e texturas magmáticas.

Um magma charnockítico pode ser gerado no manto ou na crosta (NEWTON 1992). Magmas derivados do manto são menos prováveis porque eles não são líquidos graníticos nem tem uma composição apropriada para fornecer grande quantidade de líquidos graníticos por fracionamento (NEWTON 1992). Fundidos crustais parciais são comumente félsicos. O calor necessário para produzir fundidos crustais pode ser fornecido pela intrusão de magmas quentes derivados do manto ou por processos

de auto-aquecimento devido ao espessamento crustal em zonas de convergência de placas (NEWTON 1992, ASHWAL *et al.* 1992). A cristalização de magmas charnockíticos ocorre sob condições anidras no fácies granulito. Diferenciação magmática pode gerar diferentes rochas-tipo da série.

Granitóides charnockíticos são um dos principais componentes dos complexos Anortosito-Mangerito-Charnockito Granito rapakivi (AMCG) e representam um papel crucial na formação e evolução da crosta proterozóica. Quando intimamente associados com maciços anortosíticos, eles são geralmente considerados como derivados a partir de distintos magmas parentais, gerados a partir de diferentes fontes (EMSLIE 1978, 1991; MORSE 1982; DUCHESNE 1984; WIEBE 1992; ASHWAL 1993). Entretanto, tem sido reconhecido que algumas rochas charnockíticas podem também ser derivadas a partir de um magma intermediário monzodiorítico a jotunítico (DUCHESNE *et al.* 1989; OWENS *et al.* 1993) cuja origem tem gerado controvérsias. O magma jotunítico pode também ser derivado a partir de uma fonte crustal pela fusão parcial de rochas básicas (DUCHESNE *et al.* 1989; DUCHESNE 1990), ou a partir de magmas residuais após a formação dos maciços anortosíticos contaminados em proporção variada por material crustal (EMSLIE *et al.* 1994).

O reconhecimento de rochas charnockíticas neoproterozóicas (CELINO & BOTELHO 1995, fig. 1) no chamado Complexo Paraíba do Sul (SILVA *et al.* 1987) da Província Mantiqueira, em associação espacial e cronológica a granitos fortemente peraluminosos (CELINO 1999), com a ausência na vizinhança de corpos anortosíticos, descarta uma cena geológica muito comum em outros terrenos, especialmente nas províncias Rondoniana e Grenvilliana (EMSLIE 1991; WIEBE 1992; ASHWAL 1993), abrindo uma nova linha de investigação para este cinturão charnockítico representado nos estados de São Paulo, Espírito Santo, Minas Gerais e Bahia, o que o compara e distingue de outras ocorrências (p.ex.: GOMES 1995; JORDT-EVANGELISTA 1996; DUCHESNE & WILMART 1997).

## 2. TRABALHOS ANTERIORES

A primeira referência ao termo Complexo Paraíba do Sul foi feita por Rosier (1953, *apud* SILVA *et al.* 1987), ao descrever um conjunto de rochas heterogêneas e muito tectonizadas do vale do rio Paraíba do Sul.

A primeira referência sobre a presença de rochas charnockíticas no Brasil deve-se a Brajniov (1953 *in* SILVA *et al.* 1987), que as estudou nos estados do Espírito Santo e Minas Gerais, em especial nas regiões do alto e médio Rio Doce, afirmando serem de origem metamórfica, e resultantes de uma granitização (potassificação e

silicificação) de noritos pré-existentes, classificando-as de charnockito gnaisses.

Posteriormente, GUIMARÃES (1956) realizou estudos petrográficos em alguns corpos charnockíticos do Espírito Santo, advogando para os mesmos uma origem magmática, relatando, ainda, que esses charnockitos sofreram apenas uma fase de metamorfismo e que possuem uma história genética complexa.

Após um grande interlúdio no que concerne ao estudo desses litotipos, somente na década de 70, CORDANI (1973), em trabalho de cunho geocronológico na faixa costeira atlântica entre Salvador (BA) e Vitória (ES), revelou a ocorrência de núcleos granulíticos no âmbito da Folha SE.24 Rio Doce, tais como na região de Barra do São Francisco, Itapina, Itanhém, Epaminondas Otoni e Padre Paraíso. Idade K-Ar em biotita, em um desses corpos, indica valores referentes ao Ciclo Brasileiro, com cerca de 490 Ma., e que foi interpretada como rejuvenescimento total no citado ciclo, a partir de material pré-existente.

Em mapeamento executado na região Sul da Bahia, SILVA-FILHO *et al.* (1974) identificaram corpos charnockíticos na Folha SE.24-V-D, sob a forma de *stocks*, e que teriam sua origem ligada a lentes de composição básica das rochas originárias dos metatexitos de composição kinzigítica com os quais mantém relações gradacionais de contato.

Os pegmatitos associados a charnockitos/enderbitos são sempre mineralizados em berilo, crisoberilo e água-marinha, como ocorre nos de Padre Paraíso e a noroeste de Medeiros Neto (ALMEIDA & HASUI 1984).

Os principais garimpos da região referem-se aos de Salomão-Centenário, abrangendo áreas do município de Itanhém; os de Jureana e Cachoeira do Mato, em Alcobaça; os localizados nas regiões de São Paulinho, Prata, Alho e Pirajá, em Itamaraju; os de São José do Prado, no município de Prado; além de alguns outros situados em Guaratinga, dentre os quais os de Buranhém e Barra Nova (SILVA *et al.* 1987).

JORDT-EVANGELISTA & MÜLLER (1986), SCHULZ-KUHNT *et al.* (1990), HERBERT *et al.* (1991) e JORDT-EVANGELISTA (1996) tem estudado ocorrências de Séries de Charnockitos na área entre o Quadrilátero Ferrífero Cratônico e o Cinturão Móvel Costeiro (HASUI & OLIVEIRA 1984) a leste.

Estudos mais recentes (MENDES *et al.* 1997) tem sido desenvolvidos no Estado do Espírito Santo, caracterizando um cinturão de charnockitos e noritos, os quais incluem intrusões mais jovens. Aspectos de campo e petrográficos e evidências geoquímicas de mistura de magma têm sido extensivamente discutidos em trabalhos anteriores no complexo Paraíba do Sul (MENDES 1996).

CELINO & BOTELHO (1996) identificaram no extremo sul da Bahia e nordeste de Minas Gerais diversas ocorrências de Séries de Charnockitos, com destaque para as regiões

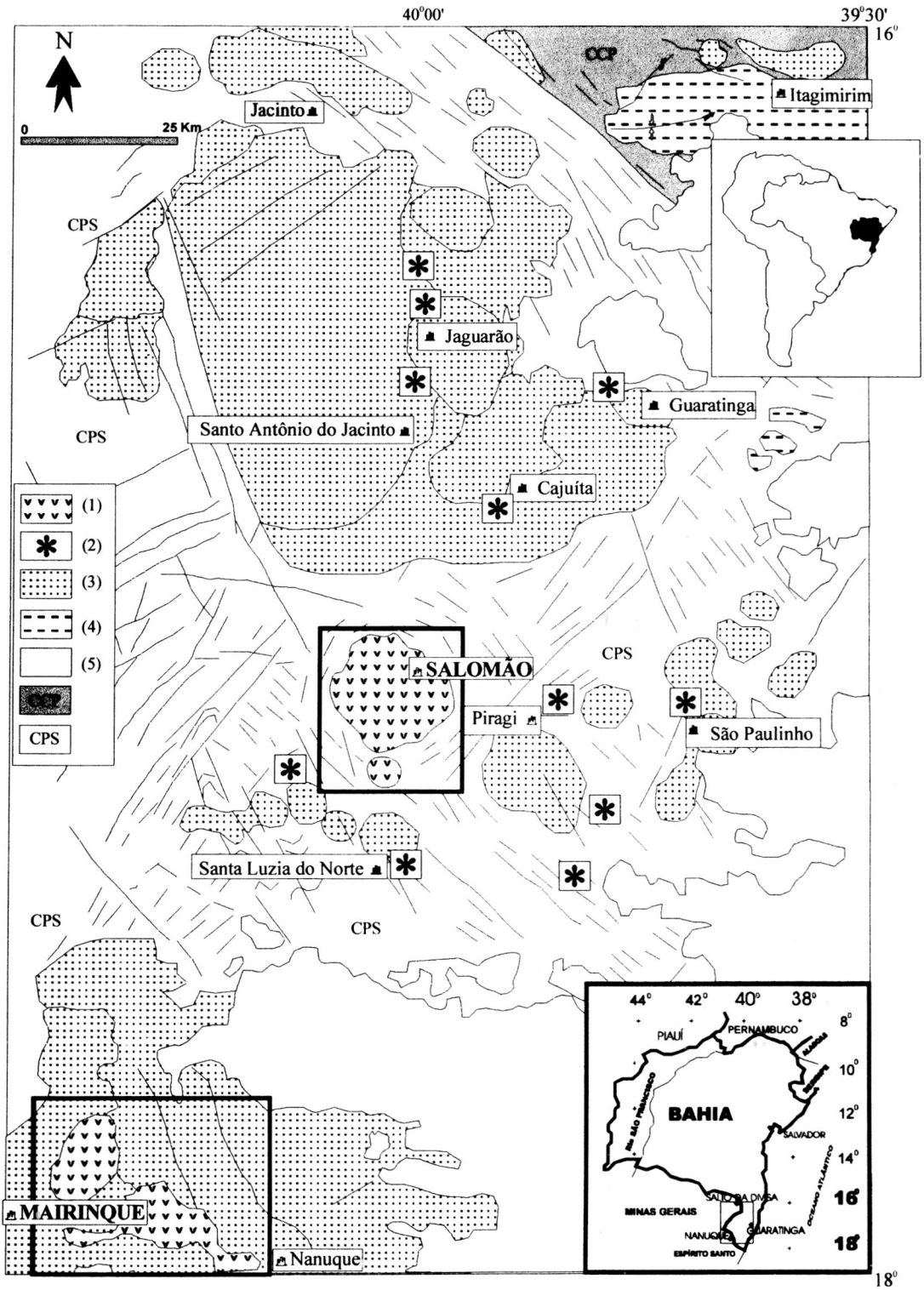


Fig. 1. Esboço geológico dos granitoides do extremo sul da Bahia (modificado de CELINO & BOTELHO 1996), com destaque para os maciços da Suite Salomão (SSL): (1) Maciço de Salomão (SLM) e de Mairinque (MIQ); (2) ocorrências locais de charnockitoides; (3) Outras Suites Graníticas; (4) Grupo Macaúbas; (5) Cobertura Sedimentar; CCP: Complexo Caraíba-Paramirim; CPS: Complexo Paraíba do Sul.

de Nanuque, Salomão (área-tipo) e pequenas ocorrências próximas a Santo Antônio de Jacinto (Fig. 1).

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO

Os litotipos predominantes na região estudada são piroxênio granulitos e metatextitos de composição kinzigítica, onde predominam relevos aplainados.

Os noritos afloram em áreas aplainadas, de topografia arrasada, exceção feita à região de Salomão. Trata-se de rochas cor cinza escuro a esverdeada, granulação média a grossa, isotrópicas, localmente com fraca orientação.

Os granulitos são de composição intermediária, coexistindo, porém, com tipos mais básicos. São isotrópicos ou foliados, com textura granoblástica e mineralogia representada por plagioclásio, piroxênio, quartzo, biotita e por vezes, granada. O feldspato pode se apresentar localmente em cristais centimétricos, subbedrais, de cor cinza esverdeada, com faces brilhantes.

Nos migmatitos, a característica marcante é a presença de rochas com estruturas migmatíticas as mais diversas, com melanossoma gnáissico a biotita e/ou hornblenda. Seus contatos são de difícil definição, parecendo entretanto serem, por falhas, conforme o estudo das imagens de radar. As rochas apresentam-se geralmente bem expostas, fraturadas, de cor cinza esbranquiçada, granulação grossa e comumente orientadas. Localmente observa-se a existência de zonas granulíticas.

#### 3.1. Charnockito de Mairinque / Nanuque

As rochas charnockíticas que ocorrem nesta região (Fig. 2) são muito parecidas com aquelas da região de Santo Antônio do Jacinto (no norte da área) e Santa Luzia do Norte. Elas são notáveis pela associação peculiar mais abundante de granitóides félsicos (charnockito-enderbitito e granitos-tonalitos a granada-biotita) e menos abundante de rochas máficas (principalmente noritos). Os dois tipos comumente ocorrem em íntima associação espacial.

O contato entre o norito e as rochas félsicas graníticas-charnockíticas é variável. Contudo, as rochas félsicas predominam volumetricamente. Elas contêm aglomerados biotíticos centimétricos ou métricos, arredondados ou na forma de lentes.

Quando os tipos máficos predominam, as rochas félsicas mostram-se intrusivas, com contatos nítidos de transposição, e são, em geral mais jovens. Menos comumente, os contatos tendem a ser gradacionais e do tipo migmatítico.

