UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005328

CONTRIBUIÇÃO À PETROLOGIA DAS ROCHAS
CHARNOCKÍTICAS DE UBATUBA, LESTE DO
ESTADO DE SÃO PAULO

Reiner Neumann

Orientador: Prof. Dr. José Vicente Valarelli

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome
Presidente:	Dr. J.V.Valarelli
Examinadores:	Dr. A.C.Artur
	Dr. V.A.Janasi

ass.

SÃO PAULO
1993

SUMÁRIO

	página
RESUMO	iv
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	xi
LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS	xii
LISTA DE ANEXOS	xiv
AGRADECIMENTOS	xv
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
Localização.....	1
Objetivos.....	1
CAPÍTULO II - TRABALHOS ANTERIORES	2
O Complexo Costeiro.....	2
X As Rochas Charnockíticas de Ubatuba.....	4
CAPÍTULO III - METODOLOGIA	12
Mapeamento Geológico.....	12
Petrografia.....	13
Análises Químicas.....	13
Geotermobarometria.....	15
Quimismo Mineral.....	15
Geotermômetro clinopiroxênio-ortopiroxênio.....	16
Geotermobarômetro anfibólio-plagioclásio.....	20
Geotermômetro plagioclásio-feldspato alcalino.....	22
Geotermobarômetro ferrossilita+faialita+quartzo.....	25
Inclusões Fluidas.....	25
CAPÍTULO IV - MAPEAMENTO E DESCRIÇÃO DOS LITOTIPOS	29
Descrição dos litotipos.....	29
Relações de contato.....	47
Deformação.....	48
CAPÍTULO V - GEQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	50
CAPÍTULO VI - GEOTERMOBAROMETRIA	65
Inclusões Fluidas.....	65
Resultados.....	65
Discussão e conclusões.....	66
Quimismo Mineral.....	68
Equilíbrio ortoferrossilita-faialita-quartzo.....	68
Ortopiroxênio-clinopiroxênio.....	70

Anfibólio-plagioclásio.....	71
Plagioclásio-feldspato alcalino.....	72
Integração dos resultados e discussão.....	73
CAPÍTULO VII - CONCLUSÕES.....	79
CAPÍTULO VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	82

RESUMO

Reconhecem-se, na região de Ubatuba (leste do Estado de São Paulo), pelo menos seis corpos lenticulares de *m*-charnockito, em geral em contato transicional com um hornblenda-biotita granito. O corpo maior aflora em aproximadamente 250 km², o segundo em 12 km², e os outros quatro em menos de 3 km².

O charnockito apresenta-se como rocha de coloração verde escuro, leuco- a hololeucocrática, equigranular a porfirítica de matriz média-grossa, geralmente pouco ou não foliada. Mineralogicamente o charnockito compõe-se de ortoclásio micro- e mesopertítico, plagioclásio, por vezes antipertítico, quartzo, ferrohastingsita e ortoferrossilita, com zircão, apatita e opacos (magnetita e ilmenita) como minerais acessórios comuns. Biotita é freqüente, a hedenbergita pode ocorrer. Allanita e titanita são acessórios raros. A paragénese primária provavelmente foi ortoferrossilita + ortoclásio mesopertítico + plagioclásio antipertítico + quartzo + acessórios $\pm$ hedenbergita, e a ferrohastingsita e biotita são resultantes de transformações a partir dos piroxênios, assim como parte das lamelas de exsolução da mesopertita se agruparam e formaram grãos individualizados. A rocha classifica-se como *m*-charnockito, plotando-se as normas CIPW no diagrama QAP ao invés das modas.

O hornblenda-biotita granito que em geral faz contato com o charnockito tem mineralogia similar, mas sem piroxênios. Apresenta-se geralmente mais foliado, com desenvolvimento de porfiroblastos de quartzo, e seus feldspatos tem tendências a expulsar as exsoluções; o ortoclásio apresenta transformação para microclínio.

Os diagramas de tendência, para os elementos maiores, apresentam disposição num único *trend* evolutivo, com decréscimo de todos os elementos, à excessão do potássio, com aumento de SiO₂. Os elementos menores em geral não definem tendência. O diagrama R1-R2 com campos definidos por Batchelor & Bowden (1985) indica para as análises do charnockito de Ubatuba uma evolução decorrente de fusão parcial em ambiente geotectônico tardi-orogênico. Alguns outros sistemas classificatórios comuns para granitóides não permitiram classificação, mas na sua concepção não foram contemplados granitóides formados em ambiente tardi-tectônico.

A utilização combinada dos estudos microtermométricos e de quimismo mineral (geotermômetros e geobarômetros) permitiu estimar as condições de cristalização em temperatura e pressão de, respectivamente, 850 $\pm$ 50°C e 7.0 $\pm$ 0.5 kb, com $P_{\text{fluidos}} \ll P_{\text{total}}$, e $X_{\text{H}_2\text{O}}$ muito baixa. Os geotermômetros/geobarômetros baseados em feldspatos e anfibólio forneceram estimativas para P e T muito inferiores, corroborando seu reequilíbrio ou formação posterior.

A idéia de origem magmática para as rochas charnockíticas de Ubatuba, já defendida por outros autores, merece amplo respaldo neste trabalho. Da mesma maneira, as datações de Gasparini & Mantovani (1979), entre outras, que fornecem idade de aproximadamente 550 Ma para a formação do charnockito, com evento retrometamórfico em aproximadamente 480 Ma, são compatíveis com o observado.

Desta forma, e levando em conta as afirmações destes autores e de Siga *et al.* (1989) que sua assinatura isotópica revela derivação de crosta continental, as rochas charnockíticas de Ubatuba devem representar uma situação de crosta continental duplicada no limite Proterozóico Superior - Fanerozóico.

ABSTRACT

Six lenses of *m*-charnockite could be recognised at the Ubatuba region, east of São Paulo State, mainly in transitional contact with an hornblende-biotite granite. The largest one crops out at about 250 km², the second 12, and the others less than 3 km².

The charnockite is a dark-green coloured, leuco- to hololeucocratic rock, equigranular to porphyritic with medium to coarse grained matrix, and shows little or none foliation. Its mineralogy comprises micro- and mesoperthitic orthoclase, antiperthitic plagioclase (oligoclase), quartz, ferrohastingsite and orthoferrosilite. Biotite is quite common, and hedenbergite may occur. Zircon, apatite, magnetite and ilmenite are the main accessory minerals, and allanite and sphene are rare. The original paragenesis probably was mesoperthitic orthoclase, antiperthitic plagioclase, quartz, orthoferrosilite and the accessory minerals (with or without hedenbergite), and ferrohastingsite and biotite are due to secondary transformations of the pyroxenes. Related to this process, the exsolution lamellae from the mesoperthites migrated, originating plagioclase grains. Displaying CIPW normative analysis on the QAP diagram, the rock can be named *m*-charnockite.

The mineralogical composition of the hornblende-biotite granite is similar to the charnockite, but pyroxenes are absent. Generally the granite presents a stronger foliation, with quartz porphyroblasts, and the orthoclase is reordering its structure to triclinic microcline.

Harker diagrams for the main elements show a single trend, the oxides content decreasing as silica increases, and only K₂O increases with silica increasing. Minor elements don't display any trend. Batchelor & Bowden's (1985) tectonic interpretation for the R1-R2 diagram indicate a late-orogenic, equilibrium partial melting controlled evolution for the charnockites, and other common discriminating systems failed in classifying it. This systems (Pearce *et al.* 1989, Maniar & Piccoli 1989) are not suitable for magmas generated in late-orogenic environment.

Fluid inclusion and geothermobarometric studies indicate cristallization temperatures and pressures of 850±50°C and 7.0±0.5 kb, under $P_{\text{fluids}} \ll P_{\text{total}}$ and low X_{H₂O}. Feldspar and amphibole geothermometry/barometry calculate lower P and T values, due to its secondary origin.

The magmatic origin for Ubatuba charnockites, as quoted by other authors, is supported by this work. Geochronological data from Gasparini & Mantovani (1979) suits well to the observed features, and an age of about 550 Ma, with weak retrometamorphic event at about 480 Ma, can be accepted at time. A granitic magma generated by partial melting from upper crustal source rock and emplaced at the shown P-T conditions means

that the Ubatuba charnockites represent a duplicated continental crust at the Phanerozoic-Proterozoic boundary.

LISTA DE FIGURAS

Capítulo II

Figura II.1- Mapa geológico da região de Ubatuba (IPT 1981).....	2
Figura II.2- Distribuição dos elementos terras raras normalizada pelo condrito dos charnockitos maciços e de minerais de Ubatuba, segundo Gasparini & Mantovani (1979).....	6
Figura II.3- Distribuição dos elementos terras raras normalizada pelo condrito dos charnockitos bandados e de dique granítico de Ubatuba, segundo Gasparini & Mantovani (1979).....	7
Figura II.4- Distribuição dos elementos terras raras normalizada pela média das ardósias norte americana (North american shales composite sample) de Ubatuba, segundo Gasparini & Mantovani (1979).....	7
Figura II.5- Distribuição dos elementos traços normalizada pela composição média dos granitos de baixo cálcio, segundo Gasparini & Mantovani (1979).....	8
Figura II.6- Isócronas Rb/Sr das amostras de Ubatuba, segundo Gasparini & Mantovani (1979).....	9
Figura II.7- Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total do granitóide de Caraguatatuba, segundo Siga <i>et al.</i> (1989).....	10
Figura II.8- Evolução dos isótopos de Nd para o corpo charnockítico de Caraguatatuba, segundo Siga <i>et al.</i> (1989).....	11

Capítulo III

Figura III.1- Diagrama de fases de CO ₂ , relacionando T _h com densidade do fluido, e isócoras no âmbito das baixas temperaturas (Roedder 1984).....	26
Figura III.2- Diagramas de fase dos sistemas CO ₂ -N ₂ e CO ₂ -CH ₄ , relacionando T _h parcial (linha cheia) e final (linha pontilhada) a densidade e respectivas isócoras (van der Kerkhof 1990).....	27

Capítulo V

Figura V.1- Diagramas SiO ₂ <i>versus</i> óxidos das amostras de Ubatuba.....	51
Figura V.2- Diagramas TiO ₂ <i>versus</i> óxidos das amostras de Ubatuba.....	53
Figura V.3- Classificação das amostras de Ubatuba no diagrama de O'Connor (1965).....	53
Figura V.4- Classificação das amostras de Ubatuba segundo diagrama de Middlemost (1985).....	54