Deformação no estado sólido penetrativa tardia e recristalização de variável intensidade local causaram uma sobreposição milonítica nas texturas e estruturas primárias. O caráter intrusivo das rochas félsicas é também corroborado

pela presença de xenólitos dos gnaisses regionais.

#### 3.2. Maciço Charnockítico de Salomão

Ao lado dos termos granodioríticos e monzograníticos da região de Salomão, ocorrem rochas charnockíticas e noríticas (Fig. 3) de características petrográficas bem particulares. Este corpo possui coloração verde-escura, granulação grossa, estrutura isotrópica, sendo macroscopicamente classificado como norito, biotita charnockito, anfibólio charnockito e quartzo jotunitos. A rocha apresenta textura granular média a grossa, contendo cristais de plagioclásio tabulares maclados albíta-carlsbad que podem mostrar zoneamentos.

Uma origem magmática pode ser atribuída a estas rochas, levando-se em conta tão somente os aspectos texturais. Essas rochas, com índice de cor entre 20 e 30%, têm em ortopiroxênio, biotita e hornblenda os seus minerais mais proeminentes.

### 4. DADOS PETROLÓGICOS: Nomenclatura e tipologia

A nomenclatura das rochas da Série Charnockito não é simples. Para as variedades ricas em quartzo-feldspato tanto de origem magmática ou metamórfica, os termos charnockito (composição granítica), charno-enderbitito (composição granodiorítica) e enderbitito (composição tonalítica ou quartzo-diorítica) são amplamente utilizados (SHELLEY 1993). Mais problemática é a nomenclatura para as rochas máficas de composição gabróica. Alguns termos usados são charnockitos básicos (p. ex. COORAY 1969), granulito máfico (p. ex.: FIORENTINI *et al.* 1990), granulito básico (p. ex.: SEN & RAY 1971), norito (TOBI 1971), norito e pirciasito (SCHARBERT 1963).

O termo norito deve ser aplicado para tipos magmáticos; sendo assim, norito (para tipos a anfibólio-2 piroxênios) e charnockito (Foto 1), charno-enderbitito ou enderbitito (para tipos a piroxênio, Foto 2) são mais apropriados (Quadro 1).

#### 4.1. Aspectos petrográficos

Dois principais tipos de rochas ocorrem nos diversos corpos estudados. As rochas máficas são noritos e menos comumente enderbititos. As rochas félsicas podem ser separadas em duas séries de rochas, nominalmente as séries charnockito-enderbitito a piroxênio, e a granito-tonalito a granada-biotita.

STRECKEISEN (1976) e LE MAITRE (1989) recomendam que o uso do diagrama triangular Q-A-P para rochas charnockíticas (Fig. 4), contanto que feldspato perfitico, e particularmente mesopertita, estão distribuídas entre "A" e "P" de acordo com o conteúdo de feldspato potássico e

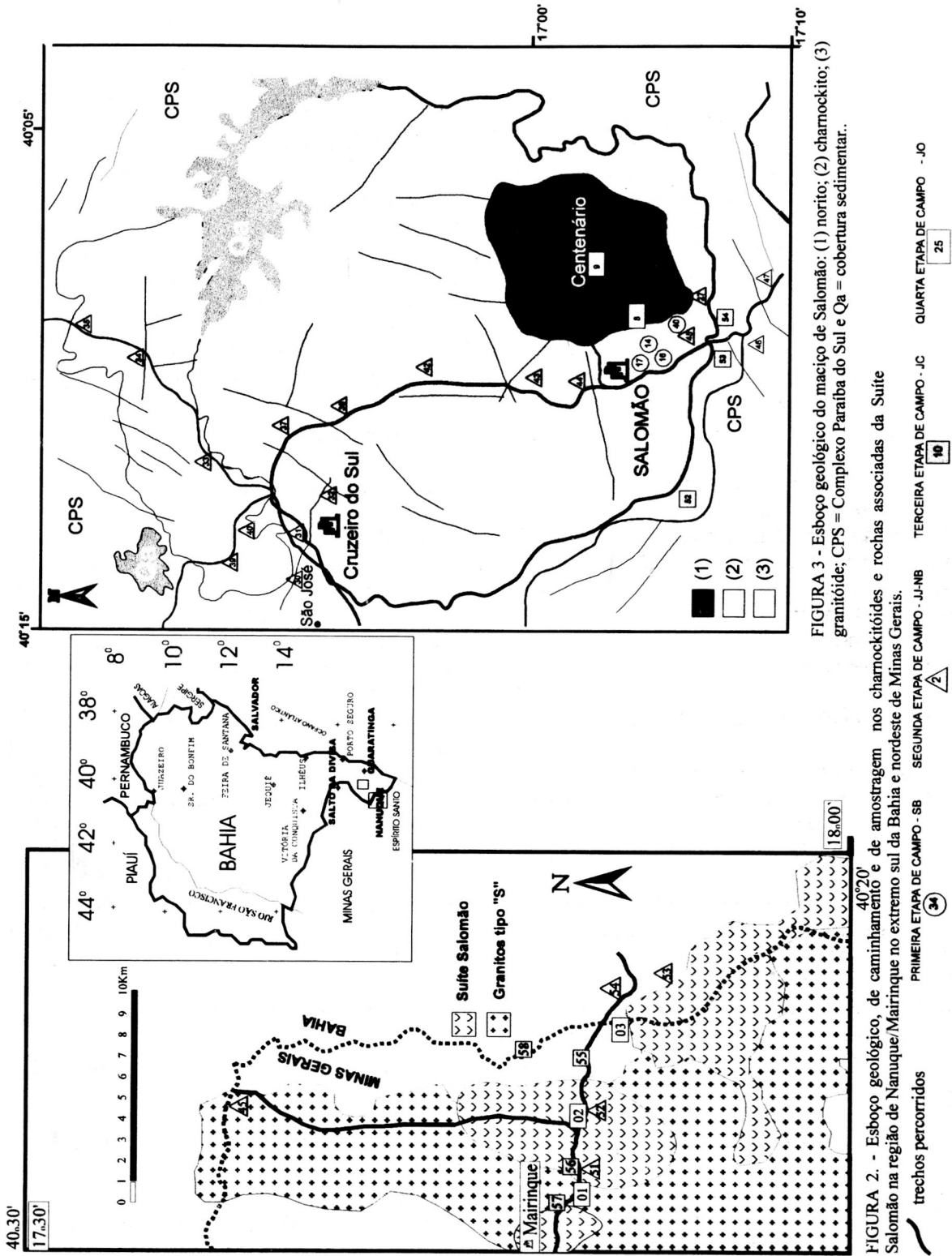


FIGURA 2. - Esboço geológico, de caminhamnto e de amostragem nos charnockitídes e rochas associadas da Suite Salomão na região de Nanaque/Mairinque no extremo sul da Bahia e nordeste de Minas Gerais.

FIGURA 3 - Esboço geológico do maciço de Salomão: (1) norito; (2) charnockito; (3) granitóide; CPS = Complexo Paraíba do Sul e Qa = cobertura sedimentar..

PRIMEIRA ETAPA DE CAMPO - SB 34 SEGUNDA ETAPA DE CAMPO - JJ-NB 10 TERCEIRA ETAPA DE CAMPO - JC 25 QUARTA ETAPA DE CAMPO - JO 25

QUADRO 1. Composição modal (%) e projeção Q-A-P para os maciços e corpos da Suite Salomão (SSL)

Número de campo Localidade	43		38		25		57		53		34		27-A*		27*		7*			
	CMD JC-43	Cajulita JC-38	Alho JC-25	Nanuque JJ-57-B	Curvelo JC-53	CDS JJ-NB-34	SPL SB-27-A	SPL JJ-20	SPL JJ-10	SPL JJ-10	SPL JJ-10	SPL JJ-10	SPL JJ-10	SPL JJ-10	SPL JJ-10	SPL JJ-10	SPL JJ-10	SPL JJ-10	SPL JJ-10	
Mineral (%)	Qtz-Norito	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	
Quartzo	12,10	20,35	19,16	23,72	21,61	20,67	26,15	17,77	22,77	26,56	20,67	26,15	17,77	22,77	26,56	20,67	26,15	17,77	22,77	26,56
Feldspato-K	0,00	9,70	6,96	11,62	13,11	14,75	24,26	17,95	4,65	24,26	13,11	14,75	24,26	17,95	4,65	24,26	13,11	14,75	24,26	17,95
Plagioclásio	47,26	36,97	42,75	33,78	41,40	42,49	38,23	33,41	38,13	50,92	42,49	38,23	33,41	38,13	50,92	42,49	38,23	33,41	38,13	50,92
Biotita	28,05	22,46	25,66	21,11	19,58	18,19	16,87	13,10	12,47	15,78	18,19	16,87	13,10	12,47	15,78	18,19	16,87	13,10	12,47	15,78
Chloroproxênio	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Otoproxênio	7,80	2,21	tr.	tr.	1,03	tr.	tr.	5,00	6,20	0,71	tr.	tr.	5,00	6,20	0,71	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Anfibólio	2,48	1,68	0,72	2,46	0,40	0,79	0,74	3,00	0,79	tr.	tr.	tr.	3,00	0,79	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Moscovita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Granada	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Epidoto	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Esfeno	tr.	tr.	tr.	0,63	0,07	0,53	0,39	0,66	0,50	0,26	0,53	0,39	0,66	0,50	0,26	0,53	0,39	0,66	0,50	0,26
Apatita	tr.	3,54	2,60	1,82	1,89	0,92	1,98	tr.	1,01	0,38	0,92	1,98	tr.	1,01	0,38	0,92	1,98	tr.	1,01	0,38
Zircão	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Servicita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Clorita	1,25	tr.	tr.	0,98	tr.	1,55	0,77	tr.	tr.	0,44	1,55	0,77	tr.	tr.	0,44	1,55	0,77	tr.	tr.	0,44
Opacos	1,06	3,09	2,15	3,11	2,40	1,75	0,12	2,80	0,18	0,28	1,75	0,12	2,80	0,18	0,28	1,75	0,12	2,80	0,18	0,28
<b>Q</b>	<b>20</b>	<b>30</b>	<b>28</b>	<b>34</b>	<b>29</b>	<b>27</b>	<b>33</b>	<b>24</b>	<b>29</b>	<b>32</b>	<b>27</b>	<b>33</b>	<b>24</b>	<b>29</b>	<b>32</b>	<b>27</b>	<b>33</b>	<b>24</b>	<b>29</b>	<b>32</b>
<b>A</b>	<b>0</b>	<b>14</b>	<b>10</b>	<b>18</b>	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>19</b>	<b>32</b>	<b>23</b>	<b>6</b>	<b>17</b>	<b>19</b>	<b>32</b>	<b>23</b>	<b>6</b>	<b>17</b>	<b>19</b>	<b>32</b>	<b>23</b>	<b>6</b>
<b>P</b>	<b>80</b>	<b>55</b>	<b>62</b>	<b>48</b>	<b>55</b>	<b>56</b>	<b>48</b>	<b>44</b>	<b>48</b>	<b>62</b>	<b>56</b>	<b>48</b>	<b>44</b>	<b>48</b>	<b>62</b>	<b>56</b>	<b>48</b>	<b>44</b>	<b>48</b>	<b>62</b>

Número de campo Localidade	28		24*		47*		40		14*		12		24*		
	Centenário JNB28B	JNB28C	Piragi JJ-NB-24	SLN JC-47	Salomão SB40A16	Salomão SB40A17	Salomão SB40A14	Salomão JJ-14	Salomão JJ-16	Salomão JJ-17	Jaguarião SB-14-A	Jaguarião JJ-5	Jaguarião SB-14-AJ	Jaguarião SB-14-BJ	GUT SB-24-A
Mineral (%)	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Charno	Granitóide
Quartzo	20,90	23,54	27,82	28,90	29,08	25,83	31,70	27,84	29,09	29,78	33,62	34,95	32,47	33,51	34,56
Feldspato-K	22,11	24,95	26,31	12,42	25,33	28,47	21,86	26,12	24,38	24,01	24,31	22,48	27,97	26,18	26,69
Plagioclásio	38,87	33,34	29,39	44,40	34,85	35,24	35,26	36,35	36,55	35,73	33,24	34,70	32,24	32,90	32,71
Biotita	13,33	11,62	10,60	11,88	7,65	5,41	7,89	6,55	7,60	7,64	4,37	4,47	3,90	3,73	4,40
Chloroproxênio	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Otoproxênio	1,62	1,62	1,04	0,57	0,94	0,87	0,86	0,91	0,87	0,88	0,39	0,33	0,28	0,39	0,47
Anfibólio	0,28	0,81	0,71	0,44	tr.	0,97	tr.	0,91	tr.	tr.	0,18	0,16	tr.	tr.	tr.
Moscovita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Granada	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Epidoto	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Esfeno	0,49	0,75	0,84	0,01	0,37	0,20	0,18	0,27	0,18	0,23	0,95	0,29	0,80	0,34	0,51
Apatita	1,13	1,06	0,59	0,28	0,90	0,71	0,78	0,80	0,73	0,80	0,47	0,47	0,33	0,47	0,26
Zircão	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Servicita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Clorita	0,42	1,48	2,21	0,50	0,79	tr.	0,87	0,16	0,17	0,54	2,14	2,00	1,73	1,58	2,08
Opacos	0,85	0,83	0,49	0,60	0,08	2,30	0,60	0,08	0,43	0,39	0,93	0,15	0,28	0,90	0,86
<b>Q</b>	<b>28</b>	<b>29</b>	<b>33</b>	<b>34</b>	<b>33</b>	<b>29</b>	<b>36</b>	<b>31</b>	<b>32</b>	<b>33</b>	<b>37</b>	<b>38</b>	<b>35</b>	<b>36</b>	<b>39</b>
<b>A</b>	<b>27</b>	<b>30</b>	<b>32</b>	<b>14</b>	<b>28</b>	<b>32</b>	<b>25</b>	<b>29</b>	<b>27</b>	<b>27</b>	<b>27</b>	<b>24</b>	<b>30</b>	<b>28</b>	<b>30</b>
<b>P</b>	<b>47</b>	<b>41</b>	<b>35</b>	<b>52</b>	<b>39</b>	<b>39</b>	<b>40</b>	<b>40</b>	<b>41</b>	<b>40</b>	<b>36</b>	<b>38</b>	<b>35</b>	<b>36</b>	<b>48</b>

tr. = traços

Onde: CMD = Cachoeira do Mato Dentro  
 CDS = Cruzeiro do Sul  
 SPL = São Paulinho  
 SLN = Santa Luzia do Norte  
 GUT = Guaratinga

end = enderbitto



FOTO 3 - Ortopiroxênio (Opx) subautomorfo em um charnockito na região de Umuuraitaba (Ponto JJ-NB-44-A) associado com quartzo (Qz) incluso em fenocristais de plagioclásio (Plag) geminado albíta. (Objetiva 6.3x, nx).