Figura V.5- Classificação das amostras de Ubatuba pelos parâmetros QP segundo diagrama de Debon & Lefort (1983).....	54
Figura V.6- Diagrama QAP mostrando a distribuição normativa das amostras de Ubatuba (Lemaitre 1989), com <i>trends</i> evolutivos segundo Lameyre & Bowden (1982).....	55
Figura V.7- Índice de Shand das amostras de Ubatuba.....	55
Figura V.8- Distribuição dos parâmetros multicatiônicos A e B calculados a partir das amostras de Ubatuba, segundo diagrama de Debon & Lefort (1983).....	56
Figura V.9- Distribuição dos parâmetros multicatiônicos Q, B e F calculados a partir das amostras de Ubatuba, segundo diagrama de Debon & Lefort (1983).....	56
Figura V.10- Distribuição dos parâmetros multicatiônicos Q e P calculados a partir das amostras de Ubatuba, segundo diagrama de Debon & Lefort (1983).....	57
Figura V.11- Distribuição dos elementos Ba, Rb e Sr com interpretações genéticas de El Bouseily & El Sokkary (1975).....	57
Figura V.12- Distribuição dos parâmetros multicatiônicos R1 e R2 calculados a partir das amostras de Ubatuba, com interpretações de ambientes tectônicos de Batchelor & Bowden (1985).....	58
Figura V.13- Distribuição logarítmica de Rb e Sr das amostras de Ubatuba, em gráfico de Condie (1973).....	58
Figura V.14- Distribuição dos elementos traços e potássio de Ubatuba normalizados pelo granito de cadeia oceânica de Pearce <i>et al.</i> (1984)	59
Figura V.15- Distribuição de SiO ₂ <i>versus</i> Rb, com divisão dos campos segundo Pearce <i>et al.</i> (1984)	59
Figura V.16- Distribuição de SiO ₂ <i>versus</i> Y, com divisão dos campos segundo Pearce <i>et al.</i> (1984)	60
Figura V.17- Distribuição de SiO ₂ <i>versus</i> Nb, com divisão dos campos segundo Pearce <i>et al.</i> (1984)	60
Figura V.18- Distribuição de Rb <i>versus</i> Y+Nb das amostras de Ubatuba, segundo gráfico de Pearce <i>et al.</i> (1985).....	61
Figura V.19- Distribuição de Nb <i>versus</i> Y das amostras de Ubatuba, segundo gráfico de Pearce <i>et al.</i> (1985).....	61
Figura V.20- Diagrama SiO ₂ -K ₂ O das amostras de Ubatuba com limites de Maniar & Piccoli (1989).....	62
Figura V.21- Diagrama SiO ₂ -Al ₂ O ₃ das amostras de Ubatuba com	

limites de Maniar & Piccoli (1989).....	62
Figura V.22- Diagrama $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ das amostras de Ubatuba com limites de Maniar & Piccoli (1989).....	62
Figura V.23- Diagrama MgO-FeO^* , derivado do diagrama AFM, das amostras de Ubatuba com limites de Maniar & Piccoli (1989).....	63
Figura V.24- Diagrama $\text{MgO+FeO}^*\text{-CaO}$, derivado do diagrama ACF, das amostras de Ubatuba com limites de Maniar & Piccoli (1989).....	63
Figura V.25- Figura 1 de Maniar & Piccoli (1989), representando os diferentes tipos de granitóides constantes de seu estudo representados em diagrama QAP.....	64

Capítulo VI

Figura VI.1- Diagrama de fases do CO_2 , mostrando isócoras correspondentes às Th_{CO_2} de inclusões supostamente primárias de Ubatuba. Diagrama de Roedder (1984).....	65
Figura VI.2- Diagrama de fases de transformações meta-estáveis de CO_2 de alta densidade, mostrando isócora correspondente à inclusão de alta densidade encontrada em Ubatuba. Extrapolado de Roedder (1984).....	66
Figura VI.3- Faixa de pressão e temperatura na qual o líquido contido em inclusões supostamente primárias de Ubatuba foi aprisionado, assim como de inclusão de CO_2 superdenso. Diagrama de Roedder (1984).....	67
Figura VI.4- Faixa de estabilidade da ortoferrossilita de Ubatuba, considerando equilíbrio com quartzo e faialita, em função de pressão e temperatura. Diagrama de Bohlen & Boettcher (1981).....	69
Figura VI.5- Faixas de pressão e temperatura calculadas para o charnockito de Ubatuba a partir de pares orto- clinopiroxênio por diferentes métodos e de pressões calculadas a partir de Al em hornblendas/hornblendas-plagioclásios.....	74
Figura VI.6- Faixas de pressão e temperatura calculadas para o charnockito de Ubatuba a partir de pares hornblenda-plagioclásio e plagioclásio-feldspato alcalino por diferentes métodos.....	75
Figura VI.7- Faixas de temperatura calculadas para o charnockito de Ubatuba a partir de orto- e clinopiroxênios	76

LISTA DE TABELAS

Capítulo VI

Tabela VI.1- Composição dos ortopiroxênios de Ubatuba, considerando os componentes ferrossilita, enstatita, rodonita e wollastonita.....	68
Tabela VI.2- Temperaturas (°C) calculadas para cinco pares orto- clinopiroxênio de Ubatuba, pelos métodos de Wood & Banno (1973), Wells (1976), Kretz (1982, versão K_D) e Powell (1978).....	70
Tabela VI.3- Temperaturas (°C) calculadas para orto- e clinopiroxênios de Ubatuba, pelos métodos de Kretz (1982, versão clinopiroxênio) e Lindsley (1983, versões orto- e clinopiroxênio).....	71
Tabela VI.4- Temperaturas (°C) calculadas pelos equilíbrios hornblenda-plagioclásio pelo método de Blundy & Holland (1990), e pressões (kb) calculadas pelos métodos de Hammarstrom & Zen (1986), Hollister <i>et al.</i> (1987), Johnson & Rutherford (1988) e Fershtater (1990).....	72
Tabela VI.5- Temperaturas (°C) obtidas a partir de par plagioclásio-feldspato alcalino de Ubatuba, pelos métodos de Stormer (1975), Fuhrman & Lindsley (1986), Hasselton <i>et al.</i> (1983) e Price (1985).....	73

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

Capítulo IV

Fotomicrografia IV.1- Feldspato mesopertítico em contato com quartzo.....	30
Fotomicrografia IV.2- Ortoclásio mesopertítico de aspecto "rugoso", em contato com plagioclásio mirmequítico. Observar borda de plagioclásio (canto inferior esquerdo).....	31
Fotomicrografia IV.3- Contato entre três grãos de feldspato mesopertítico, com plagioclásio no interior do grão e no limite entre duas mesopertitas.....	31
Fotomicrografia IV.4- Plagioclásio antipertítico, com exsoluções de feldspato alcalino crescidas seguindo direções cristalográficas do hospedeiro.....	33
Fotomicrografia IV.5- Ortopiroxênio geminado, com finas exsoluções lamelares de clinopiroxênio.....	34
Fotomicrografia IV.6- Ortopiroxênio geminado, com finas exsoluções lamelares de clinopiroxênio.....	35
Fotomicrografia IV.7- Ortopiroxênio levemente alterado envolto por hornblenda muito verde intercrescida com quartzo.....	35
Fotomicrografia IV.8- Ortopiroxênio fortemente alterado para filossilicato alaranjado em contato com hornblenda poiquilítica contendo relictos de ortopiroxênio em perfeita continuidade óptica, além de quartzo e opacos.....	36
Fotomicrografia IV.9- Ortopiroxênio fortemente alterado para filossilicato alaranjado sendo transformado para hornblenda, com fragmentos reliquias de opx na hornblenda, e presença de opacos, quartzo e plagioclásio.....	36
Fotomicrografia IV.10- Ortopiroxênio sendo digerido para formação de quartzo, magnetita e hornblenda.....	37
Fotomicrografia IV.11- Dois cristais de ortopiroxênio (com finas lamelas de exsolução de opx, não visíveis neste aumento) sendo digeridos por hornblenda.....	37
Fotomicrografia IV.12- Ferrohastingsita muito verde intercrescida simplectiticamente com quartzo.....	38
Fotomicrografia IV.13- Ortopiroxênio (cristal maior) e clinopiroxênio em contato aparentemente equilibrado, com quartzo.....	39
Fotomicrografia IV.14- Ortopiroxênio de cor de interferência amarelo pálido intercrescido com clinopiroxênio de cor de interferência mais alta, e também contornando-o.....	40
Fotomicrografia IV.15- Hornblenda verde envolta em biotita castanha-amarelada.....	40
Fotomicrografia IV.16- Biotita avermelhada (secção basal)	

intercrescida simplectiticamente com quartzo.....	41
Fotomicrografia IV.17- Intercrescimento simplectítico de biotita castanho-amarelada e quartzo.....	42
Fotomicrografia IV.18- Biotita castanha crescendo radialmente às expensas de magnetita. Notar duas gerações de biotitas, uma interna, maciça, e outra externa, intercrescida simplectiticamente com quartzo.....	43
Fotomicrografia IV.19- Biotitas castanhas truncadas por quartzo.....	43
Fotomicrografia IV.20- Ortoclásio mesopertítico apresentando reordenamento da estrutura de monoclinica para triclinica (microclínio), evidenciada pela formação de geminação em grade, e expulsão das lamelas de exsolução de plagioclásio.....	45
Fotomicrografia IV.21- Desenvolvimento de cristais de plagioclásio orientados a partir das exsoluções em feldspato potássico micropertítico.....	45
Fotomicrografia IV.22- Plagioclásio com exsoluções de feldspato alcalino granulares.....	46

LISTA DE ANEXOS

Anexo I- Esboço Geológico, escala 1:100.000

Anexo II- Mapa de Pontos

Anexo III- Tabela de análises químicas

Anexo IV- Tabela de composições químicas, fórmulas estruturais e relações moleculares dos ortopiroxênios

Anexo V- Tabela de composições químicas, fórmulas estruturais e relações moleculares dos clinopiroxênios

Anexo VI- Tabela de composições químicas e fórmulas estruturais das hornblendas

Anexo VII- Tabela de composições químicas e relações moleculares dos plagioclásios

Anexo VIII- Tabela de composições químicas e relações moleculares dos feldspatos alcalinos

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi possível graças ao apoio e ao incentivo de muitas pessoas e instituições, às quais desejo externar minha gratidão. Mesmo sabendo que algumas pessoas serão injustamente esquecidas, por conta da correria de final de trabalho, gostaria de destacar algumas:

Em primeiro lugar, meus sinceros agradecimentos ao meu orientador e amigo, Prof. Valarelli, pela orientação segura e sem paternalismos, com grande liberdade para procurar uma linha própria de trabalho, mas sempre presente questionando, ponderando, ajudando nos impasses, de fato, orientando. Esta liberdade tem seu preço, mas a recompensa, em termos de independência e amadurecimento, é muito grande. Agradeço também o auxílio no campo e a obtenção das análises por microsonda eletrônica.

Além do orientador, tornou viável as várias semanas de trabalho de campo o auxílio dos colegas Francisco A. N. Silva, Andréa C. Y. Mattos, Anderson Moraes, Antonio P. Silvestre, Alex Barbieri e Caetano Juliani, a quem muito agradeço.

Meus agradecimentos à Universidade de Berna, ao seu diretor, Dr. Tj. Peters e ao Dr. I. Mercolli pelas análises químicas por XRF e microsonda. Aos Drs. Hans Schorscher, Rômulo Machado e Mário Figueiredo sou grato pelo auxílio com a geoquímica.

À Dra. Rosa Bello e ao Dr. Rainer Schultz meus agradecimentos pela obtenção e discussão dos dados de microtermometria

À equipe da laminação do IGUSP agradeço pela excelência das lâminas delgadas e secções bipolidas, obra do seu chefe Cláudio Hopp. A todo o Instituto de Geociências agradeço pela intra-estrutura que utilizei por quase três anos.

Este trabalho não teria chegado a um fim se não fosse o estímulo (e a cobrança) que tive no Centro de Tecnologia Mineral - CETEM/CNPq, particularmente do Eng. Adão B. Luz, que permitiu que eu me dedicasse também à dissertação.

Sou muito grato aos meus pais, pelo apoio (inclusive o financeiro), pela confiança e pelo interesse que sempre tiveram no meu trabalho. Sem este apoio, esta dissertação não teria tido a mínima chance de chegar a um resultado.

Por fim, gostaria de agradecer a Cristina, Caetano, Arnaldo, Heike, Andréa, Alex, Riccomini, Carmen, Fernando, e muitos outros que não estão aqui, mas sabem que falo deles também, pelo convívio extra-tese, que consegue criar condições para que o trabalho continue.

Ao relator anônimo, indicado pela Comissão de Pós-Graduação do IGUSP, sou grato pela cuidadosa revisão do texto preliminar, que em muito melhorou a qualidade deste.

Este trabalho teve o apoio financeiro da FAPESP, processo n 89/3160-8, e do CNPq, através de bolsa de mestrado institucional concedida ao IGUSP.