FOTO 4 - Anfólio (Anf) subautomorfo em um charnockito na região de Umuuraitaba (Ponto JJ-NB-44-A) associado com quartzo (Qz), plagioclásio (Plag), plaquetas de biotita (Biot), opaco (Op) e diversas inclusões de apatita (Apat). (Objetiva 6.3x, nx).

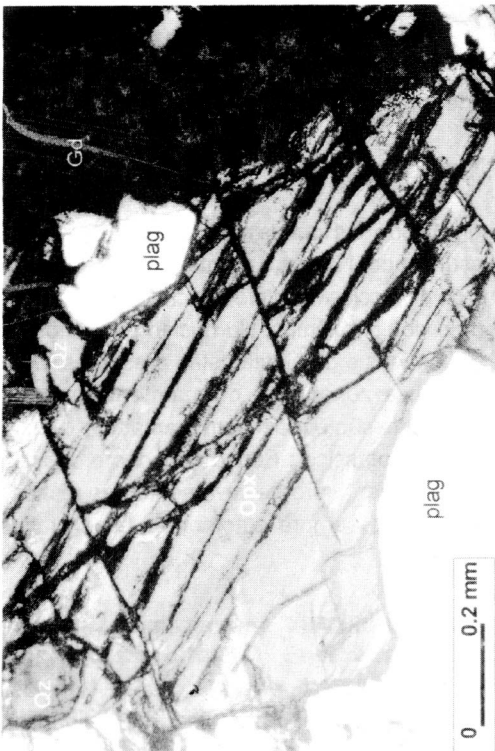


FOTO 1 - Ortopiroxênio subautomorfo em um charnockito na região de Santa Luzia do Norte (Ponto JC-47) associado com quartzo (Qz), plagioclásio (Plag) e granada (Gd). (Objetiva 10x, nx).

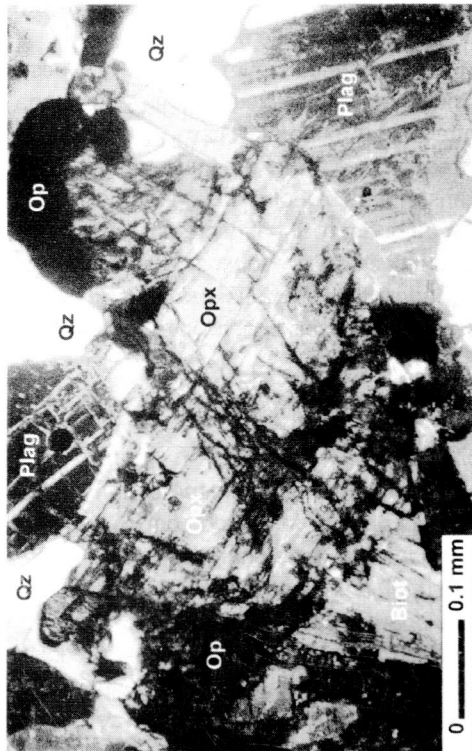


FOTO 2 - Ortopiroxênio anfíbolizado subautomorfo em um charno-enderbita na região de Nanuque (Ponto JC-57-B) associado com quartzo (Qz), plagioclásio (Plag), biotita (Biot) e ilmenita como opaco (Op). (Objetiva 6.3x, nx).

plagioclásio. Este sistema foi adotado aqui. O triângulo Q-A-P da Figura 4 (Quadro 1) mostra uma tendência contínua para as rochas da Suíte Salomão (SSL) a partir do enderbito (= hiperstênio tonalito), passando pelo charnockito (= hiperstênio granodiorito) até o charnockito (= hiperstênio (monzo) granito).

### **Rochas Máficas**

As rochas máficas são noritos e charnockitos cinza-esverdeados. Um bandamento mineralógico fracamente desenvolvido, com alternância de níveis ricos em quartzo-feldspato e níveis tipicamente gabróicos são encontrados localmente. A textura é granoblástica. O principal mineral é o plagioclásio (40 a 50% de vol). Os cristais, em sua maioria de andesina ( $An_{37-49}$ ) e secundariamente labradorita ( $An_{50-57}$ ) até a ocorrência de bytownita em termos mais máficos, são bem geminados segundo as leis albita (Foto 3) e albita-periclina. Anfibólio (ferro hornblenda-pargasítica - cerca de 20% de vol) verde-amarronsada está usualmente com finos nódulos de opacos. A hornblenda (Foto 4) ocorre, tanto como cristais individuais, como nas bordas dos piroxênios. O ortopiroxênio (até 10% de vol) está localmente envolto por hornblenda ou pode mostrar substituição por intercrescimento simplectítico de quartzo arredondado +/- actinolita verde-azulada +/- cummingtonita +/- carbonato. O ortopiroxênio tem uma composição  $Fs_{57}En_{42}Wo_{01}$ . Bordas de granada ao redor de simplectito são também frequentes.

Outros minerais essenciais são biotitas (Foto 4) com uma razão Fe/Fe+Mg em torno de 0,55.

A granada (Foto 1) secundária  $Alm_{58}Gross_{23}Py_{13}Spes_{04}(And+Uv)_{02}$  é muito menos cálcica do que a granada primária encontrada nas rochas félsicas (ver item a seguir). Apatita arredondada, zircão e minerais opacos são parcialmente transformados dentro das granadas.

A quantidade de quartzo, usualmente um constituinte secundário dos simplectitos, é pequena (até no máximo 10%), mas nos enderbitos, os quais são mais ricos em biotita, este é um dos principais constituintes chegando a atingir até 10% de vol.

### **Rochas Félsicas**

As rochas ricas em quartzo-feldspato podem ser subdivididas em dois grupos de acordo com os minerais máficos: (i) variedades da série charnockito-enderbito a biotita +/- granada e (ii) a série granito-tonalito a biotita +/- granada. Na maioria dos afloramentos estes dois tipos gradam de um para o outro. Em amostra de mão variam em tons de cinza-esverdeado. Um fraco bandamento mineralógico devido a diferentes concentrações de minerais máficos pode ocorrer localmente. As feições

texturais das rochas félsicas são caracterizadas por cristais euédricos a subédricos de feldspato rodeados por pequenos agregados de quartzo. Esta textura hipidiomórfica é típica de uma sequência normal de cristalização. Algumas amostras têm texturas primárias afetadas por deformação tardia.

Plagioclásio (30-50% do volume) é andesina ( $\sim An_{40}$ ), e é usualmente antipertítico. Lamelas de geminação são comumente do tipo chamas. Ortoclásio (5-29% do vol) tem uma composição de  $Or_{88}Ab_{12}$ , sendo euédrico a subédrico e freqüentemente pertítico nos charnockitos e granitos. Nos enderbitos e tonalitos, o ortoclásio está ausente, ou como antipertita no plagioclásio. Quartzo (20-47% do vol) é granoblástico e forma a matriz ao redor de grandes cristais euédricos de feldspato. Ortopiroxênio ( $En_{52}Fs_{48}$ ) está parcialmente convertido em finos grãos de quartzo +/- actinolita +/- cummingtonita +/- biotita +/- carbonato, intercrescido ou bordejado por granada. Esta alcança até 10% do volume da rocha. Biotita (> 5% do vol) é marrom-avermelhada, onde os cristais primários estão dispostos em uma fraca orientação e têm inclusões de granada secundária. Granadas (0-6% de vol) são de duas gerações. Arredondadas ou fracamente alongadas. Os cristais primários de  $Alm_{66}Pyr_{26}Gro_{05}Spes_{03}$  localmente têm inclusões de espinélio, enquanto granada secundária bordejada ortopiroxênio ou está incluída em biotita.

Além de espinélio, outros minerais acessórios são zircão, apatita arredondada, allanita metamíctica, minerais opacos e monazita arredondada.

## **4.2. Composição Mineral e Condições de Cristalização**

### **4.2.1. Feldspatos**

#### **Caráter Textural**

O plagioclásio : nas rochas mais básicas, o plagioclásio está saussuritizado. Nas rochas intermediárias, o caráter automorfo do plagioclásio, reflete sua cristalização precoce, seguida pelo dos piroxênios. No núcleo pequenos grãos de minerais opacos e de biotita estão presentes. De uma maneira geral, a zonação é normalmente fraca. Nos fenocristais a zonação é mais bem marcada.

O feldspato potássico : Pouco abundante nas rochas básicas, mas aumenta progressivamente nas rochas ácidas. Os grãos são sempre automorfos, essencialmente pertíticos.

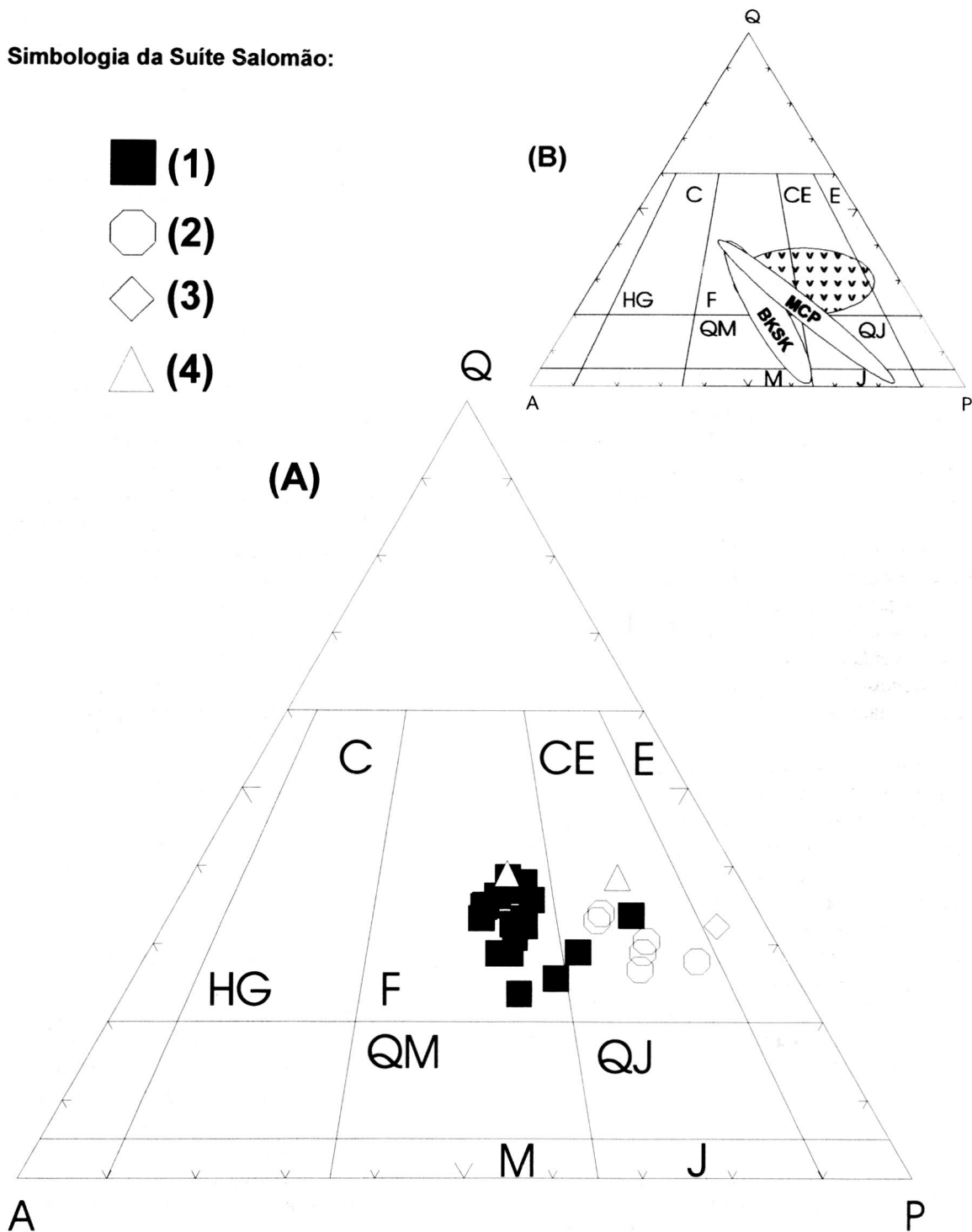
#### **Composições Químicas**

As fórmulas estruturais do plagioclásio e do feldspato alcalino são calculadas sobre a base de 8 oxigênios e 5 cátions (Tabelas 1 e 2). Os componentes An-Ab-Or estão



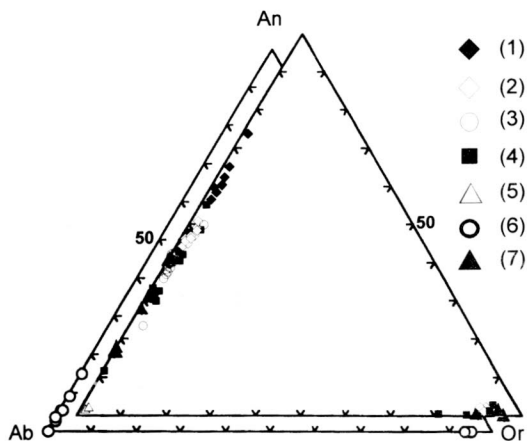
**Simbologia da Suite Salomão:**

- (1)
- ⬡ (2)
- ◇ (3)
- △ (4)



**Fig. 4. (A)** Diagrama ternário Q - A - P modal (STRECKEISEN 1976) para as rochas da Suite Salomão. (1) Charnockitos; (2) Charno-enderbitos; (3) Enderbitos e (4) Granitóides. Legenda dos campos de classificação são: C = charnockito; HG = hiperstênio granito; F = farsundito; CE = Charno-enderbitos; QM = Quartzo mangerito; M = mangerito; QJ = Quartzo jotunito e J = Jotunito. **(B)** Diagrama ternário Q - A - P comparando-se a disposição das rochas da Suite Salomão (V) com as tendências para charnockitóides do maciço Central de Pedlar - MCP (HUGUES *et al* 1997) e da intrusão Bjerkreim-Sokndal - BJSK (DUCHESNE & WILMART 1997).

apresentados nos diagramas triangulares correspondentes (Fig. 5).



**Fig. 5. Composição dos feldspatos da Suíte Salomão, onde (1) noritos; (2) enderbitos; (3) charno-enderbitos; (4) charnockitos e (5) granitoides; comparados com os feldspatos de charnockitoides de Cinturão do Alto Rio Grande (GOMES 1995) da Série de Salmão (6) e dos seus enclaves (7).**

O plagioclásio evolui de uma assembléia de rochas a partir da bytownita/labradorita até a albita quase pura.

Nos noritos são encontrados grãos mais cálcicos (Foto 5), cujo núcleo tem An<sub>74-64</sub> e bordas An<sub>60-56</sub>. A andesina é o plagioclásio dos enderbitos, sua composição varia do centro para a borda do grão de An<sub>50</sub> a An<sub>46</sub>. Este teor mais baixo em anortita é provavelmente um resultado dos fenômenos de alteração destas rochas (plagioclásios às vezes saussuritizados).

Os plagioclásios nas rochas charno-enderbíticas têm os teores de An compreendidos entre 37-15 no centro e 15-7 na borda, muito próximos dos valores encontrados nos plagioclásios dos biotita-granada granitos da Suíte Salomão.

A composição química dos feldspatos potássicos é, na maioria dos casos, próxima do pólo do ortoclásio puro. De fato, a maioria das análises mostra os valores de Or<sub>95</sub> e Ab<sub>5</sub>.

O bário no feldspato potássico constitui a molécula celsiana. Os teores de celsiana são mais elevados nas rochas mais básicas (enderbitos), diminuindo para as rochas mais evoluídas (charnockitos).

#### 4.2.2. Piroxênios

##### Caráter Textural

Os piroxênios estão sempre presentes nas rochas me-

nos diferenciadas. De uma maneira geral, ortopiroxênio e clinopiroxênio coexistem nos noritos (Foto 6). Localmente, estes minerais são submetidos a um fenômeno de destabilização e são substituídos pelo anfibólio (Foto 7).

**TABELA 1**

Análises químicas (% em peso) representativas do plagioclásio para os litotipos da Suíte Salomão. **NOR** = Noritos; **END** = Enderbitos; **CHEND** = Charno-enderbitos; **CHARN** = Charnockito e **GRN** = Granito.

Litotipos/óxidos	NOR	END	CHEND	CHARN	GRN
SiO2	52,93	56,67	59,87	61,43	69,44
Al2O3	30,31	27,09	25,26	24,70	19,89
FeO	0,03	0,11	0,12	0,03	0,16
K2O	0,10	0,38	0,42	0,32	0,13
CaO	12,63	9,22	7,30	5,85	0,23
Na2O	3,56	5,30	6,33	5,98	10,29
<b>Ortooclásio (%)</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>1</b>
<b>Anortita (%)</b>	<b>66</b>	<b>48</b>	<b>38</b>	<b>34</b>	<b>1</b>
<b>Albita (%)</b>	<b>33</b>	<b>50</b>	<b>60</b>	<b>64</b>	<b>98</b>

**TABELA 2**

Análises químicas (% em peso) representativas do feldspato potássico para os litotipos da Suíte Salomão. **NOR** = Noritos; **END** = Enderbitos; **CHEND** = Charno-enderbitos; **CHARN** = Charnockito e **GRN** = Granito.

Litotipos/óxidos	NOR	END	CHEND	CHARN	GRN
SiO2	-	64,88	63,36	64,01	-
Al2O3	-	18,57	18,31	18,98	-
FeO	-	0,03	0,00	0,00	-
BaO	-	0,56	0,75	0,50	-
K2O	-	15,24	13,90	14,62	-
CaO	-	0,10	0,04	0,08	-
Na2O	-	0,84	1,15	1,31	-
<b>Ortooclásio (%)</b>	<b>-</b>	<b>92</b>	<b>89</b>	<b>88</b>	<b>-</b>
<b>Albita (%)</b>	<b>-</b>	<b>8</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>-</b>

Nos noritos, o ortopiroxênio é comum, mais que o clinopiroxênio. Ele se apresenta sob a forma de cristais automorfos precoces. O clinopiroxênio é um dos constituintes de agregados máficos. Estes minerais se situam no núcleo de aglomerados máficos compostos por piroxênio, anfibólio, biotita e minerais opacos. Neste caso, o piroxênio contém inclusões de minerais opacos e mais raramente apatita. Nos enderbitos, o ortopiroxênio é raro, sendo observado como finas lamelas de exsolução no clinopiroxênio. Nos charno-enderbitos, o piroxênio ocorre

PRANCHA 2



FOTO 5 - Aspecto do norito próximo a zonas de cisalhamento na região de Cachoeira do Mato (Ponto JC-43). O ortopiroxênio (Opx) encontra-se associado com quartzo (Qtz), fenocristais de plagioclásio (Plag) com geminações encurvadas e biotitas (Biot) com planos de clivagem deformados. (Objetiva 2.5x, nx).

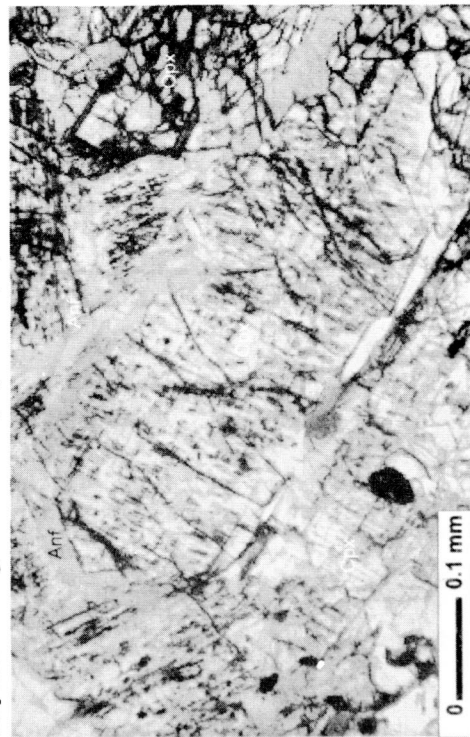


FOTO 6 - Clinopiroxênio (Cpx) automorfo com coroa de Anfibólio (Anf) associado a ortopiroxênio (Opx) em norito na região de Cachoeira do Mato (Ponto JC-43). (Objetiva 6.3x, l.P).



FOTO 7 - Clinopiroxênio (Cpx) exibindo substituição marginal por quartzo (Qtz) simplitético + anfibólio (Act) actinolítico na região de Cachoeira do Mato (Ponto JC-43). Na parte superior da foto, o ortopiroxênio (Opx) é corado por hornblenda (Hb) ou está substituído por interrescamento simplitético de quartzo (Qtz) arredondado + actinolita (Act) azul-esverdeada + cummingtonita (Cm) incolor (Objetiva 6.3x, nx).

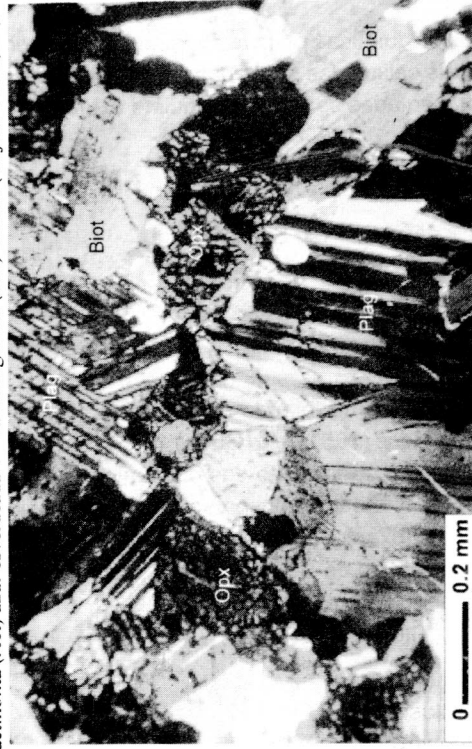


FOTO 8 - Ortopiroxênio (Opx) em enderbito na região de Cruzado do Sul (Ponto JI-NB-31), associado a plagioclásio (Plag) e biotita (Biot) (Objetiva 2.5x, nx).

em cristais subautomorfos (Foto 8).