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

I.1 - LOCALIZAÇÃO

A área localiza-se no litoral norte do estado de São Paulo, entre a cidade de Caraguatatuba e o limite com o estado do Rio de Janeiro. A cidade de Ubatuba ocupa posição central da ocorrência dos charnockitos. Em termos de coordenadas, localiza-se, a grosso modo, entre 44°45' e 48°18'W e 23°17' e 23°36'S.

Abrange uma área de 540 km² (IPT 1981), mas deste total o recobrimento quaternário deve abranger 1/3, resultando numa área real de 360 km²

As ocorrências do charnockito de Ubatuba ocupam parcialmente quatro folhas 1:50000, editadas pelo IBGE: Caraguatatuba (1976), Ilha Anchieta (1974), Ubatuba (1981) e Picinguaba (1974).

I.2 - OBJETIVOS

As rochas charnockíticas de Ubatuba são pouco estudadas, apesar de alguns trabalhos abordarem assuntos específicos como geoquímica de elementos terras raras, tipologia de zircões e geocronologia, mas ainda não existe sequer um mapa em escala apropriada. As análises químicas de rocha total existentes, algumas delas já publicadas, não foram tratadas a não ser de modo superficial. Este trabalho, numa primeira instância, procura preencher esta lacuna de conhecimento, mapeando o charnockito numa escala apropriada e apresentando uma geoquímica de rocha total.

As próprias características das rochas de Ubatuba, ou seja, pouca deformação e abundância de amostras frescas, tornam o corpo de Ubatuba um lugar privilegiado para o estudo de charnockitos. Desta forma, avançou-se um pouco no estudo de suas inclusões fluidas e no quimismo dos seus minerais principais, com o objetivo de se quantificar as condições de cristalização da rocha. Martignole (1979) sugere que charnockitos limitem placas proterozóicas em fase de colisão, pela sua profundidade de formação de 25-35 km, condizente com uma crosta duplicada de 60 km de espessura, daí o grande interesse que este tipo litológico desperta.

Com este estudo, objetiva-se um melhor conhecimento sobre a evolução geológica do leste paulista e da própria faixa costeira do sudeste do Brasil, muito carente de dados.

CAPÍTULO II - TRABALHOS ANTERIORES

II.1 - O COMPLEXO COSTEIRO

IPT (1981) insere os charnockitos de Ubatuba no Complexo Costeiro, unidade litoestratigráfica cuja definição foi remetida a Hasui *et al.* (1984), publicada portanto três anos mais tarde (figura II.1).

Figura II.1- Mapa geológico da região de Ubatuba (IPT 1981). **Qa**-sedimentos aluvionares; **Qm**-sedimentos mistos; **Qi**-sedimentos continentais indiferenciados; **EOyi**-suítes graníticas pós-tectônicas, fácies Itú; **PSyc**-suítes graníticas sin-tectônicas, fácies Cantareira; **PSpx**-Grupo Açungüí, Complexo Pilar; **PSem**-Grupo Açungüí, Complexo Embú; **AcM**-Complexo Costeiro, piroxênio granulitos, granulitos quartzo-feldspáticos, charnockitos e rochas granito-gnáissicas a hiperstênio, incluindo anfibolitos e serpentinitos localmente migmatizados; **AcH**-Complexo Costeiro, charnockitos, kinzigitos e rochas granito-gnáissicas com hiperstênio com migmatização e feldspatização sobrepostas.

O Complexo Costeiro é delimitado pela Falha de Cubatão e pelo Lineamento de Além-Paraíba, respectivamente a norte e a leste, e recoberto a sul pelo Complexo Turvo-Cajati (IPT 1981).

Engloba diversas unidades e conjuntos heterogêneos, a maioria pouco estudada e com relações pouco conhecidas (Hasui *et al.* 1984). É constituído por metamorfitos de fácies granulito e anfibolito, que sofreram migmatização e granitização em graus variáveis. Os tipos litológicos predominantes são gnaisses e migmatitos bandados e facoidais, com cálcio-silicáticas, mármore, metavulcânicas, formações ferríferas, quartzitos e xistos magnesianos subordinados. Destacam-se ainda corpos máficos, por vezes ultramáficos, como os de Piên, Barra Velha e Bairro do Marisco, e intrusivas dioríticas, monzoníticas e sieníticas.

Os granulitos incluídos no Complexo Costeiro dispõem-se em bolsões, faixas e núcleos esparsos; citam-se um núcleo às margens do rio Turvo, possível prolongamento do Complexo Granulítico de Serra Negra, um pequeno bolsão na região de São Sebastião, o Maciço de Itatins e a faixa entre Caraguatatuba e o limite entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Litologicamente, são caracterizados por piroxênio granulitos, granulitos quartzo-feldspáticos, kinzigitos, charnockitos e granito-gnaisses com hiperstênio, localmente migmatizados, e com anfibolitos associados (IPT 1981).

Dentre as ocorrências de rochas básicas, mereceram atenção pelas dimensões as ocorrências de gabros e quartzio dioritos ao sul do reservatório de Paraibuna e os metabasitos (metagabros, metadioritos, quartzio dioritos e ortoanfibolitos) do Complexo Bairro do Marisco, SE de Caraguatatuba.

Os metassedimentos desta unidade incluem os micaxistos, magnetita xistos e xistos magnesianos, intercalados por quartzitos, cálcio-silicáticas e filitos da Sequência Cachoeira, atribuída a um possível "greenstone-belt" no extremo sul do Estado. Incluem também mármore, dolomitos e calcários de Pedro de Toledo e os corpos alongados de quartzitos de Juquiá, São Vicente e Paraibuna (IPT 1981).

A direção geral das estruturas no Complexo Costeiro é NS a NE, possivelmente resultantes de deformações brasileiras, à exceção da região do Maciço de Itatins e da Sequência Cachoeira, onde são NW, ocorrendo também EW e NS subordinadas, possivelmente reorientadas por ação dos falhamentos de Itariri e Cubatão (IPT 1981).

Rideg (1974), ao estudar a região que compreende Bertioga e Mogi das Cruzes, define dois complexos litológicos, Suzano e Itatinga. O seu Complexo Itatinga localiza-se a sul da Falha de Cubatão, e deve corresponder ao Complexo Costeiro local. Destacam-se neste complexo gnaisses e migmatitos, dividindo-se estes últimos em três unidades separadas unicamente pela sua área de ocorrência, sem relações de contato definidas.

O mesmo autor define na área quatro eventos de falhamentos; o primeiro (600Ma ou menos) tem direção nordeste e divide a área em blocos tectônicos distintos; o segundo evento (200Ma ou mais) tem direção EW; o terceiro (130Ma ou menos) desloca diques básicos cretáceos destrai- e sinistralmente, e o quarto evento de falhamentos afeta os sedimentos da Bacia de São Paulo. Somente o primeiro evento parece afetar o Complexo Costeiro.

João Fernandes (1991), em perfis regionais que se aproximam de Caraguatatuba, Ubatuba e Parati, reconhece uma unidade muito contínua e homogênea de gnaisses bandados com quartzitos e cálcio-silicáticas métricas, com "boudins" de alteração ocre frequentes, e em íntima associação com gnaisses microporfioblásticos.

Em termos de estruturas, a mesma autora define a foliação principal S_n de transposição, paralela aos bandamentos composicional e metamórfico, e associada à recrystalização de sillimanitas sin-cinemáticas. Esta foliação é afetada por uma fase D_{n+1} , gerando dobras muito fechadas, contínuas, inversas e com planos axiais de elevado mergulho, com charneiras espessadas, e que produz uma foliação plano-axial S_{n+1} importante. Paralelamente à S_{n+1} injetam-se granitos de forma tabular, com biotita, muscovita e turmalina, foliados. A fase D_{n+1} origina também intensa lineação mineral paralela aos eixos das dobras, dada pelo estiramento de quartzo e orientação de micas. João Fernandes (1991) sugere ainda a existência de uma fase pós- D_{n+1} , com raras evidências de dobras abertas e sem foliação associada, clivagens de fratura e crenulações.

II.2 - AS ROCHAS CHARNOCKÍTICAS DE UBATUBA

Diversos pesquisadores fizeram menção aos charnockitos de Ubatuba, mas estes nunca foram alvo de um estudo sistemático.

Damasceno (1966) citou os charnockitos como encaixantes de diques básicos e ultrabásicos na região em apreço, e apresenta uma datação (K-Ar, K-feldspato) de 445,0Ma.

Ebert (1968) comentou que as pequenas ocorrências de ortocharnockitos de Ubatuba encontram-se na zona central das Paraíbaes. Em 1973, o mesmo autor prova o seu caráter ortoderivado pela não-associação com kinzigitos.

Minioli (1971) datou rochas charnockíticas e relacionadas (akeritos, hornblenda dioritos) e determinou idades K-Ar (feldspato, anfibólio e, principalmente, biotita) entre 443+13 e 517+21 Ma, com concentração entre 470 e 480 Ma, idade esta que o autor considera representativa do levantamento epirogenético da cadeia montanhosa, pós-metamórfico.

Wernick & Penalva (1974) comentaram a homogeneidade composicional e textural, bem como a aparente circunscrição do corpo.

Freitas (1976) descreve no litoral norte do Estado de São Paulo duas cintas orogênicas, com base em critérios litológicos, metamórficos e estruturais: uma cinta mais antiga, onde predominam migmatitos, afetados pela orogenia Eparcaica (1.7 Ga), que denominou de Grupo Peruíbe, embasamento, após soerguimento e erosão, de um geossinclinal précambriano superior, onde se depositaram, no eugeossinclinal, rochas que originariam o Grupo Litoral ou Costeiro, e, no miogeossinclinal, outras que originariam o Grupo São Roque. Os Grupos Costeiro (ou Litoral) e São Roque formariam a cinta NE-SW, mais recente.

Os charnockitos, segundo Freitas (1976), são "intrusivas paleomagmáticas sienodioríticas", colocadas entre 450 e 425 Ma, e formam uma cúpula de uma intrusão granodiorítica. Sua gnaissificação foi superimposta a uma estrutura fluidal original. Enquadra os charnockitos na sua linhagem paleomagmática, seqüência do Granito, série rica em quartzo, embora reconheça seu parentesco com a linhagem dinamometamórfica, particularmente com os granulitos.

Freitas (1976) apresenta ainda a primeira investigação petrográfica do charnockito, descrevendo ortoclásio pertítico (45%), plagioclásio (oligoclásio, com mirmequita, 10%), quartzo (35%), hiperstênio (parcialmente transformado em hornblenda), biotita, zircão, apatita, alanita e magnetita.

Silva *et al.* (1977), mapeando parte da área em 1:250000, destacaram a pluralidade dos termos litológicos, onde se sobressaem as rochas charnockíticas e afins, granitos gnáissicos e migmatitos geralmente oftalmíticos no assim denominado Complexo Ubatuba.

Petrograficamente, suas análises são restritas, recorrendo freqüentemente às de Freitas (1976). Os tipos litológicos encontrados foram monzonitos, sienodioritos, granodioritos, charnockitos, akeritos, cortados por diques graníticos, leucograníticos e granodioríticos, e, posteriormente, por diques básicos a intermediários, atribuídos ao Mesozóico.

Silva *et al.* (1977) ainda concordam parcialmente com Freitas (1976) quanto à gênese do Complexo Ubatuba: supõe que as rochas charnockíticas e afins foram geradas por magmatismo ácido. A seguir, foram submetidas a metamorfismo regional de fácies granulito e migmatização, durante o ciclo Transamazônico ou Jequié. Durante o Brasileiro, vieram a sofrer remigmatização e feldspatização, em condições de fácies anfíbolito. Consideraram as idades brasileiras, tanto K-Ar quanto Rb-Sr de Freitas (1976) e Minioli (1971), insuficientes para invalidar o modelo que propõe.