**Composições Químicas**

As análises químicas permitem a obtenção das fórmulas estruturais calculadas sob a base de 6 oxigênios ou 4 cátions apresentadas segundo a seguinte expressão:



$T_2 = Si^{4+}, Al^{IV}$  e  $Fe^{3+}$  (se  $Si^{4+} + Al^{IV} < 2$ )

$M_1 = Cr^{3+}, Ti^{4+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}$

$M_2 = Ca^{2+}, Na^+$  (e o excesso de  $Fe^{2+}, Mn^{2+}, Mg^{2+}$  no pólo  $M_1$ )

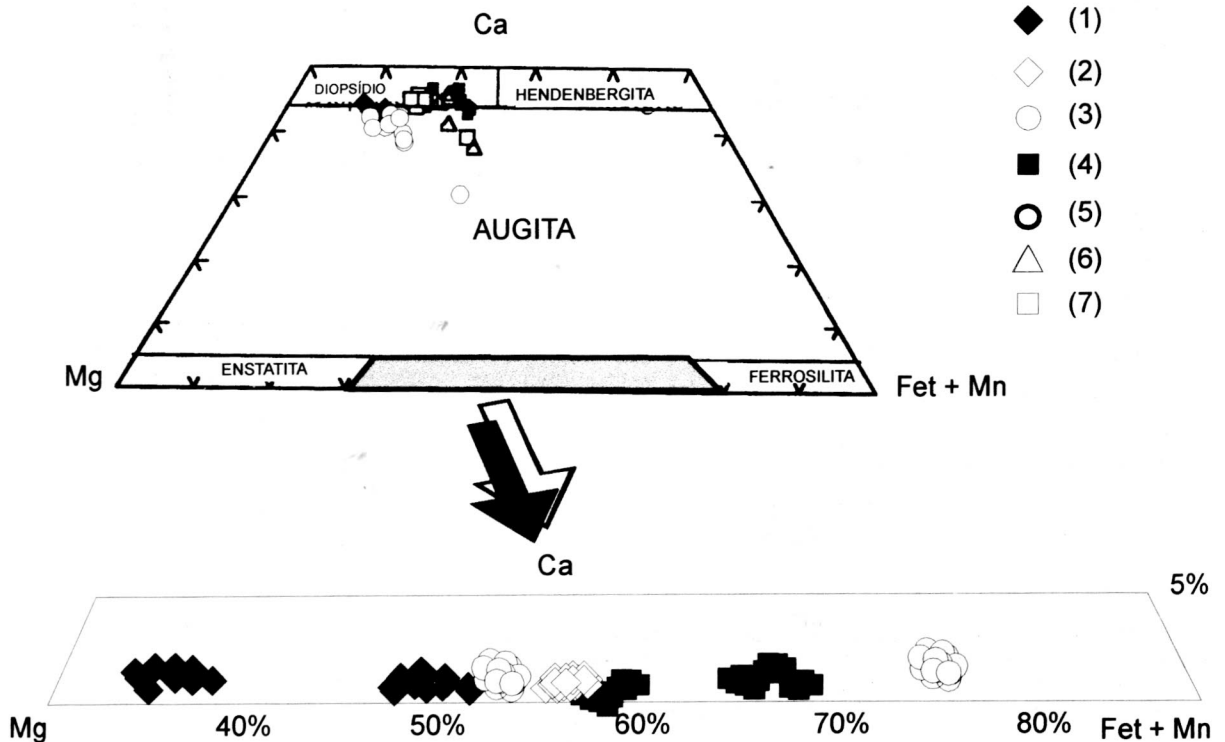
As análises foram plotadas no diagrama (Fig. 6) de Poldervaart & Hess (1951 *apud* GOMES 1995) com o intuito de observar o comportamento dos piroxênios para os diferentes litotipos. Quando observamos as composições químicas dos piroxênios, elas se apresentam bem distintas para cada litotipo da Suíte Salomão, com predomínio de porcentagem da molécula de ferrossilita.

Comparados aos do magmatismo de Piracaia do Cinturão Ribeira (GOMES 1995), observa-se para os dioritos, monzogabros e monzonitos que o diopsídio é a fase predominante, enquanto o ortopiroxênio é mais enriquecido em enstatita (Fig. 6).

A posição de certos piroxênios para baixos teores de Ca (no campo da augita) traduz uma uralitização avançada, ou uma mistura de anfibólio e piroxênio. O ortopiroxênio mostra uma certa variação. Nos noritos são representados pela enstatita ( $Fs < 50$ ) enquanto que nos charnockito-enderbitos, as composições caem no limite do campo da ferrossilita ( $Fs > 50$ ).

**Evolução Química**

A evolução de certos elementos menores nos piroxênios pode ser um indicativo do quimismo do magma parental e das condições de cristalização (GIBB 1973; LETERRIER *et al.* 1982; MARCELOT *et al.* 1988). Neste caso, foram utilizados Ti e Mn (Fig. 7) em função da razão  $Fe/Fe+Mg$ .



**Fig. 6. Posição dos piroxênios no diagrama Ca/Mg/Fe+Mn (POLDEVAART & HESS 1951), destaque para a área de distribuição das rochas da suite Salomão. Onde: (1) norito; (2) enderbitos; (3) charno-enderbitos; (4) charnockito; comparados com os piroxênios em charnockitóides de Cinturão do Alto Rio Grande (GOMES 1995) da Série de Piracaia. onde (5) Monzogabro, (6) Nonzonito, (7) Diorito.**

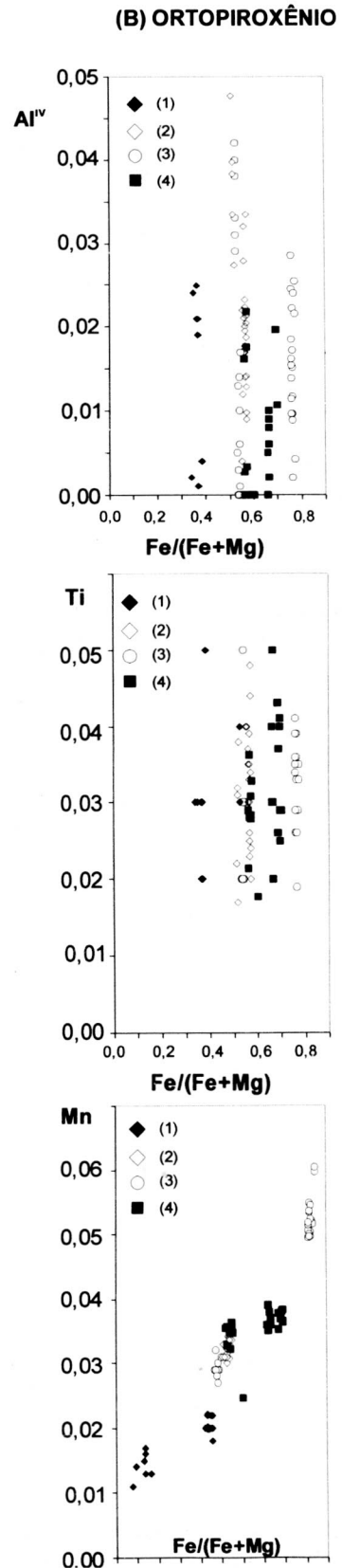
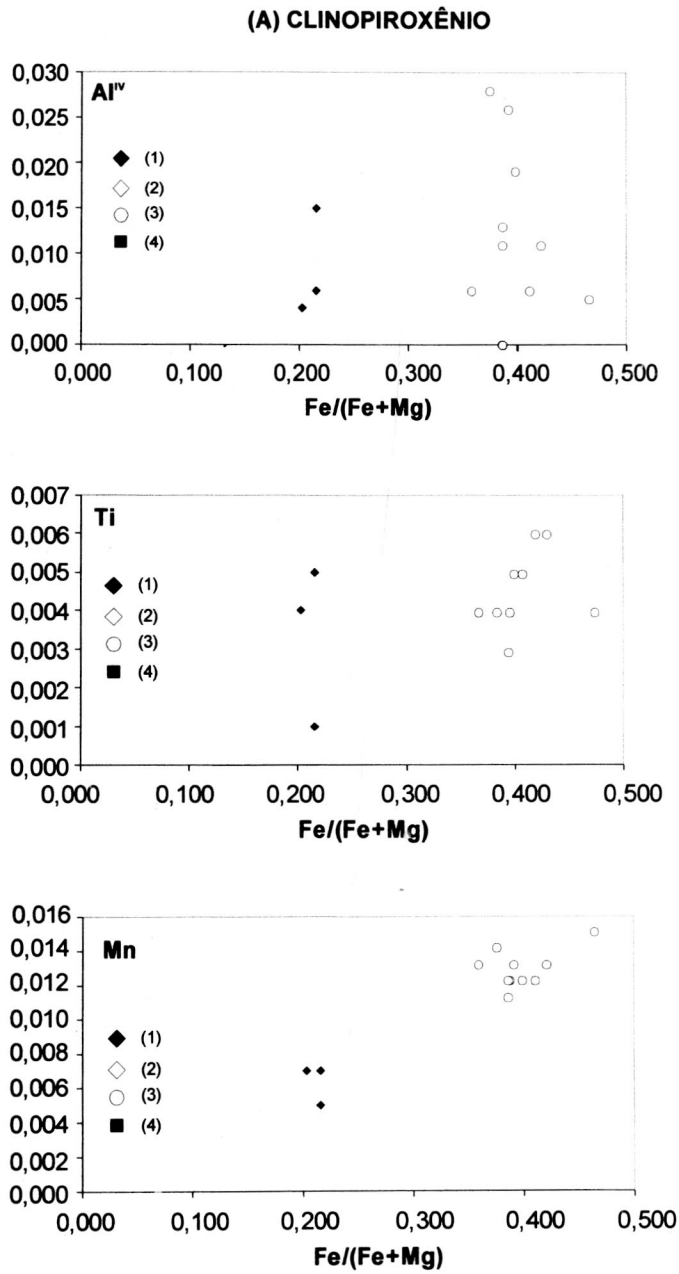


FIGURA 7 - (A) Evolução do clinopiroxênio nos diagramas Al<sup>IV</sup> em função de Fe/(Fe+Mg); Ti versus Fe/(Fe+Mg) e Mn versus Fe/(Fe+Mg); e (B) evolução dos ortopiroxênios nos mesmos diagramas para as rochas da Suíte Salomão. (1) norito; (2) enderbitó; (3) charno-enderbitó e (4) charnockito.

Os valores de  $Al^{IV}$  e Ti nos clinopiroxênios são baixos e crescem com o aumento da razão  $Fe/Fe+Mg$  (Fig. 7). Este tipo de comportamento é descrito preferencialmente na evolução das séries anorogênicas (MARCELOT *et al.* 1988). Os fracos valores de  $Al^{IV}$  e de Ti são favorecidos pela forte atividade da sílica e ela está igualmente associada a uma cristalização precoce dos óxidos de ferro e titânio (GIBB 1973; MARCELOT *et al.* 1988). O diagrama  $Fe/(Fe+Mg)/Mn$  revela uma correlação positiva dos noritos e charno-enderbitos (Fig. 7). Os mais altos valores de Mn são reportados nos charno-enderbitos. Este aumento do manganês está igualmente ligado a um aumento da atividade da sílica (GUPKA *et al.* 1973; GIBB 1973). A evolução química destes piroxênios (Fig. 7) indica que eles se cristalizam em um magma com forte atividade da sílica, entretanto uma parte dos noritos e charno-enderbitos que contém os piroxênios são sub-saturados em sílica. Um fenômeno secundário, tal como a interação entre dois magmas, poderia ser invocado para explicar esta contradição, a menos que as rochas não sejam representativas dos líquidos em razão de um caráter cumulativo (notadamente em biotita).

Em função da coexistência de ortopiroxênio e clinopiroxênio nos noritos e charno-enderbitos, o geotermômetro ortopiroxênio-clinopiroxênio pode ser aplicado somente a estas rochas (Tabela 3). Os cálculos são os mesmos das fórmulas de WOOD & BANNO (1973) e de WELLS (1977), que servem para a determinação gráfica segundo LINDSLEY (1983) (após recalcular as fórmulas estruturais). As mais altas temperaturas obtidas são encontradas usando o método de Wells.

A temperatura de 990°C é muito próxima da temperatura de cristalização dos minerais, enquanto as temperaturas mínimas de 790°C (WOOD & BANNO 1973) e de 810°C (WELLS 1977), calculadas para a borda do mineral, são aquelas de re-equilíbrio subsolidus. As análises do par ortopiroxênio-clinopiroxênio são recalculadas segundo o método de LINDSLEY (1983) com a finalidade de utilizar o diagrama WO-EN-FS com as isotermas para uma dada pressão, como proposto por LINDSLEY (1983) (Fig. 8). A temperatura máxima obtida para os noritos é de 950°C. Este valor corresponde à temperatura de cristalização. As temperaturas mínimas variam de 500-650°C para o ortopiroxênio e de 800-850°C para o clinopiroxênio. Neste caso, elas refletem os fenômenos de re-equilíbrio.

**Condições de cristalização e de re-equilíbrio dos piroxênios**

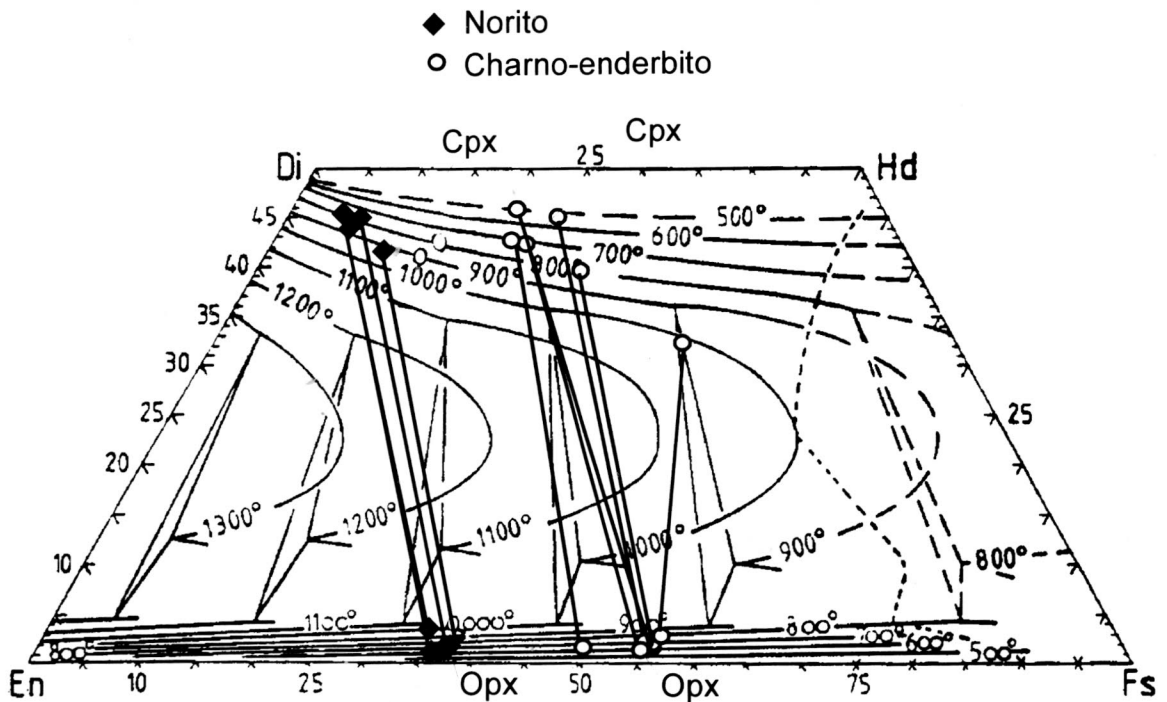


Fig. 8. Termometria do equilíbrio ortopiroxênio (OPX) - clinopiroxênio (CPX) e pelo método de LINDSLEY (1983) e as tie-lines para rochas da Suite Salomão. Norito na região de Cachoeira do Mato (JC-43) e charno-enderbitos próximo a Alho (JC-25).

**4.2.3. Anfibólios**

**Caráter Textural**

Os anfibólios estão presentes em todos os tipos litológicos da Suíte Salomão. Aparecem em cristais subautomorfos ou em auréolas ao redor do piroxênio. Nos tipos mais diferenciados, o anfibólio predomina sobre o piroxênio. O seu pleocroísmo varia de verde escuro a verde claro. A zonação ótica é quase ausente.

apresentadas segundo a seguinte expressão:



T = Si, Al<sup>IV</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Ti<sup>4+</sup>

C = Al<sup>VI</sup>, Cr, Ti, Fe<sup>3+</sup>, Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Zn

B = Ca, Na, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg

A = Na, K

O total dos cátions (Si + Al + Fe<sup>total</sup> + Mn + Mg + Ti) nos

**TABELA 3**

Geotermometria dos pares opx-cpx nos noritos e charno-enderbitos da Suíte Salomão para uma pressão de 5 Kb.

Litotipo - Amostra	Wood & Banno (1973) -T°C	Wells (1977) - T°C	Lindsley (1983) - T°C
Norito (JC-43)	871	895	Opx - 600 Cpx - 800
Charno-enderbito (JC-25)	848	915	Opx - 650 Cpx - 850

O anfibólio é subautomorfo e contém freqüentemente inclusões de minerais opacos e de apatita (Foto 4). Nas rochas porfíricas, o anfibólio ocorre em fenocristais mas também em cristais menores, disseminados na matriz. No primeiro caso, eles contêm alguns cristais arredondados de piroxênio e mais raramente cristais corroídos de plagioclásio. Os minerais opacos e a apatita são inclusos tanto nos minerais da matriz quanto nos fenocristais.

sítios T + C serão considerados como invariantes e igual à 13.

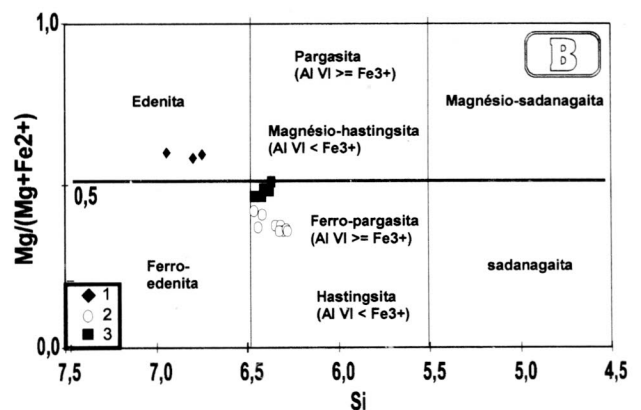
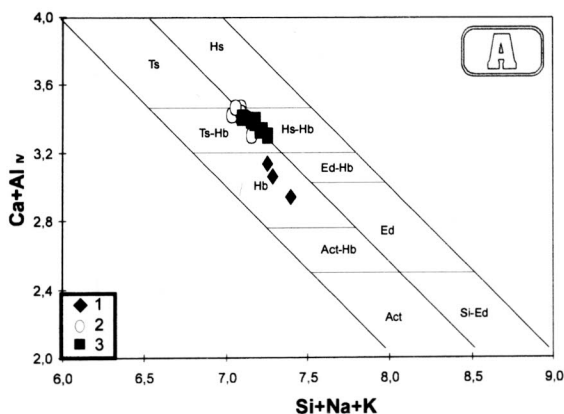
Os anfibólios analisados foram plotados no diagrama Mg/ (Mg+Fe<sup>2+</sup>) versus Si + Na + K (LEAKE *et al.* 1997), revelando a existência de uma correspondência de anfibólios cálcicos com uma evolução geral se situando no campo da hastingista-hornblenda até a hornblenda (Fig. 9).

**Composições Químicas**

As análises químicas executadas forneceram as fórmulas estruturais calculadas sob a base de 24 oxigênios

**Evolução química e as principais substituições nos anfibólios**

Nos anfibólios, o aumento do silício é acompanhado



**Fig. 9. (A) Diagrama Si+Na+K+Al versus Ca + Al (GIRET *et al.* 1980) para os anfibólios cálcicos de Suite Salomão; (B) Diagrama Si versus Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) (LEAKE *et al.* 1997) para a classificação dos anfibólios cálcicos da Suite Salomão. Onde: 1 = norito; 2 = charno-enderbitos e 3 = charnockito.**

de uma diminuição de Fe<sup>2+</sup>, Al total, Ti, Na e de um discreto crescimento de Mg, Ca, Mn e K. Estas mudanças químicas correspondem às substituições simples que são Fe<sup>2+</sup> → Mg e Na → K mais do que substituições complexas descritas (HELTZ 1973; CZAMANSKE *et al.* 1977; FABRIÉS 1978; GIRET *et al.* 1980).

Baseando-se nestas substituições, as correlações verificadas na Fig. 10 indicam a presença da substituição Ti-tschermakita. Outras substituições são possíveis, como as substituições tschermakita e ferritschermakita.

As substituições complexas mais correntes são apresentadas na tabela abaixo (GOMES 1995):

A	Tetraedro	-	A	Tetraedro	Substituição
Na, K	Al	>	A -	Si	Edenita
		>	>(0)		
M1M3	Tetraedro	-	M1M1	Tetraedro	Substituição
Al <sup>VI</sup>	Al <sup>IV</sup>	>	Mg	Si	Tschermakita
Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>IV</sup>	>	Mg	Si	Fe-Tschermakita
M4	M1M3	-	M1	M1-M	Substituição
Na	Al	>	Ca	Mg	Glaucofano
Na	Fe <sup>3+</sup>	>	Ca	Mg	Riebeckita
A	M1	-	A	M1	Substituição
Na	Na	>	[ ]	Ca	Richterita
M1M3	Tetraedro	-	M1M3	Tetraedro	Substituição
Ti	2Al	>	Mg	2Si	Ti-Tschermakita
M4	Tetraedro	-	M4	Tetraedro	Substituição
Ca	Al	>	Na	Si	

As substituições são função das condições de cristalização (P, T, fO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O) e da composição do magma a partir do qual se desenvolve o anfibólio (HELTZ 1973; FABRIÉS 1978; GIRET *et al.* 1980). As substituições Ti-tschermakita são favorecidas pelas temperaturas elevadas e por condições oxidantes (HELTZ 1973).

#### 4.2.4. Biotita

##### Caráter Textural

A biotita está presente em todos os litotipos. Ela ocorre como cristais marrom escuro a claro, e ou marrom-esverdeado (Tabela 4). A biotita marrom escura se desenvolve em cristais subautomorfos, em palhetas intersticiais, na borda do piroxênio, do anfibólio e com minerais opacos. Em alguns casos, as biotitas de cristalização precoce são observadas nos núcleos do plagioclásio e do piroxênio. A forma subautomorfa da mica marrom escura, sua orientação (por vezes, aleatória) e sua distribuição uniforme constituem critérios favoráveis para uma origem magmática. A mica esverdeada aparece principalmente em zonas deformadas; sua presença aleatória nos litotipos é favorável a uma origem secundária.

##### Composições Químicas

As fórmulas estruturais são calculadas sobre 22 oxigênios. A totalidade das análises está reportada no diagrama Si em função da razão Fe/(Fe+Mg) (DEER *et al.* 1976). As micas caem no campo da biotita (Fig. 11). Globalmente, as assembléias de micas descrevem empobrecimento em ferro e alumínio. Constata-se que nas rochas mais básicas (noritos) se situam no campo das flogopitas. Para as rochas mais ácidas (enderbitos a charnockitos), este mineral evolui em direção ao pólo da annita pelo aumento simultâneo da razão Fe/(Fe+Mg) e do teor em sílica. Por outro lado, em uma mesma rocha, observa-se uma variação na direção do pólo da siderofilita, pelo aumento do teor de alumínio.

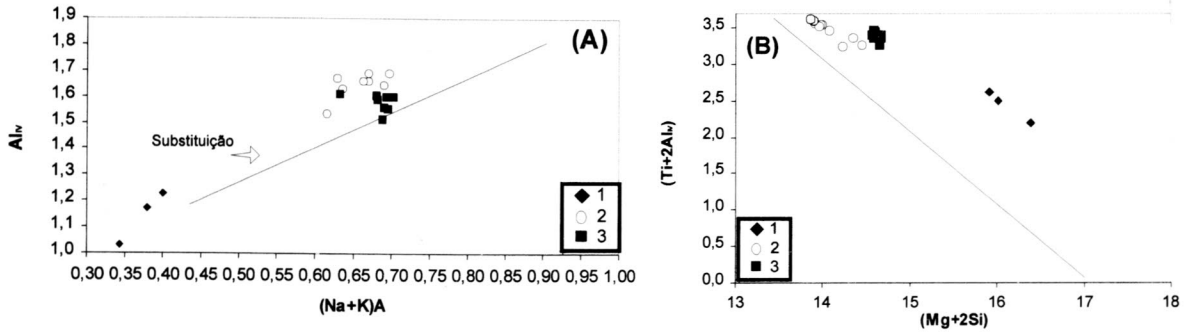
##### Evolução química e as substituições

As micas são titâníferas (até 6% TiO<sub>2</sub>). Os valores em Fe/(Fe+Mg) são ligados àqueles das rochas. A tendência geral sobre as biotitas reflete várias substituições: (1) Mg ↔ Fe<sup>2+</sup> (Fig. 11). Observa-se o aumento da razão Fe/(Fe+Mg) dos noritos para os charno-enderbitos. Isso sugere um fenômeno de cristalização fracionada. De fato, a substituição é comumente acoplada à reação Si + Fe ↔ Al<sup>IV</sup> + Mg (2) (CZAMANSKE & WONES 1973).

As biotitas são frequentemente menos ferríferas nas bordas que nos centros, sendo que isso caracteriza as micas de baixa temperatura (ROBERT 1981). O caráter magmático da biotita marrom (I) é evidenciado pelas suas texturas e confirmado por sua composição química. Com efeito, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub> variam de 13 a 18% e de 3 a 6%, respectivamente. O alumínio das micas de origem magmática é menor do que o das biotitas secundárias (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 17%) (CORRIVEAU & GORTON 1993).