Gasparini & Mantovani (1979) realizaram estudo geoquímico em algumas amostras (não localizadas) de charnockitos maciços e bandados, assim como de um dique granítico da área de Ubatuba. A distribuição de terras raras normalizadas pelo condrito obtida por estes autores indica uma grande semelhança entre os tipos maciço (figura II.2) e bandado (figura

II.3). Nota-se uma forte anomalia negativa de Eu como a característica mais pronunciada. A distribuição se assemelha à média da crosta superior, com um enriquecimento de 1.5 a 2 vezes, quando se normaliza as terras raras com a média de ardósias norte-americanas (North American shales composite sample)(figura II.4).

Figura II.2- Distribuição dos elementos terras raras normalizada pelo condrito dos charnockitos maciços e de minerais de Ubatuba, segundo Gasparini & Mantovani (1979)

Figura II.3- Distribuição dos elementos terras raras normalizada pelo condrito dos charnockitos bandados e de dique granítico de Ubatuba, segundo Gasparini & Mantovani (1979)

Figura II.4- Distribuição dos elementos terras raras normalizada pela média das ardósias norte americana (North american shales composite sample) de Ubatuba, segundo Gasparini & Mantovani (1979)

A composição dos charnockitos de Ubatuba, ainda segundo Gasparini & Mantovani (1979), se assemelha muito a granitos de baixo cálcio, no que se refere a elementos maiores. Da mesma maneira, os elementos traços, quando normalizados em relação a granitos de baixo cálcio (figura II.5), mantém esta semelhança, à excessão de Cs e Au, muito empobrecidos, e, em menor grau, Sb e U. Estes elementos empobrecidos tem abundância típica, segundo os autores, de rochas metamórficas de alto grau, principalmente Cs e Au.

A idéia de origem magmática é reforçada, segundo estes autores, pelo perfeito alinhamento dos pontos nas isócronas Rb/Sr, que representariam a idade de cristalização de um magma anatótico de composição granítica intrusiva em nível crustal de condições físico-químicas que favorecem uma paragênese charnockítica.

Gasparini & Mantovani (1979) concluíram ainda uma idade de 551+5Ma (isócrona Rb/Sr, rocha total, figura II.6) para a intrusão do corpo, derivado de fusão parcial da crosta superior (pela razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7101 \pm 0.0003$), o que explicaria as relações K/Cs, Rb/Cs, Th/U e o teor em Au, típicos de metamorfitos de alto grau. Ao assumirem uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703$ para o manto superior, estimam diferenciação do manto entre 300 e 700 Ma antes da solidificação do charnockito, ou seja, entre 851 e 1251 Ma.

A isócrona Rb/Sr mineral indica 478+2Ma como idade de resfriamento ou retrometamorfismo suave, o que coaduna com os dados de Freitas (1976).

Figura II.5- Distribuição de elementos normalizada pela composição média dos granitos de baixo cálcio, segundo Gasparini & Mantovani (1979)

Figura II.6- (a) isócrona Rb/Sr de rocha total de todas as amostras; (b) isócrona Rb/Sr de rocha total dos charnockitos maciços; (c) isócrona Rb/Sr de rocha total dos charnockitos bandados; (d) isócrona mineral da amostra MP013. A amostra de granito não foi computada para cálculo dos parâmetros isocrônicos. Segundo Gasparini & Mantovani (1979)

Trabalhando no Estado do Rio de Janeiro, Castro *et al.* (1984) identificaram, na sua unidade Ilha Grande, uma suíte charnockítica de cor esverdeada a caramelada-esverdeada, granulação média a grosseira, granoblástica e homogênea. Petrograficamente, descrevem um charnockito maciço de textura granoblástica, com pouco quartzo, andesina, hiperstênio, hornblenda, titanita, apatita e opacos, quartzo-mangeritos com andesina/labradorita, microclínio, quartzo, hiperstênio, hornblenda, apatita e opacos, com textura xenomórfica granular grosseira. Por fim, descrevem ainda quartzo dioritos compostos por andesina/labradorita, quartzo, microclínio, augita, anfibólio, opaco e zircão, de textura hipoaautomórfica-granular.

Estas rochas charnockíticas observadas na Ilha Grande, transicionam para granitóides porfiroblásticos, numa passagem gradual atribuída pelos autores a feldspatização/porfiroblastese.

A presença destas rochas na Ilha Grande possivelmente representa a continuação para NE do corpo de Ubatuba.

Wernick *et al.* (1987) descrevem o charnockito de Ubatuba como um complexo bastante deformado, localmente com feições ortognáissicas, embutido em biotita gnaisses, e integrado por fácies porfiróides cortados ou transicionando para fácies equigranulares, muito semelhantes mineralogicamente, incluindo quartzo, microclina fortemente pertítica, mirmequita, ortopiroxênio, hornblenda parda esverdeada, plagioclásio, clinopiroxênio, zircão, apatita, epidoto e opacos. Os enclaves centimétricos a métricos são comuns, assim como estruturas schliericas que evoluem para tênue bandamento. Os mesmos autores ainda descrevem diques aplíticos cinza esverdeados claros, que provocam descoloração nas rochas encaixantes.

Wernick *et al.* (1987) enfatizam a origem magmática dos charnockitos, baseando-se em dados de tipologia de zircão, basicamente, apesar de dispor de dados químicos. Eliminam ainda a possibilidade de charnockitização por metassomatismo carbônico, pela ausência de feições indicativas de neoformação de zircões por fluidos ricos em CO₂ (núcleos ou cristais poupados, sobrecrecimentos cristalograficamente discordantes).

Siga *et al.* (1989), num trabalho de enfoque geocronológico, sugerem para os maciços charnockíticos do sudeste brasileiro [Itarana (ES), Padre Paraíso (MG), São Fidélis (RJ), Ubatuba e Caraguatatuba (SP)] um intervalo de formação de 500-600Ma, por fusão parcial de materiais derivados da crosta continental durante o ciclo Brasileiro, com resfriamento a 500-450Ma (dados K-Ar, Rb-Sr, U-Pb)(figura II.7). Em Caraguatatuba, dados Sm-Nd sugerem retrabalhamento de crosta primitiva diferenciada de manto superior ao final do Proterozóico Inferior (1.86Ga)(figura II.8). Se houver paridade entre as amostras analisadas por Siga *et al.* (1989) e Gasparini & Mantovani (1979), a estimativa de diferenciação do manto destes segundos autores (0.85 a 1.25 Ga) foi muito inferior.

Figura II.7- Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total do granitóide de Caraguatatuba, segundo Siga *et al.* (1989)

Figura II.8- Evolução dos isótopos de Nd para o corpo charnockítico de Caraguatatuba, segundo Siga *et al.* (1989)

CAPÍTULO III - METODOLOGIA

III.1 - MAPEAMENTO GEOLÓGICO

O mapeamento foi realizado utilizando-se as quatro folhas 1:50000 (Caraguatatuba, Ubatuba, Ilha Anchieta e Picinguaba) do IBGE como base topográfica. O relevo fortemente acidentado na área facilita a localização dos pontos no campo. As fotos aéreas, por sua escala e idade (USAF 1966, 1:60000) foram utilizadas para extrair grandes traços estruturais e delimitar domínios de sedimentos cenozóicos, mas não como base. Não se observam contrastes fotogeológicos de qualquer tipo entre as rochas charnockíticas e outras adjacentes.

A primeira etapa de mapeamento cobriu afloramentos de mais fácil acesso, incluindo estradas e costões. Quando possível, a malha de pontos foi adensada por afloramentos em trilhas e drenagens. Acredita-se que a maior parte dos possíveis afloramentos foi observada.

O alvo deste trabalho são as ocorrências do granito verde de Ubatuba, portanto os limites da área percorrida não são geográficos, e sim geológicos. Foi encontrada uma perfeita correlação entre a cor verde da rocha e a presença de ortopiroxênio. Em caso de dúvida, a identificação foi feita, sempre que existia amostra suficiente para tal, com base na presença de ortopiroxênio em lâmina delgada. Por volta de 30 lâminas foram descritas com esta finalidade.

A área mapeada como charnockito deve ser maior do que o representado; isto porque a alteração, mesmo que não muito intensa, deixa a rocha com outra cor, e rapidamente destrói o ortopiroxênio, e porque a proximidade de diques graníticos altera a aparência da rocha. A observação nas proximidades dos abundantes enxames de diques pode ter levado a uma conclusão que o limite do charnockito, na escala utilizada, já havia sido ultrapassado, quando se estava observando uma feição local. A proximidade com enxames de diques foi considerada em caso de incoerências (como um ponto de granitos rosados dentro de uma área de domínio de charnockitos), na hora de se fechar os contatos. Provavelmente nem todos foram detectados, e o corpo é algo maior do que o representado.

Faz-se necessário esclarecer que existe um grande número de afloramentos do charnockito muito fresco, principalmente em pequenas pedreiras que exploram o granito verde, além dos cortes da Rio-Santos. Nas pedreiras, no entanto, são explorados basicamente grandes blocos, núcleos preservados de esfoliações esferoidais em posição para-autóctone (geralmente nas encostas e no topo dos morros), que fornecem ótimas amostras mas nenhum dado estrutural. O granito róseo, por outro lado, aparentemente não possui atrativo comercial,

pois não foi encontrada nenhuma pedreira, o que se reflete em um número muito reduzido de boas amostras ou mesmo boas descrições.

As amostras em geral foram denominadas charnockito, e não gnaiss charnockítico, pela foliação pouco intensa que exibem. As medidas de planos de foliação, tipo Klar, tiveram seus polos plotados pelo programa Quickplot (1990, D. van Everdingen & J. van Pool, Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland) no hemisfério inferior, para verificar se as poucas medidas obtidas acusam uma eventual presença de estruturas em grande escala.

Sempre que possível, foram coletadas amostras, utilizadas neste trabalho ou para trabalhos futuros.

III.2 - PETROGRAFIA

A descrição petrográfica das lâminas seguiu o procedimento normal, visando identificação de texturas da rocha e identificação da mineralogia, principalmente minerais importantes, como ortopiroxênios, granadas, olivinas, etc.

Foi dada ênfase para a determinação da composição de piroxênios, anfibólios e biotitas, feições de exsolução em piroxênios e feldspatos e reações entre fases, servindo também para balizar posteriores análises químicas (grau de alteração) e de microsonda (exsoluções).

Análises modais não devem ser eficientes para estas rochas, primeiro pelo seu caráter predominantemente porfirítico, e principalmente pela predominância de mesoperititas entre os minerais. A quantificação dos minerais foi efetuada a partir das análises químicas (normas), balizada quali- e semiquantitativamente pela petrografia.

III.3 - ANÁLISES QUÍMICAS

As análises químicas foram efetuadas por fluorescência de raios-X na Universidade de Berna, Instituto de Mineralogia e Petrografia.

Foram escolhidas para análise amostras representativas, na medida do possível com boa dispersão geográfica dentro da extensão do charnockito e sem indícios, macro- e microscopicamente, de alteração. Da amostra foram serradas fatias de aproximadamente 5 mm de espessura com disco diamantado, que foram britadas em prensa hidráulica com mandíbulas de aço carbono a dimensões menores que 2 mm, e depois pulverizadas em moinho de ágata. O volume de amostra moído foi sempre superior a 10 vezes o tamanho do maior cristal

observado, e deste total foi separado aprox. 1 g por quarteamentos e homogeneizações sucessivas.

Os elementos maiores foram analisados em pastilhas fundidas, preparadas na proporção de um grama de amostra (previamente aquecida a 100°C) para cinco de tetraborato de lítio, homogeneizadas, fundidas a 1150°C em cadinho e resfriadas em lingoteira, ambos de Au-Pt.