No diagrama Mg/Al<sup>total</sup> (NACHIT *et al.* 1985) a maioria das biotitas dos litotipos mais ácidos se situa no campo





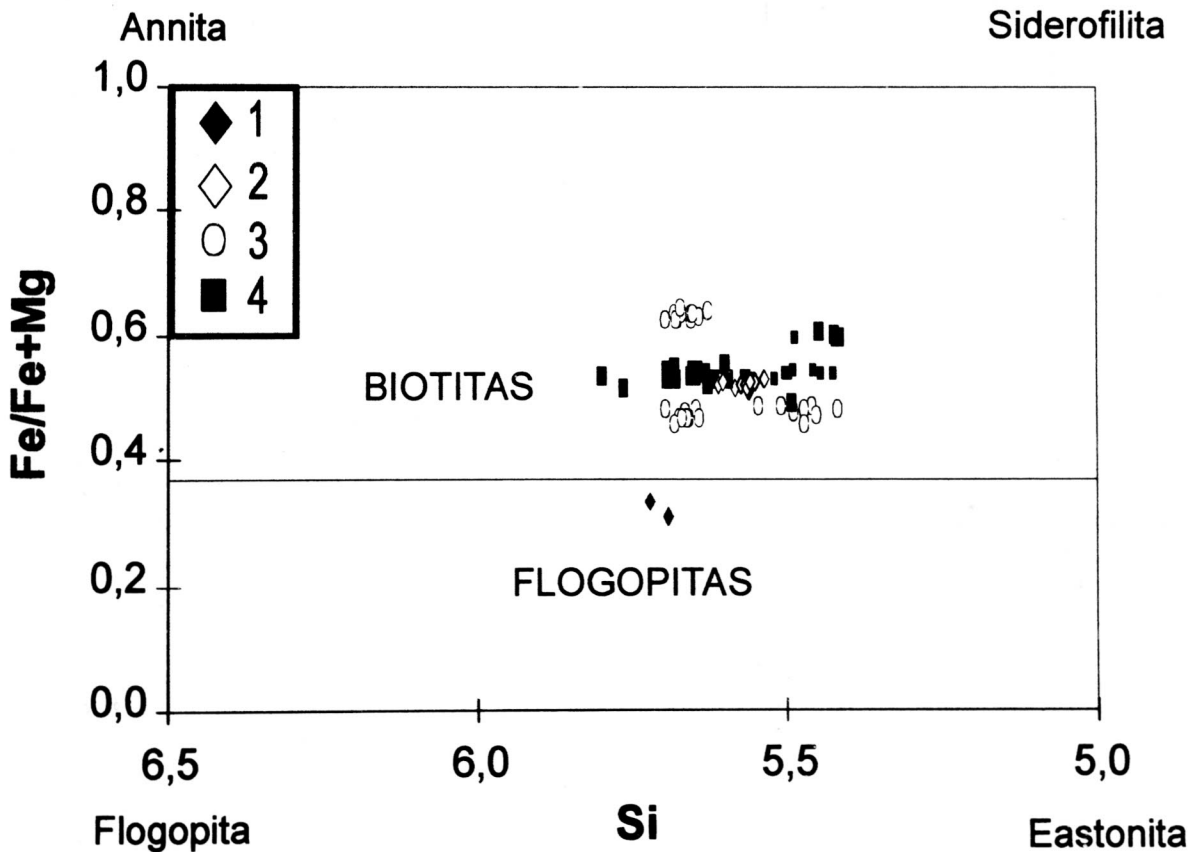
**Fig. 10.** Diagrama  $(Na+K)A$  em função de  $Al^{IV}$ . A simbologia é idêntica a da Fig. 9; e (B) Evolução dos anfibólios cálcicos da Suit Salomão sobre o diagrama  $(Mg+2Si)$  em função de  $(Ti+2Al^{IV})$ .

cálcio-alcálico e uma pequena parte no campo sub-alcálico (Fig. 12).

**5.1. Pressão**

**5. CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO E A TERMOBAROMETRIA**

As taxas de alumínio (Al) aumentam com a pressão que se exerce sobre a cristalização do anfibólio. Diversos trabalhos tem formulado geobarômetros empíricos a partir do conteúdo de alumínio nas hornblendas (SCHMIDT 1992; HOLLISTER *et al.* 1987; HAMMARSTROM & ZEN 1986). Neste



**Fig. 11.** Diagrama de classificação das micas (DEER *et al.* 1976) para as rochas da Suite Salomão. Onde: 1 = norrito; 2 = enderbita; 3 = charno-enderbita; 4 = charnockito.

**TABELA 4**

Análises químicas representativas das biotitas das rochas da Suíte Salomão, onde **NOR** = norito; **END** = enderbito; **CHEND** = charno-enderbito; **CHARN** = charnockito.

Litotipos/óxidos	NOR	END	CHEND	CHAR N	Biotita II
SiO <sub>2</sub>	38,14	35,87	35,02	35,54	36,07
TiO <sub>2</sub>	5,05	5,87	4,89	6,01	4,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,66	13,88	16,25	13,54	17,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,05	0,04	0,07	0,00
MgO	15,26	9,83	10,06	8,96	9,50
MnO	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03
FeO <sub>t</sub>	13,00	20,37	17,61	19,93	17,54
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,09	0,16	0,03	0,08
K <sub>2</sub> O	9,74	9,38	9,18	9,39	9,44
CaO	0,00	0,02	0,04	0,00	0,05
<b>Cátions</b>			<b>22</b>	<b>oxigênios</b>	
Linotipos / óxidos	NORD	END	CHEND	CHAR N	Biotita II
Si	5,674	5,520	5,427	5,608	5,487
Al IV	2,326	2,480	2,573	2,393	2,513
Al VI	0,069	0,036	0,395	0,126	0,607
Ti	0,565	0,680	0,570	0,713	0,511
Fe <sup>2+</sup>	1,618	2,622	2,282	2,630	2,231
Mn	0,000	0,011	0,000	0,009	0,004
Mg	3,385	2,254	2,323	2,108	2,154
Ca	-	0,003	0,006	0,000	0,008
Cr	-	-	-	-	-
<b>E(M1-M2)</b>	<b>5,638</b>	<b>5,605</b>	<b>5,576</b>	<b>5,585</b>	<b>5,515</b>
Na	0,005	0,006	0,048	0,010	0,023
K	1,848	1,841	1,814	1,890	1,832
<b>E(A)</b>	<b>1,853</b>	<b>1,847</b>	<b>1,862</b>	<b>1,900</b>	<b>1,855</b>
Total	15,491	15,452	15,438	15,485	15,370
	1	2			
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	<b>0,323</b>	<b>0,538</b>	<b>0,496</b>	<b>0,555</b>	<b>0,509</b>

caso, a aplicação é restringida à paragênese plagioclásio + hornblenda + biotita + feldspato potássico + quartzo, onde o plagioclásio deve apresentar uma certa basicidade (HAMMARSTROM & ZEN 1986). Sobre as rochas da Suíte Salomão, o quadro abaixo apresenta os valores de pressão calculados (segundo HOLLISTER *et al.* 1987 e SCHMIDT 1992):

Método	Hollister <i>et al.</i> , 1987	Schmidt, 1992
Litotipo	P (+/- 1 Kb)	P (+/- 0,5 Kb)
Charnockito	4,15	4,50
Charno-enderbito	4,06	4,43
Norito	2,15	2,82

Neste caso, levando-se em consideração as críticas

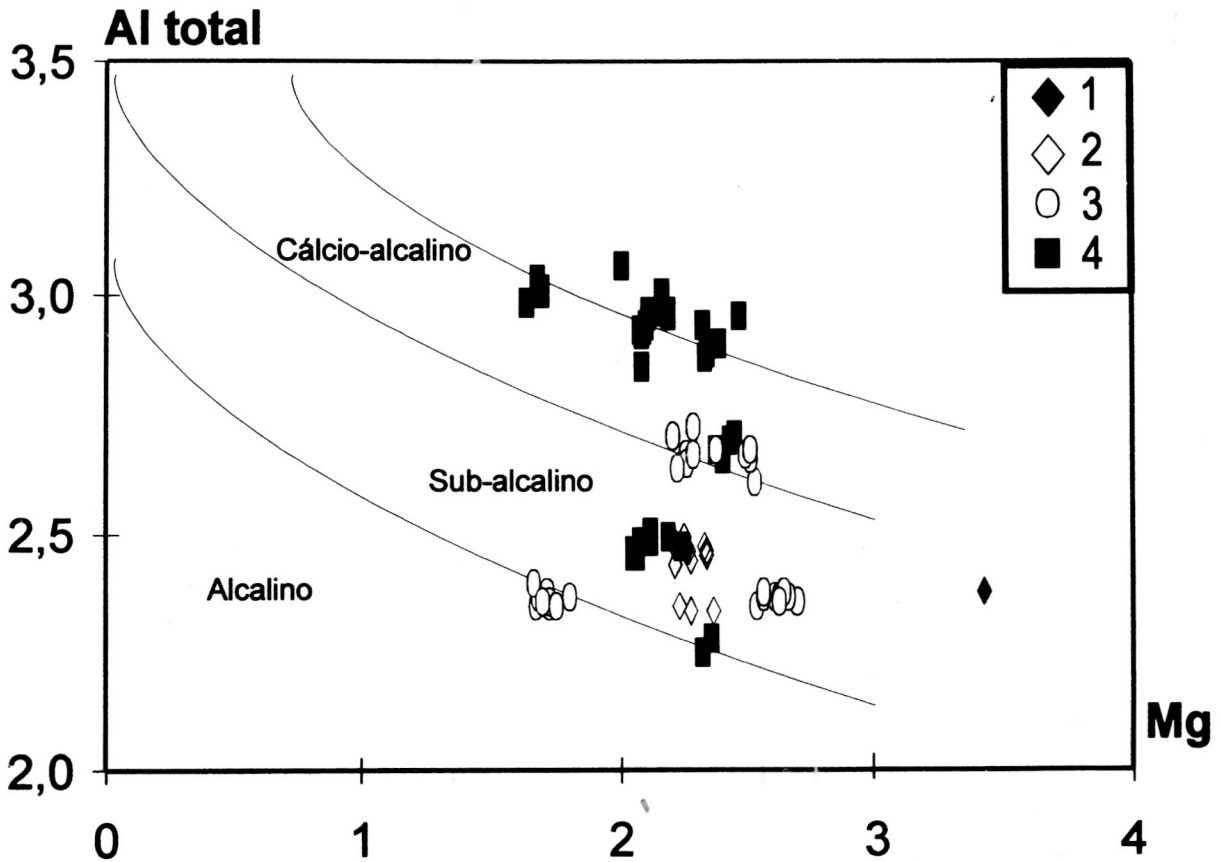


Fig. 12. Diagrama Mg em função de Al total (NACHIT *et al.* 1985) para a biotita da Suite Salomão. Simbologia idêntica a da figura 11.

de BLUNDY & HOLLAND (1990), estes resultados não devem ser considerados como valores precisos, mas como valores indicativos. A pressão de cristalização de anfibólio magmático é em torno de 400 +/- 100 Mpa.

Pressões de 5Kb foram obtidas pelo significado do barômetro quartzo-granada-ortopiroxênio-plagioclásio de PERKINS & CHIPERA (1985).

## 5.2. Temperatura

As temperaturas foram calculadas segundo os termômetros de troca Fe-Mg de biotita-granada de FERRY & SPEAR (1978) e PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983), do termômetro granada-ortopiroxênio de SEM & BATTACHARYA (1984) e do termômetro granada-hornblenda de GRAHAM & POWELL (1984) e estão apresentadas na Tabela 5.

A geotermometria plagioclásio-hornblenda (BLUNDY & HOLLAND 1990) é aplicada sobre os noritos. Os cálculos são feitos segundo a seguinte expressão:

$$T(^{\circ}\text{K}) = 0,677P - 48,98 + Y/-0,0429 - 0,008314 \ln K \quad \text{onde,}$$

$K = (\text{Si}-4/8-\text{Si}) \cdot X_{\text{ab}}$  para  $P =$  pressão em Kb,  $X_{\text{ab}}$  = fração de albíta do plagioclásio e Si pelo teor catiônico em sílica do anfibólio onde, se  $X_{\text{ab}} < 0,5$ , então  $Y = 0$  ou se  $X_{\text{ab}} > 0,5$  então  $Y = -8,06 + 25,5 (1-X_{\text{ab}})$ .

Com base em uma pressão em torno de 5,5 Kb, a temperatura de cristalização é indicada na Tabela 6. Um largo intervalo de temperatura de 730°C à 800°C é encontrado para a cristalização do anfibólio. Estes valores correspondem provavelmente às temperaturas vizinhas da cristalização magmática a tardi-magmática.

Os estudos experimentais em anfibólios (HELTZ 1973) mostram que há uma forte correspondência entre os teores de Ti e Al com a temperatura de cristalização e a fugacidade de oxigênio das rochas relativamente pouco evoluídas. O geotermômetro plagioclásio-hornblenda (BLUNDY & HOLLAND 1990) mostra que a repartição do alumínio entre os sítios tetraédricos do anfibólio e do plagioclásio é função da temperatura destes dois minerais e da pressão. Para uma pressão estimada a 400 Mpa ou 4 Kb, a temperatura mais indicada estaria em torno de 900°C. Este intervalo de temperatura corresponde à temperaturas próximas do

**TABELA 5**

Condições de P-T calculadas para as rochas da Suíte Salomão.

Rocha	Termômetro (°C) <sup>(1)</sup>					Barômetro (Kb) <sup>(2)</sup>
	bt-grt <sup>(3)</sup>			opx-grt	grt-hbl	grt-opx-pl-qtz
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Enderbitito	894	728	945	895	-	5,5
Charno-enderbitito	779	679	822	-	812	-
Charnockito	649	617	729	-	-	-

(1) termômetros 1,3 e 4 calculados para 7Kb ; 2 calculado para 6Kb  
 (2) barômetro calculado para 700°C  
 (3) Símbolos de minerais segundo KRETZ (1983)  
 Referências: (1) FERRY & SPEAR (1978); (2) PERCHUK & LAVRENT'ÉVA (1983); (3) HOINKES (1986); (4) SEM & BATTACHARYA (1984); (5) GRAHAM & POWELL (1984); (6) PERKINS & CHIPERA (1985).

*solidus*. As temperaturas calculadas são baixas para ortopiroxênio. Como discutido por HODGES & SPEAR (1982), re-equilíbrio retrógrado durante o soerguimento e resfriamento de terrenos metamórficos pode levar a uma significativa sub-estimação das condições de pico metamórfico. Spear (1992 *apud* GOMES 1995) sugere que a interpretação das condições de temperatura e pressão das rochas do fácies granulito é mais precisa quando baseada nos princípios de equilíbrio de fase, ou seja, na estabilidade e compatibilidade das paragéneses minerais como indicado pelas texturas. Spear (1992 *apud* GOMES 1995) postula que é muito mais difícil destruir a evidência dos minerais precursores ou as texturas de reação do que alterar a composição das fases.

O conjunto destas condições de formação (T, P) sugere uma fraca profundidade de colocação (entre 12 e 17 Km).

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (1984): O Pré-Cambriano do Brasil. Texto de vários autores.- Ed. Edgard Blucher, SP, 380 p.

ASHWAL, L. D. (1993): Anorthosites.- Heidelberg: Springer-Verlag. 350 pg.

ASHWAL, L. D.; MORGAN, P. & HOISCH, D. (1992): Tectonics and heat sources for granulite metamorphism of supracrustal-bearing terranes.- Precamb. Res. 55: 525-538.

BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J. (1990): Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer.- Contrib. Mineral. Petrol., 104: 208-224.

CELINO, J.J. (1999): Variação composicional em suítes de granitóides neoproterozóicos e sua implicação na evolução do Orógeno Araçuaí (Brasil) – Oeste Congolês (África).- Tese de Doutorado. UnB. 266 p e anexos.

CELINO, J.J. & BOTELHO, N.F. (1996): Granitóides do Extremo sul do estado da Bahia e nordeste de Minas Gerais.- Relat. interno. CBPM, Salvador – Bahia, 39 p.

COORAY, P. G. (1969): Charnockites as metamorphic rocks.- Am. J. Sci. 267: 969-982.

CORRIVEAU, L. & GORTON, M. (1993): Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic:

**TABELA 6**

Temperaturas obtidas com a geotermometria plagioclásio-hornblenda (BLUNDY & HOLLAND 1990).

Par	T°C
Plagioclásio-Anfibólio - JJ-NB-44-A(10) - Charnockito	731
Plagioclásio-Anfibólio - JC-57-B(1) – Charno-enderbitito	741
Plagioclásio-Anfibólio - JC-57-B(4) – Charno-enderbitito	760
Plagioclásio-Anfibólio - JC-57-B(7) – Charno-enderbitito	771
Plagioclásio-Anfibólio - JC-43-(8) - Norito	797

- a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville province.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 262-279.
- CORDANI, U.G. (1973): Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitoria.- SP, USP, Tese Livre Docência, 98 p.
- CZAMANSKE, G.K. & WONES, D.R. (1973): Oxidation during magmatic differentiation Fimmarka Complex, Oslo Area, Norway, part 2: mafic silicates.- *J. Petrol.*, 14: 349-509.
- CZAMANSKE, G.K., WONES, D.R. & EICHELBERGER, J.C. (1977): Mineralogy and petrology of Pliny Range Complex, New Hampshire.- *Am. J. Sci.*, 277: 1073-1123.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J. - 1976 - Rock-forming minerals.- Longmans, London; 5 vol.
- DUCHESNE, J. C. (1984): Massif anorthosites: another partisan review.- In: Brown, W. S. (ed.) *Feldspars and feldspathoids*, Dordrecht: 1). *Rcidcl. p.* 411- 433.
- \_\_\_\_\_ (1990): Origin and evolution of monzonorites related to anorthosites.- *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 90, 189-198.
- DUCHESNE, J. C. & WILMART, E. (1997): Igneous charnockites and related rocks from the Bjerkreim-Sokndal Layered Intrusion (Southwest Norway) : a jotunite (Hypersthene Monzodiorite)-derived A-type Granitoid Suite.- *Journal of Petrol.*, v. 38, no. 3, pg. 337-369.
- DUCHESNE, J. C., WILMART, E., DEMAÏFFE, D. & HERTOGEN, J. (1989): Monzonorites from Rogaland (Southwest Norway): a series of rocks coeval but not comagmatic with massif-type anorthosites.- *Precambrian Research*, 45, 111-128.
- EMSLIE, R. F. (1978): Anorthosite massifs, Rapakivi granites, and the late Proterozoic rifting of North America.- *Precambrian Research*, 7, p. 61-98.
- \_\_\_\_\_ (1991): Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations.- *Precambrian Research* 51, p. 173-192.
- EMSLIE, R. F., HAMILTON, M. A. & THIÉRAULT, R. J. (1994): Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) complex: isotopic and chemical evidence from the Nain plutonic suite.- *Journal of Geology*, 102, 539-558.
- FABRIÈS, J. (1978): The types paragénetiques des amphiboles sodiques dans les roches magmatiques.- *Bull. Mineral.*, 107: 715-736.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F. S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 66: 113-117.
- FIORENTINI, E. HOERNES, S.; HOFFBAUER, R. & VITANAGE, P. W. (1990): Nature and scale of fluid-rock change in granulite grade rocks of Sri Lanka: a stable isotope study.- In: *Granulites and crustal evolution* (edited by D. Vielzeuf and P. H. Vidal), p. 311-338. Kluwe Academic Publishers, Netherlands.
- GIBB F.G.F. (1973): The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland.- *J. Petrol.*, 14, 203-230.
- GIRET A., BONIN B., LEGER J.M. (1980): Amphibole composition trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes.- *Canad. Mineral.* 18, 481-485.
- GOMES. E.P. (1995): Les intrusions de Piracaia et de Salmão (État de São Paulo, Brésil) témoins d'un magmatisme potassique en fin d'orogénese Brésiliano.- Thèse. Univ. de Paris-Sud, Orsay. 205 p.
- GRAHAM, C. M. & POWELL, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, southern California.- *J. Met. Geol.* 2: 13-31.
- GUIMARÃES, D. (1956): Os charnockitos de Espírito Santo.- *Bol. Inst. De Tecnol. Ind.*, Belo Horizonte (23): 1-30.
- GUPKA, A. K., ONUMA, K.; YAGI, K. & LIDIAK, E.G. (1973): Effect of silica concentration in the diopsidic pyroxenes in the system  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaTiAl}_2\text{O}_6\text{SiO}_2$ .- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41: 333-343.
- HAMMARSTROM, M.J., ZEN, E.A. (1986): Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer.- *Amer. Miner.*, 71 : 1297-1313.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. (1984): Provincia Mantiqueira.- In: *O Pré-Cambriano do Brasil*, edited by F. F. M. de ALMEIDA. and Y. HASUI., Edgar Blucher, São Paulo, SP, Brazil, 378 p.
- HELTZ R.T. (1973): Phase relations of basalts in their melting ranges at  $P(\text{H}_2\text{O}) = 5\text{kb}$  as a function of oxygen fugacity. I: mafic phases.- *J. Petrol.*, 14, 249-302.
- HERBERT, H. J.; MULLER, G.; ROESER, H.; SCHULZ-KUHNT, D. & TOBSCHALL, H. J. (1991): Comparison of geochemical data from gneiss- migmatite and granulite facies terrains, eastern Minas Gerais, Brazil.- *Chemie der Erde* 51: 187-200.
- HODGES, K. V. & SPEAR, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire.- *Am. Mineral.* 67:1118-1134.
- HOINKES, G. (1986): Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92 : 393-399.
- HOLLAND, T. H. (1900): The charnockite series, a group of Archean hypersthene rocks in peninsular India.- *Geol. Surv. India Mem.* 28,2.: 192-249.
- HOLLISTER L.S., GRISSOM G.C., PETERS E.K., STOWELL H.H. & SISSONS V.B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calco-alkaline plutons.- *Amer. Mineral*, 72, 231-239.
- HUGHES, S.S.; LEWIS, S.E.; BARTHOLOMEW, M.J.; SINHA, A. K.; HUDSON, T.A. & HERZ, N. (1997): Chemical diversity and origin of Precambrian charnockitic rocks of the central Pedlar massif, Grenvillian Blue Ridge Terrane, Virginia.- *Precambrian Res.*, 84: 37-62.
- JORDT-EVANGELISTA, H. (1996): Igneous charnockites in the southeastern transition zone between the São Francisco Craton and the Costeiro Mobile Belt, Brazil.- *Rev Bras. Geoc.*, v. 26, no. 2, pg. 93-102.

- JORDT-EVANGELISTA, H. & MULLER, G. (1986): Petrology of a transition zone between the Archean craton and the Coast belt, SE of the Iron Quadrangle, Brazil.- *Chemie der Erde*, 45: 129-145.
- LE MAITRE, R.W. (1989): *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*.- Blackwell, Oxford, 193 pp.
- LEAKE, B.E.; WOOLEY, A. R.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W. & YOUZHI, G. (1997): *Nomenclature of amphiboles*.- *Eur. J. Mineral.* 9: 623-651.
- LETERIER J., MAURV R.C., THONON P., GIRARD D. & MARCHAL M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series.- *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- LINDSLEY D.H. (1983): Pyroxene thermometry.- *Amer. Miner.*, 68, 477-493.
- MARCELOT G., BARDINTZEFF J.M., MAURY R.C. & RANÇON J.P. (1988): Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from alkaline and orogenic basaltic lavas.- *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 5 : 851-859.
- MENDES, J.C. (1996): Caracterização petrogenética das bordas noríticas e charnoquitóides dos maciços de Venda Nova e Várzea Alegre, ES.- Tese de doutoramento, IG-USP, 238 p.
- MENDES, J.C.; McREATH, I.; WIEDEMANN, C.M. & FIGUEIREDO, M.C.H. (1997): Charnockitóides do maciço Várzea Alegre: Um novo exemplo do magmatismo cálcio-alcálico de alto-K no arco magmático do Espírito Santo.- *Rev. Bras. Geoc.*, 27(1): 13-24.
- MORSE, S. A. (1982): A partisan review of Proterozoic anorthosites.- *American Mineralogist*, 67, 1087-1100.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.M. & CARRON, J.P. (1985): Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301 (11); p. 813-817.
- NEWTON, R. C. (1992): An overview of charnockite.- *Precamb. Res.* 55: 399-405.
- OWENS, B. E.; ROCKOW, M. W.; ICENHOWER, J. P. & DYMCK, R. F. (1993): Jotunites from the Grenville Province, Quebec: petrological characteristics and implications for massif anorthosite petrogenesis.- *Lithos*, 30, 57-80.
- PERCHUK, L. L. & LAVRENT'EVA, I. V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite.- In: Saxena, S.K., ed., *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. New York, Springer-Verlag, 199-239.
- PERKINS, D. & CHIPERA, S.J. (1985): Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89: 69-80.
- ROBERT, J.R. (1981): *Etudes cristallographiques sur les micas et les amphiboles. Applications pétrographiques et géochimiques*.- *Doct. Thesis, University of Paris XI*, 206 p.
- SCHARBERT, H. G. (1963): Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies.- *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 3: 591-598.
- SCHMIDT, M.W. (1992): Amphibole composition in tonalite as function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende-barometer.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110 : 304-310.
- SCHULZ-KUHNT, D.; MULLER, G. & HOEFS, J. (1990): Petrology of high-grade metamorphic terrains in the Abre Campo-Jequeri quadrangle, eastern Minas Gerais, Brazil.- *Chemie der Erde* 50: 225-245.
- SEM, K. & BATTACHARYA, A. (1984): An orthopyroxene garnet thermometer and its application to the Madras Charnockites.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: 64-71.
- SEN, S. K. & RAY, S. (1971): Hornblende-pyroxene granulites versus pyroxene granulites: a study from the type charnockite areas.- *N. Jb. Mineral. Abh.* 115(3) : 291-314.
- SHELLEY, D. (1993): *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*.- London, Chapman & Hall. 445 p.
- SILVA, J. M. R. da; LIMA, M.I.C. de; VERONESE, V.F.; RIBEIRO Jr., R.N.; ROCHA, R.M. & SIGA Jr., O. (1987): *Geologia*.- In: Brasil - MME. Projeto RadamBrasil. Folha SE.24- Rio Doce, Rio de Janeiro. 544p.
- SILVA FILHO, M.A. de; MORAES FILHO, O.; GIL, C.A.A. & SANTOS, R.A. (1974): Projeto Sul da Bahia, geologia da folha SD.24-Y-D, relatório final.- Salvador, DNP/CPRM, v. 1
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name.- *Earth-Science Reviews*, vol.12, p. 1-33.
- TOBI, A. C. (1971): The nomenclature of the charnockite rock suite.- *N. Jb. Mineral Monatshefte*. 13: 193-205.
- WELLS, P.R. A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 62: 129-139.
- WIEBE, R. A. (1992): Proterozoic anorthosites complexes.- In: *Condie, K.C. (ed.) Proterozoic Crustal Evolution. Develop. In Precamb. Res.*, v.10, Amsterdam : Elsevier, pp. 215-262.
- WOOD, B. J. & BANNO, S. (1973): Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 109-124.

*Manuscrito recebido: Junho de 2000*