As análises de XRF foram efetuadas por equipamento Phillips PW1450 automático com espectrômetros sequenciais, utilizando amostras de referência do USGS para calibração.

Os elementos menores foram analisados em pastilhas prensadas. Para correções foi utilizado o método do *background* sintético, com concentração conhecida dos elementos maiores. Interferências, *background*, absorção de massa e desvio padrão foram calculados segundo Nisbett *et al.* (1979).

Os erros relativos máximos em análises de XRF são baseados principalmente na calibração, e podem ser considerados como (em óxidos): 100wt%±1%, 50wt%±1%, 10wt%±2%, 5wt%±3%, 1wt%±5%. Para os elementos traços, concentrações em ppm: 1000ppm±5%, 100ppm±10%, 10ppm±20% e 1ppm±50%. Os valores obtidos para as terras-raras La, Ce e Nd devem ser vistas como semi-quantitativas.

Os limites de detecção para os elementos traços são: Sc, U: 1ppm, Ga: 2ppm, Nb, Ni, Sr, Y, Zn, Zr: 3ppm, Cu, Pb: 4ppm, Ba, Th: 5ppm, Pb: 6ppm, Co: 8ppm, Ce, Cr, Nd, V: 10ppm, La: 15ppm.

Os principais elementos foram plotados em diagramas de tendência óxido *versus* sílica, para identificação de *trends* e de problemas de análise. As amostras com composição fora dos *trends* foram submetidas a nova investigação petrográfica, com o objetivo de se investigar a causa da "anomalia". Algumas delas foram mantidas, pois a análise discrepante foi identificada como resultante de pequenas variações na quantidade de um ou outro mineral, sem no entanto comprometer a análise ou cogeneticidade da rocha (por exemplo, zircão abundante, refletido em Zr alto, ou Mn alto por abundância de clinopiroxênio). Quando vários elementos mostram teores "anômalos", ou a lâmina revela mineralogia ou textura diferentes da maioria, as análises não foram utilizados nos diagramas tectônicos ou classificatórios.

Depois de selecionadas, as análises foram plotadas nos diagramas classificatórios de O'Connor (1965), Middlemost (1985), Debon & Lefort (1983) e Lemaitre (1989), e nos diagramas tectônicos de Lameyre & Bowden (1982), Debon & LeFort (1983), Batchelor & Bowden (1985), El Bouseily & El Sokkary (1975), Condie (1973), Pearce *et al.* (1984) e Maniar & Piccoli (1989). Nem todos os sistemas classificatórios permitiram o enquadramento das rochas de Ubatuba, conforme discutido no texto.

III.4 - GEOTERMOBAROMETRIA

III.4a-Quimismo mineral

Secções polidas das amostras UB-52, PI-171 e PI-186 foram escolhidas para análise química pontual em microsonda eletrônica (marca Chaix-Meca) por dispersão de energia (EDS), na Universidade de Berna. Os elementos analisados foram Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mg, Mn, V, Ca, K e Ni. Os procedimentos de correção estão incluídos no pacote do equipamento.

Procurou-se analisar pontos não alterados, de preferência no interior do grão, de minerais em contato ou próximos. É muito difícil falar em texturas de equilíbrio nestas amostras: as bordas dos grãos frequentemente estão alteradas, no caso de piroxênios e anfibólios, ou capeadas por albita e/ou mirmequitas, nos feldspatos. Os contatos interlobados predominantes indicam, também, que os minerais não estavam em equilíbrio, e supõem-se então que as condições de pressão e temperatura derivadas destes dados localizam-se apenas próximos aos pontos de equilíbrio.

A composição dos minerais foi calculada pelos programas ppirox e pamphib (Papike *et al.* 1974) para piroxênios e anfibólios, respectivamente, e Chemcomp para feldspatos com base em oito átomos de oxigênio. No caso dos anfibólios, o programa calcula as composições para FeO máximo, Fe₂O₃ máximo e intermediário. Foram apresentadas apenas as composições para FeO máximo (tipificadas pela letra A depois do número da amostra) e intermediário (letra C), já que tanto as análises da rocha total quanto a investigação petrográfica indicam que deve predominar largamente Fe²⁺ sobre Fe³⁺.

Para as composições assim calculadas dos pares minerais apropriados foram então calculadas temperaturas/pressões de equilíbrio, com base em diferentes modelamentos termodinâmicos. A faixa resultante dos cálculos, para cada método, foi então plotada num gráfico P-T, com a finalidade de, a partir da superposição das faixas, se determinar graficamente um intervalo mais estreito de P e T de cristalização da rocha.

Cabem aqui alguns comentários:

1- Exsoluções: as exsoluções representam o maior problema na aquisição de dados para geotermometria/barometria. Felizmente, as exsoluções em orto/clinopiroxênios são muito finas ou mesmo ausentes, e o feixe foi suficientemente largo para evitar problemas, neste caso. Nos ortoclásios mesopertíticos, infelizmente, boa parte das análises não conseguiu fugir ao problema das exsoluções, revelando composições muito próximas ao termo puro; estas análises foram descartadas. Duas análises, no entanto, apresentaram composições compatíveis, e foram utilizadas para cálculo de temperatura. Da mesma forma, os poucos óxidos analisados mostraram-se exsolvidos, e não puderam ser aproveitados neste estudo. Tanto para os óxidos

quanto para os feldspatos, as exsoluções foram confirmadas por imagens de elétrons secundários em microscópio eletrônico de varredura.

2- Análises do ortopiroxênio: todas as análises de ortopiroxênio foram consideradas impróprias pelo programa de Papike *et al.* (1974). Apresentavam um pequeno excesso de átomos preenchendo as posições M1 e M2, o que deve ser consequência das análises que sempre somam mais de 100%. Estas análises, no entanto, foram efetuadas intercaladamente às de clinopiroxênio e anfibólio, e estas todas foram consideradas boas. Não se sabe a razão desta discrepância, mas pode estar relacionada ao alto teor em ferro dos ortopiroxênios. Considerando esta intercalação de análises, que os valores situam-se pouco acima da margem de erro do programa e que as composições obtidas são bastante homogêneas, as análises de ortopiroxênio foram aproveitadas neste trabalho. O excesso na ocupação das duas posições octaédricas foi proporcionalmente distribuído entre elas.

III.4.b - Geotermômetro clinopiroxênio-ortopiroxênio

O estudo de pares orto-clinoroxênios, na década de 60, levou diversos pesquisadores a estudar a dependência dos valores do coeficiente de distribuição, K_D , em relação à temperatura.

A formulação de K_D de Kretz (1961) mostra que seu valor independe da composição, indicando que ambas as fases são misturas ideais, com nítida diferenciação para rochas de cristalização magmática ($K_D = 0.73$) ou metamórfica ($K_D = 0.54$). Cálculos mais extensivos levaram Kretz (1963) a ampliar esta faixa de valores para $K_D = 0.65$ a 0.86 para rochas magmáticas e $K_D = 0.51$ a 0.65 para metamórficas. O autor apresenta ainda uma primeira tentativa de relacionar graficamente K_D a pressão e temperatura de formação, mas enfatiza que o diagrama é de natureza provisória e que uma correlação K_D -P-T não é possível devido à variabilidade da troca Mn-(Mg,Fe).

A primeira tentativa de modelar a solubilidade de enstatita em diopsídio coexistindo com ortopiroxênio com finalidades geotermométricas e de aplicabilidade num largo espectro de composição é de Wood & Banno (1973). Estes autores assumiram que ambas as fases tem comportamento de solução ideal nas posições M1 e M2 dos componentes $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ e $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, e que a relação entre atividade e composição pode ser descrita como:

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M2}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M1}})_{\text{cpx}}$$

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M2}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M1}})_{\text{opx}}$$

É importante salientar que os próprios autores reconhecem que seu modelo não é correto, mas muito simplificado, limitado aos escassos estudos prévios disponíveis, mas que esta atividade deve manter alguma relação com a real. Estipulando que

$$X_{Mg}^{M1} = X_{Mg}^{M2} = X_{Mg}^{Mineral}, \text{ Wood \& Banno (1973) propõe a expressão:}$$

$$T(K) = -10202 / \left[\ln \left(a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx} / a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx} \right) - 7.65 X_{Fe}^{opx} + 3.88 (X_{Fe}^{opx})^2 - 4.6 \right]$$

com um erro assumido em $\pm 70^\circ\text{C}$.

Wells (1977), dispondo de um número superior de dados acerca da janela de miscibilidade do sistema diopsídio-enstatita e do comportamento para composições mais ricas em ferro, conseguiu uma boa concordância entre $\ln K$ e $1/T$ utilizando um modelo de mistura ideal nas duas posições. O autor, mais uma vez, ressalta que há insuficientes dados de experimentos de equilíbrios de fases para permitir até mesmo o mais simples modelo teórico considerando mistura não ideal. Propõe a expressão:

$$T(K, \pm 70) = 7341 / (3.355 + 2.44 X_{Fe}^{opx} - \ln K)$$

aplicável quando o teor em Al_2O_3 é, baixo.

Powell (1978) tentou formular um geotermômetro que pouco dependesse de variáveis com grandes incertezas e que pudesse ser aplicado a largo espectro de composições. Desta forma, não incluiu as posições M1 e tetraédrica na sua formulação, já que $X_{Al,ml}$ e $X_{Al,tetr.}$ são altamente dependentes da acuracidade da análise de sílica, de pequenos desvios do estequiometricamente calculado e da quantidade de Fe da análise, e aplicou um modelo regular não-ideal à posição M2. A expressão:

$$T(K) = - \left[1600 + 80P + (X_{Ca,M2} - X_{Mg,M2})_{cpx} (6670 - 88P) - 1900 X_{Fe,M2,opx} \right] / \ln K_D$$

$$K_D = \left(\frac{X_{Ca,M2}}{X_{Mg,M2}} \right)_{opx} \cdot \left(\frac{X_{Mg,M2}}{X_{Ca,M2}} \right)_{cpx}$$

apresenta faixa de erro de $\pm 50^\circ\text{C}$.

Kretz (1982), por sua vez, fornece mais subsídios à opção de Powell (1978), ao mostrar que o preenchimento de M1 é extremamente semelhante em opx-cpx coexistentes, independente de T ou P, e que as diferenças intercristalinas em Ca:Mg:Fe refletem somente diferenças na composição da posição M2. O autor observou que, com aumento de

temperatura, o teor de Ca no clinopiroxênio cai, e que $Fe^{2+}:Mg$ aumenta no cpx e diminui no opx, mudanças composicionais estas que se dão em duas etapas, ocorrendo simultaneamente. A primeira, reação de transferência, consiste na mudança da relação $Ca:(Mg,Fe)$ em ambos os piroxênios, e a segunda, reação de troca, operando mudanças na relação $Mg:Fe$.

A reação de transferência, relativa à curva de solvus do cpx, levou o autor a deduzir as equações:

$$T(K) = 1000 / \{0.468 + 0.246 X^{cpx} - 0.123 \ln(1 - 2[Ca])\}, T > 1080^\circ C$$

$$T(K) = 1000 / \{0.054 + 0.608 X^{cpx} - 0.304 \ln(1 - 2[Ca])\}, T < 1080^\circ C$$

A reação de troca levou Kretz(1982) a propor a relação

$$T(K) = 1130 / \{ \ln K_D (X^{opx} = 0.3) + 0.505 \}, \text{ onde } X^{opx} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg) \text{ no cristal,}$$

$$[Ca] = Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+}) \text{ e } K_D = X^{opx} / (1 - X^{opx}) \cdot [(1 - X^{cpx}) / X^{cpx}]$$

A normalização do K_D para $X=0.3$ explica-se pela independência de um em relação ao outro, mas deve ser evitada para temperaturas acima de $1000^\circ C$.

Lindsley (1983) desenvolveu um geotermômetro de resolução gráfica, que permite estimar temperaturas independentes para orto- e clinopiroxênios coexistentes, para pressões de 1 atm, 5, 10 e 15 kb. Como o termômetro considera exclusivamente Wo, En e Fs, exige-se um sistema para cálculo das frações molares intrincado, que ignora, por exemplo, a fração molar de rodonita (Rh). O autor alerta enfaticamente para os aspectos petrográficos da escolha da análise, e principalmente sobre "exsoluções granulares", migração de exsoluções dentro do grão que se aglomeram para formar um grão independente, o que obrigatoriamente deve ser detectado e integrado à composição original.

Saxena (1976) elaborou um complexo modelo para cálculo das temperaturas de equilíbrio cpx-opx, assumindo não-idealidade para a posição M2 de ambos, testando diferentes T para averiguar em qual há melhor concordância entre os dados de composição medidos no cristal e atividade. A formula básica de seu modelo é:

$$Rt \ln X_{Mg,M1}^{cpx} \cdot X_{Mg,M2}^{cpx} \cdot \gamma_{Mg,M2}^{cpx} = RT \ln a_{Mg,opx} - 500$$

Existem muitas outras tentativas de calibrar este termômetro, mas que não tem utilidade para piroxênios com altos teores em ferrossilita (~80%), ou em pressões e temperaturas mais reduzidas, como é o caso em Ubatuba (Gasparik 1984, Fonarev &

Graphchikov 1982). Outras calibrações foram modificadas e aperfeiçoadas, e neste caso optou-se pela versão mais recente (p. ex. Kretz 1963).

A grande maioria dos geotermômetros orto-clinopiroxênios foi concebida para ser aplicada em rochas básicas e ultrabásicas (basaltos, nódulos peridotíticos), muito magnesianas, e as experiências e a modelagem necessárias à sua calibração foram efetuadas no sistema CMAS, com extrapolação para o quinto componente Fe. Desta forma, a aplicação dos métodos para o caso das amostras de Ubatuba encerra muito mais incertezas do que quando aplicados a composições mais magnesianas.

Bohlen & Essene (1979) avaliaram vários geotermômetros nos granulitos de Adirondacks, USA. A região é propícia a tais estudos, pois as temperaturas são bem conhecidas através da coincidência dos resultados obtidos pelos equilíbrios ilmenita-magnetita, plagioclásio-feldspato alcalino e paragéneses minerais de silicatos e silicatos-carbonatos. A avaliação mostra que as temperaturas calculadas por Wood & Banno e Wells estão superestimadas em até 200°C, e mostram variações de até 170°C em espaços onde esta variação é sabidamente muito reduzida. Também o termômetro de Saxena (1976) foi testado, e, além de apresentar grande variabilidade nos resultados, não permitiu o cálculo para vários pares por problemas matemáticos, exigindo ln de números negativos. Os autores consideram, portanto, os três métodos inadequados para utilização quantitativa como geotermômetro, e listam como principais problemas os analíticos (estimativa de Fe, análise de Fe, Mg e Ca), falta de sínteses revertidas para obtenção de dados em temperaturas mais baixas, e demasiada simplificação, quanto aos modelos de ocupação por Fe-Mg e quanto a componentes não-quadrilaterais. Os piroxênios de Bohlen & Essene (1979) tem grande espectro composicional, incluindo composições similares aos de Ubatuba.

Mais recentemente, Stephenson (1984) repetiu esta análise crítica a respeito da eficiência dos geotermômetros opx-cpx nos granulitos do W da Austrália, testando todos os modelos aqui discutidos, entre outros. Comenta que os valores de Wood & Banno e Wells superestimam a temperatura, e que os métodos gráficos tem uma precisão muito pobre. Além disso, os métodos de Powell, Wood & Banno e Lindsley (cpx) mostram uma dependência da temperatura calculada em relação a Mg/Fe, sugerindo que o método não tem aplicabilidade homogênea para variações na substituição Fe-Mg na dimensão do solvus. As duas versões de Lindsley não apresentam temperaturas condizentes, o que pode significar calibração errônea ou que o ortopiroxênio permite ajustes químicos a temperaturas mais baixas do que o clinopiroxênio.

Comparando com temperaturas obtidas por outros métodos, os cálculos baseados em piroxênios de Stephenson (1984) sugerem que as calibrações de Wells, Powell e Wood &

Banno resultam em temperaturas muito altas, e de Lindsley (opx) muito baixas. Convém notar que seus piroxênios são muito mais magnesianos do que os de Ubatuba.

III.4.c - Geotermobarômetro anfibólio-plagioclásio

O par anfibólio-plagioclásio (ou simplesmente as características cristaloquímicas do anfibólio) prestam-se como geotermômetros e/ou barômetros pela sua ampla distribuição em muitos tipos de rochas. A complexidade química do anfibólio, no entanto, deve impor sérias dificuldades à sua modelagem termodinâmica.

Uma das primeiras tentativas credita-se a Nabelek & Lindsley (1985), que relacionam o teor em Al em anfibólios à temperatura, com uma influência da pressão de apenas 15-25°/kb. A equação:

$$T(^{\circ}\text{C}) = [-3594.14 + 79.749P(\text{kb})] / (\ln Al^{\text{iv}} - 3.359) - 273.15$$

foi testada em rochas de fácies granulito e anfibolito, e, comparativamente a outros métodos, demonstrou acuracidade de 25°C. Exige, no entanto, uma paragênese plagioclásio An_{40-65} , silicato de Mg e Fe e, possivelmente, óxidos de Fe-Ti; está limitada à faixa 600-870 °C e 1-5kb, e à f_{O_2} abaixo do "buffer" QFM.

Hammarstrom & Zen (1986) tentaram uma calibração empírica relacionando teor de alumínio total (com base em 23 oxigênios) e pressão. Para tal usaram cinco complexos granodioríticos/tonalíticos do USA, com pressões estimadas entre um e 8kb. A relação $P(\text{kb}) = -3.92 + 5.03Al^{\text{T}}$ tem "precisão" de 3kb. Esta equação apresenta uma interpolação linear de pressão lançada contra teor total em Al^{T} em gráfico, considerada a mais apropriada pelos autores. Existem algumas restrições (nem todas muito claras) impostas pelos mesmos: devem ser hornblendas ígneas (as metamórficas aparentemente apresentam *trends* Al^{T} versus Al^{iv} diferentes), de magmas com características cálcio-alcalinas, com quartzo livre ($a_{SiO_2} = 1$) e com composição modal: plagioclásio (andesina-oligoclásio)+ feldspato alcalino+ quartzo+ hornblenda+ biotita+ titanita+ magnetita (ou ilmenita). A presença de magnetita granular na hornblenda pode indicar oxidação posterior, rebaixando a pressão calculada. Aparentemente, a presença de piroxênio e/ou granada torna a hornblenda não apropriada para uso barométrico. Por fim, Hammarstrom & Zen (1986) assinalam que a taxa de difusão de Al dentro da hornblenda em estado subsolidus é ínfima o suficiente para manter teores magmáticos de Al mesmo quando o resfriamento é lento, em plútons de grandes dimensões.

Hollister *et al.* (1987), usando dados adicionais, principalmente no intervalo 5-6kb, confirmaram a relação linear $P-Al^{\text{T}}$, modificada para:

$$P(kb, \pm 1) = -4.76 + 5.64 Al^T$$

Os autores esclarecem a base termodinâmica do seu barômetro: 10 óxidos principais compõe uma rocha cálcio-alcaina. Considerando as sete fases minerais mais presença de líquido magmático no final do resfriamento e fase vapor ($P_{\text{vapor}} = P_{\text{total}}$), o sistema tem uma variância de 3: pressão, temperatura e um grau de liberdade composicional. Partindo do princípio que hornblendas em magmas cálcio-alcainos cristalizam entre 940 e 650°C (faixa muito estreita comparada com a faixa na qual hornblenda é estável), e que a influência da composição é controlada pela presença de ortoclásio e anortita no plagioclásio, há suficientes restrições termodinâmicas para estipular que o conteúdo de Al em hornblenda é função principalmente da pressão de solidificação.

Johnson & Rutherford (1988) utilizaram uma amostra de rocha natural de assembléia sanidina, quartzo, plagioclásio, biotita, titanita e ilmenita/magnetita coexistindo com hornblenda e a submeteram a $T=740$ a 780°C e $P=2$ a 8kb , com $P_{H_2O} < P_{\text{total}}$, e diferentes fugacidades de oxigênio. Perceberam que a fugacidade do oxigênio não afeta o geobarômetro, e derivaram a equação $P(kb) = 4.28(Al^T) - 3.54$, com precisão de 0.5kb . A condição imposta pelos autores é a presença da paragénese por eles utilizada e composição tonalítica a granodiorítica.

Uma calibração empírica para o barômetro plagioclásio- hornblenda foi efetuada por Fershtater (1990), utilizando diversos litotipos provenientes dos Montes Urais. O autor assinala que a hornblenda (ou anfibólio da série tremolita-actinolita) e o plagioclásio cristalizam-se concomitantemente, evidenciado por níveis similares de flúor em inclusões de apatita em ambos. No caso de plagioclásios zonados, a condição de equilíbrio é a medição na porção central dos grãos, para rochas de composição intermediária a ácida, ou marginal a média, para rochas básicas. O reconhecimento de linhas isobáricas em diagramas $(Al/Si)_{\text{plag}}$ versus $(Al/Si)_{\text{anf}}$, tanto em rochas magmáticas quanto nas metamórficas, levou o autor a propor o geotermômetro gráfico $(Al/Si)_{\text{plag}}/(Al/Si)_{\text{anf}}$ versus $P(kb)$, para o qual garante precisão compatível com outros termobarômetros.

Blundy & Holland (1990), a partir de um banco de dados incluindo 155 análises de anfibólios sintéticos, 245 análises por microsonda de anfibólios do maciço de Adamello, Itália e mais algumas análises por via úmida e Mössbauer, concluem que: i) a esmagadora parcela do Al^T corresponde a Al^{iv} ; ii) o teor em Al^{iv} depende expressivamente da temperatura, mas não da pressão; iii) Al^{vi} tem influência de pressão reduzida. Portanto, o teor de Al^T é controlado pela temperatura, e não pela pressão, contrariando os

autores anteriores. Pelos dados dos autores, uma variação de 50°C teria como consequência uma mudança no teor de Al^{iv} de 0.2p.f.u., o que mudaria a estimativa de pressão de Hollister *et al.* (1987) em 1.2kb!

Blundy & Holland (1990) consideram três modelos para cálculo do equilíbrio nos anfibólios, considerando as posições M1 e M3 equivalentes, troca Al-Si limitada à posição T1, e o preenchimento de A limitado a Na (a relação Na:K varia muito em função da composição da rocha):

- 1- mistura ideal nas seis posições (T2, T1, M2, M1=M3, M4, A);
- 2- vínculo do preenchimento de A (Na) com Al^{T1} , ou seja, o preenchimento de A depende do balanço de cargas entre Si^{T1} e Al^{T1} . O contrário talvez fosse mais real, mas há sérios problemas em calcular A a partir de análises de microsonda;
- 3- modelo de rejeição de Al em T1, quando Al poderia ocupar, no máximo, duas das quatro posições T1, T1A. Este modelo deriva do anterior, e vincula A a Al^{T1A} .

No caso do plagioclásio, estudos anteriores indicam idealidade do componente albita até $X_{Ab} = 0.5$, e $\ln K$ função quadrática de X_{An} acima disso, sendo consistentes com um modelo não-ideal de solução regular.

A combinação destes modelos, aplicada a 70 pares plagioclásio+hornblenda sintéticos de grande espectro composicional, mostra que a segunda opção modela melhor o equilíbrio. A equação decorrente é:

$$T(K) = (0.677P - 48.98 + Y) / (-0.0429 - 0.008314 \ln K),$$

$$K = [(Si - 4) / (8 - Si)] \cdot X_{Ab}^{plag}$$

P em kb, Si= número de átomos por fórmula e Y representando a não idealidade do plagioclásio, portanto $Y=0$ para $X_{Ab}^{plag} > 0.5$ e $Y = -8.06 + 25.5(1 - X_{Ab}^{plag})^2$ para $X_{Ab}^{plag} \leq 0.5$.

Os erros são estimados em 75°C, no máximo, levando em conta recálculos para estimar Fe^{3+} . No entanto, o erro incrementa de maneira violenta para temperaturas fora do intervalo 500-1100°C, para Si p.f.u. acima de 7.8 nos anfibólios e $X_{Ab}^{plag} > 0.92$, e o termômetro é calibrado para rochas saturadas em quartzo.

III.4.d - Geotermômetro plagioclásio-feldspato alcalino

A distribuição de albita entre plagioclásio e feldspato alcalino já foi sugerida como função de temperatura desde Barth (1934), e foi graficamente apresentada como geotermômetro por Barth (1951). Seu modelo baseava-se na Ley de Henry, de que a

atividade de albita na solução sólida é função linear da composição, para soluções diluídas. Além do comportamento dos feldspatos alcalinos diferir muito do estipulado pela Lei de Henry, a sua calibração não considera o efeito da pressão e baseia-se em dados empíricos, e não experimentais. Stormer (1975) desenvolveu novo geotermômetro considerando o plagioclásio solução sólida de albita entre Ab_{100} e Ab_{45} , e modelando o feldspato alcalino pelos parâmetros de Margules para a não-idealidade da albita. Os parâmetros escolhidos foram ajustados experimentalmente com materiais de partida peralcalinos. Anortita no feldspato alcalino e K-feldspato no plagioclásio apresentam concentrações baixas o suficiente para permitir a aplicação da Lei de Henry. Desta forma, Stormer (1975) apresenta a formulação:

$$T(K) = \{6362.7 - 9963.2 X_{AF} + 943.3 X_{AF}^2 + 2690.2 X_{AF}^3 + (0.0925 - 0.1458 X_{AF} + 0.0141 X_{AF}^2 + 0.0392 X_{AF}^3)P\} / \{-1.8972 \ln(X_{AF}/X_{Pl}) + 4.6321 - 10.815 X_{AF} + 7.7345 X_{AF}^2 - 1.5512 X_{AF}^3\}$$

As frações molares são para sistemas binários.

O autor estima um erro mínimo de 30°C no cálculo da temperatura, mas enfatiza um erro maior devido a imprecisões analíticas e, principalmente, desequilíbrio entre as fases.

Haselton *et al.* (1983), a partir de dados experimentais, calculou um termômetro que leva em conta solução ternária para cada feldspato, expresso por:

$$T(K) = [(X_{Or}^{AF})^2 (18810 + 17030 X_{Ab}^{AF} + 0.364P) - (X_{An}^{Pl})^2 (28230 - 39520 X_{Ab}^{Pl})] / \{10.3 (X_{Or}^{AF})^2 + 8.3143 \ln[(X_{Ab}^{Pl})^2 (2 - X_{Ab}^{Pl}) / X_{Ab}^{AF}]\}, P \text{ em bar.}$$

Esta formulação deve ser evitada para temperaturas inferiores a 560°C, pela presença de um solvus no plagioclásio, e deve ser utilizada com reserva para plagioclásio com alto ortoclásio, já que envolve projeção num eixo binário.

Price (1985) equacionou a contribuição da atividade de cada membro final de uma solução sólida na própria solução sólida, aplicável a soluções sólidas desde binárias até complexas, de muitos componentes. Como exemplo de aplicabilidade, utiliza sua equação para dar nova modelagem ao geotermômetro de dois feldspatos, considerando ordem na substituição Al-Si. O modelo adotado foi a rejeição do Al pelas posições T1 e T2. Para feldspatos com Fe mínimo, e considerando apenas Na, K, Ca, Ba e Sr como membros finais, a equação proposta é:

$$T(K) = [(X_{Or}^{AF}) (18810 + 17030 X_{Ab}^{AF} + 0.364P) - (X_{An}^{Pl}) (28230 - 39520 X_{Ab}^{Pl})] /$$

$$\{10.3 (X_{Or}^{AF})^2 + 8.3143 \ln[(X_{Ab}^{Pl} (2 - X_{Ab}^{Pl} - X_{Or}^{Pl}) (X_{Ab}^{Pl} + X_{Or}^{Pl})) / (X_{Ab}^{AF} (2 - X_{Ab}^{AF} -$$

$$X_{Or}^{AF}) (X_{Ab}^{AF} + X_{Or}^{Pl}))]\}$$

$X_{Ab} + X_{An} + X_{Or}$ não deve ser normalizado para um, para contemplar Ba e Sr. O autor estima precisão de 50°C, e ressalta a limitação $0.15 < X_{Ab}^{AF} < 0.50$, para temperaturas entre 650 e 900°C.

Ao contrário dos modelos anteriores, que se baseiam na distribuição de albita entre plagioclásio e feldspato alcalino, Fuhrman & Lindsley (1988) equacionam também a distribuição de ortoclásio e anortita. Desta forma, obtém três temperaturas para cada par. Idealmente, as três devem ser iguais, mas devido a fatores como dificuldades analíticas, dificuldade em estimar volume de exsoluções e reequilíbrio, influência diferenciada da pressão sobre os três geotermômetros, além de erros na modelagem, torna esta possibilidade um tanto quanto remota. Os autores propõe, após o cálculo das três temperaturas, que o valor das análises seja ligeiramente alterado, com a finalidade de se minimizar a diferença entre as temperaturas calculadas. Desta forma, obtém-se composições próximas às analisadas, mas para as quais a diferença de temperaturas seja mínima. Os autores são enfáticos quanto ao uso do termômetro, e comentam três possíveis resultados:

i) Temperaturas concordantes ($T_{An} = T_{Or} = T_{Ab}$). Se as temperaturas mais alta e mais baixa estão a 400°C uma da outra, então há equilíbrio entre os feldspatos, e a temperatura de formação equivale à média das temperaturas, com erro de 30 a 50°C.

ii) Duas temperaturas concordam, uma difere em $\approx 100^\circ\text{C}$ ($T_1 = T_2 \neq T_3$). T_{An} e T_{Or} são muito sensíveis à quantidade de An no feldspato alcalino e Or no plagioclásio, respectivamente. Geralmente é um dos dois que destoa, indicando possível erro na análise do elemento "menor" no plagioclásio ou feldspato alcalino (como exemplo, reintegração de pertitas com pequeno erro). Neste caso, considerar a média das temperaturas coincidentes, e reinvestigar para descobrir o problema.

iii) Temperaturas discordantes ($T_{An} \neq T_{Ab} \neq T_{Or}$). Se a T_{Ab} está entre as outras duas, e a diferença entre estas for menor do que 500°C, pode ter havido pequeno erro na análise dos elementos "menores", e a T_{Ab} pode ser utilizada, mas as análises devem ser refeitas para se observar se as temperaturas são mais concordantes.

Se a diferença entre as temperaturas é menor que 500°C, mas T_{Ab} é a mais elevada, deve-se estar próximo ao equilíbrio, mas as composições estão equivocadas. Se T_{Ab} é a mais

baixa, então ocorreu algum desequilíbrio pós-cristalização, e o método não deve ser aplicado. O mesmo ocorre se a diferença entre as temperaturas é maior do que 500°C.

III.4.e - Geotermobarômetro ferrossilita+faialita+quartzo

O sistema MgO-FeO-SiO_2 chama atenção desde o trabalho de Bowen & Schairer (1935, In Bohlen *et al.* 1980a), pois a assembléia estável em pressões atmosféricas é faialita +quartzo, e não o ortopiroxênio férrico correspondente. Desde então, vários pesquisadores se dedicaram a estudar este promissor geobarômetro, com a principal limitação de simular e monitorar altas pressões e temperaturas em laboratórios. Bohlen *et al.* (1980a), utilizando técnicas mais modernas de síntese, produziram grande número de reações (revertidas,inclusive) entre 700-1050°C e 10-16kb para o sistema FeO-SiO_2 . Concluíram que boa parte das avaliações de pressão anteriores, baseadas nesta paragênese, estão superestimadas, e que impurezas do tipo Mg (principalmente), Mn,Ca, Al etc devem reduzir muito a pressão em que o ortopiroxênio ainda é estável.

Com o objetivo de quantificar o efeito de Mn na estabilidade do opx, Bohlen *et al.* (1980b) repetiram seus experimentos com 5 e 10% de rodonita, e concluíram que cada mol de MnSiO_3 aumentava a estabilidade do piroxênio em $\pm 0.12\text{Kb}$, em relação a FeSiO_3 puro.

Finalmente, Bohlen & Boettcher (1981) sintetizaram ferrossilita e faialita+quartzo na presença de magnésio, entre Fa_{80} e Fa_{95} , o que permite grande aplicabilidade ao geobarômetro, principalmente com baixo Ca, Al e Fe^{3+} . Destes, Wo mostrou ter pouca influência em deslocar o equilíbrio. Com seus dados, Bohlen & Boettcher (1981) propõem um gráfico *P versus T* onde plotam as retas de equilíbrio para Fs_{100} , $\text{Fs}_{95}\text{En}_{05}$, $\text{Fs}_{90}\text{En}_{10}$, $\text{Fs}_{85}\text{En}_{15}$ e $\text{Fs}_{80}\text{En}_{20}$, com a respectiva olivina+quartzo, além da reta de transição quartzo- α quartzo- β , que inclusive provoca pequena inflexão nas retas de equilíbrio citadas.

O geobarômetro/termomômetro de Bohlen & Boettcher (1981) foi dimensionado apenas para a solução sólida binária enstatita-ferrossilita (En até 20% mol). Desta forma, a composição dos ortopiroxênios, na forma $\text{Fs}_a\text{En}_b\text{Rh}_c\text{Wo}_d$ será recalculada em termos de $\text{Fs}+\text{En}=1$, e a reta resultante será rebaixada na ordem de 0.12 kb/mol de Rh.

III.5 - INCLUSÕES FLUIDAS

As inclusões fluídas representam a fase fluída presente no momento em que foi aprisionada. Os fluídos podem ser caracterizados com razoável confiabilidade, através de um procedimento básico (Touret 1987): i) determinação da cronologia de aprisionamento das inclusões, reconhecendo fluídos presentes durante o crescimento da paragênese desejada; ii) determinação as condições de formação através de

geobarômetros/termômetros de fase sólida; iii) comparação dos dados P-T obtidos para as fases sólidas e flúidas. Com raras exceções, as inclusões não definem um ponto P-T definido, e sim uma relação (isócora). A fase sólida geralmente define um campo P-T. Quando a isócora não intercepta o campo, o flúido não foi aprisionado em condições de pico.

A ferramenta básica para trabalhar com inclusões é a microtermometria; são medidas as temperaturas de mudança de fase nos flúidos das inclusões em secções bipolidas finas (10-100 μ m).

Em rochas formadas em condições condizentes com o fácies granulito, o flúido presente é o CO₂ (Newton 1989), identificado pela sua temperatura de fusão Tf= -56.6 °C, quando puro. A temperatura de homogeneização (Th) varia entre -50 e +31 °C, na dependência da densidade, por sua vez função de P e T. Uma vez precisada a composição, pela Tf, ou, de maneira mais precisa, por microsonda Raman (não destrutiva), cromatografia de gás ou espectrometria de massa, escolhe-se a equação de estado (p.e. Touret & Bottinga 1979 para CO₂) ou o gráfico condizente (p.e. Roedder 1984 para CO₂ - figura III.1, ou van der Kerkhof 1990 para CO₂-N₂ e CO₂-CH₄ -figura III.2), para, com a Th, obter a isócora correspondente.

Figura III.1- Diagrama de fases de CO₂, relacionando T_h com densidade do flúido, e isócoras no âmbito das baixas temperaturas (Roedder 1984)

Figura III.2- Diagramas de fase dos sistemas $\text{CO}_2\text{-N}_2$ e $\text{CO}_2\text{-CH}_4$, relacionando T_h parcial (linha cheia) e final (linha pontilhada) a densidade e respectivas isócoras (van der Kerkhof 1990)

Freqüentemente, não é possível reconhecer inclusões primárias, e sim trilhas localizadas em fraturas cicatrizadas dentro dos grãos. Neste caso, utilizam-se as T_h de CO_2 mais baixas, que indicam pressões maiores, a partir de histogramas de distribuição de T_h (Hansen *et al.* 1984a).

Touret (1971), estudando a passagem das rochas de fácies anfibolito de Telemark para as de fácies granulito de Bamble (Noruega), onde se incluem neossomas graníticos e granodioríticos, obteve temperaturas de homogeneização variando entre -59.5 e -68 °C, média -64.5 °C, nos granulitos, e concluiu que se trata de CO_2 com alguma impureza desconhecida. Na transição para as rochas em fácies anfibolito, as inclusões carbônicas não mais ocorrem. As pressões obtidas a partir de T_h são compatíveis com as calculadas por outros métodos (entre 5.6 e 8.8 kb, 700 a 800 °C), constantes, e mostram que a transição entre os fácies anfibolito e granulito é devida à mudança na fase flúida, abaixando a PH_2O para menos que 2 kb.

Santosh (1986) notou três famílias de inclusões coerentes com três eventos de geração distintos, no charnockito de Kerala, SW da plataforma indiana. A mais antiga compreende inclusões carbônicas de alta densidade (0.95 a 1.0 g/cm³), indicando P de 4.6 a

6.1 kb, a temperaturas entre 650 e 800 °C, compatíveis com condições durante ou próximo ao pico do metamorfismo. A segunda família compreende inclusões com CO₂ de baixa densidade (0.65 a 0.75 g/cm³), coexistindo com inclusões mistas com 20% de H₂O. Estas inclusões marcam a passagem do regime carbônico para aquoso, a 510 °C e 2.2 kb. A terceira família reúne inclusões mistas (40% CO₂, 60% H₂O) e aquosas, e marca a desmistura dos flúidos, a 330 °C e 0.4 kb.

Em outro estudo realizado na Índia, na transição do fácies anfibolito para granulito em Karnataka, Hansen *et al.* (1984b) mostram a importância do CO₂ para a charnockitização. Enquanto no charnockito maciço as inclusões não contêm água, na região de charnickitização incipiente ocorre até 25% mol de gua. O ortopiroxênio é estável para XH₂O inferior a 0.35 na fase flúida coexistente. As pressões são compatíveis com aquelas derivadas das fases sólidas. Os autores estimam que CH₄ e N₂ podem estar presentes em quantidades inferiores a 8 e 13% mol, respectivamente, e que estas impurezas não alteram substancialmente o resultado obtido.

Hall & Bodnar (1990), por outro lado, ressaltam que para temperaturas de fusão de CO₂ ligeiramente inferiores a -56.6 °C, grandes quantidades de CH₄ podem estar presentes. Para T_fCO₂ = -57.5 °C, XCH₄ pode atingir 10%. Se ocorrer H₂O nestas inclusões, por outro lado, esta apenas "umedece" as paredes e só é detectável sob condições favoráveis, quando em pequena quantidade. A modelagem das variáveis das fugacidades das espécies flúidas, durante soerguimento a partir de 6 kb e 800 °C e em condições de fO₂ razoáveis, permite explicar inclusões comuns em terrenos granulíticos pela adição difusiva de hidrogênio ao CO₂ original, convertendo parte em CH₄ e H₂O. Da mesma forma, a perda de H₂O por via difusiva pode ocorrer se o flúido matricial manter composição constante ou progressivamente menos aquosa, por exemplo por fluxo de flúidos ricos em CO₂ durante a ascensão. Por esta razão, os autores reiteram a necessidade de que a inclusão seja analisada quimicamente por algum método daqueles anteriormente citados.

CAPÍTULO IV - MAPEAMENTO E DESCRIÇÃO DOS LITOTIPOS

O esboço geológico (anexo 1) e o mapa de pontos (anexo 2) são apresentados na escala de 1:100.000, embora tenham sido efetuados na escala 1:50000. Esta alteração decorre do baixo nível de informação que o mapa oferece, função principalmente da aparente homogeneidade do corpo. A densidade de pontos, à excessão de alguns morros na área, absolutamente sem afloramento e/ou sem acesso, é compatível com a escala 1:50.000.

IV.1 - DESCRIÇÃO DOS LITOTIPOS

O mapa mostra um corpo principal de charnockitos e outros cinco corpos menores, todos eles alongados na direção WSW-ENE (representados pela letra Ch). A litologia destes seis corpos é macroscopicamente idêntica, e microscopicamente, uma grande homogeneidade persiste. As diferenças encontradas (presença de clinopiroxênio e biotita, por exemplo) não puderam ser representadas no mapa, pela dispersão destes pontos, não permitindo a definição de uma área representável, na escala utilizada, em mapa. O corpo maior de charnockito tem uma superfície de aproximadamente 250 km², 50 km na extensão WSW-ENE e em média 5 de largura. É sobre este corpo principal que se localiza a cidade de Ubatuba. Os outros corpos são muito menores, o segundo atingindo 12 km², no máximo, e os outros quatro não chegando aos 3 km².

Descreve-se o charnockito como uma rocha equigranular a porfirítica, de granulometria da matriz média a grossa, onde os megacristais, de ortoclásio mesopertítico, raramente ultrapassam os 10 mm. Exibe uma típica e intensa cor verde garrafa escura, com variações para tons acastanhados ou acinzentados. Normalmente a mudança de cor é devida à alteração. Os charnockitos são leucocráticos a hololeucocráticos, com máficos estimados entre 3 e 10% do total em volume, e visíveis apenas quando a alteração descolora um pouco a rocha e permite que se observem os máficos.

Em geral, o charnockito é muito pouco foliado, e a foliação só é reconhecível em partes mais descoradas pela alteração. A foliação é dada pelos minerais máficos, que não tem distribuição homogênea na rocha, mas se concentram em aglomerados de geometria discóide: o paralelismo da dimensão maior destes discóides define a foliação da rocha.

Ao microscópio, predomina a textura hipidiomórfica a xenomórfica inequigranular. Os contatos são geralmente interlobados, indicando uma paragênese não equilibrada. Frequentes bordas de reação e transformações indicam, no entanto, que esta feição não é primária. As transformações serão discutidas junto com a mineralogia.

O charnockito apresenta a assembléia mineralógica ortoclásio mesopertítico + plagioclásio + quartzo + anfibólio + ortopiroxênio + zircão + apatita + opacos $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ biotita $\pm$ titanita $\pm$ allanita. Os dois últimos são incomuns. Como minerais de alteração foram identificados sericita, carbonato, epidoto, clorita e um filossilicato alaranjado.

O *ortoclásio mesopertítico* representa entre 30 e 60% dos minerais félsicos, atingindo, excepcionalmente, os 75%; estes valores se originam de estimativas em lâminas delgadas, e são compatíveis com as normas. É xenomórfico e compõe os cristais maiores. Caracteriza-se pelo seu caráter micro- e mesopertítico, com aspecto "rugoso" ao microscópio (foto IV.1). Estimar a porcentagem de exsoluções de plagioclásio no hospedeiro é muito difícil, pois geralmente são muito finas, mas estas devem perfazer por volta de metade do volume do feldspato, e certamente sua composição se localiza entre a relação K-feldspato: plagioclásio de 60:40 e de 30:70 citada por Streckeisen (1974), e justifica a adoção do prefixo *m*(esopertita)- ao nome da rocha, como sugere este autor.

A principal feição secundária observável nestes ortoclásios mesopertíticos é a concentração de pequenos plagioclásios à sua borda, formando um cordão (foto IV.2), ou a formação de exsoluções granulares no interior do próprio ortoclásio ou nas bordas dos grãos (foto IV.3). Explica-se pela migração do plagioclásio exsolvido dentro do grão, podendo atingir sua borda.

Fotomicrografia IV.1- Feldspato mesopertítico em contato com quartzo. Amostra UB-152a, nicóis cruzados, aumento 100X

Fotomicrografia IV.2- Ortoclásio mesopertítico de aspecto "rugoso", em contato com plagioclásio mirmequítico. Observar borda de plagioclásio (canto inferior esquerdo). Amostra UB-52, nicóis cruzados, aumento 100X

Fotomicrografia IV.3- Contato entre três grãos de feldspato mesopertítico, com plagioclásio no interior do grão e no limite entre duas mesopertitas. Amostra UB-152a, nicóis cruzados, aumento 100X

O *plagioclásio* perfaz, entre os félsicos, de 15 a 35%, situando-se, com maior frequência, em 20%.

Trata-se de oligoclásio (X_{An} de 0.20 a 0.25), com geminação Lei da Albita geralmente não muito bem desenvolvida (pouco contraste entre as geminações), que aparece melhor definida nas proximidades das bordas dos grãos. Como o ângulo de extinção das geminações não varia, apenas o contraste entre as geminações, esta feição não deve ser devida a zonalidades. Alguns grãos de plagioclásio apresentam-se subdivididos em áreas onde as direções das geminações diferem entre si, lembrando o comportamento dos quartzos reconstituídos.

Alguns plagioclásios são antipertíticos, com exsoluções de feldspato alcalino de formato losangular, seguindo direções cristalográficas do hospedeiro (foto IV.4). O volume destas exsoluções é pequeno, não podendo ser comparado com as pertitas. Nos limites dos grãos de plagioclásio em contato com ortoclásios mesopertíticos este muito freqüentemente assume caráter mirmequítico.

Como já foi comentado, boa parte dos plagioclásios, particularmente os no limite com mesopertitas, podem ser originários de exsoluções oriundas de mesopertitas que migraram para fora do grão, ou ainda se aglomeraram para formar as comuns inclusões de plagioclásio dentro dos ortoclásios (foto IV.3). Estes plagioclásios não são antipertíticos, mesmo quando há outros grãos, antipertíticos, nas proximidades, mas apresentam a mesma composição, oligoclásio, dos outros. Lindsley (1983) comenta as "exsoluções granulares" no caso dos piroxênios, e sugere-se que este seja seu análogo aplicado aos feldspatos.

O plagioclásio se altera para sericita/muscovita.

Fotomicrografia IV.4- Plagioclásio antipertítico, com exsoluções de feldspato alcalino crescidas seguindo direções cristalográficas do hospedeiro. Amostra UB-102, nicóis cruzados, aumento 250X

O *quartzo* representa de 15 a 40% dos minerais félsicos presentes. É xenomórfico e apresenta freqüente extinção ondulante e reconstituição.

Os quartzos englobam com freqüência cristais de feldspatos, hornblendas, biotitas, piroxênios e opacos. Além disso, são cortados por muitas trilhas de inclusões fluidas, trilhas estas que, em geral, não cruzam a borda do grão. As inclusões parecem ser bifásicas, $\text{CO}_{2(l)} - \text{CO}_{2(g)}$, ou trifásicas $\text{H}_2\text{O}_{(l)} - \text{CO}_{2(l)} - \text{CO}_{2(g)}$, mas a água é subordinada. São muito comuns inclusões em cristais negativos.

Os três minerais félsicos somam acima de 90% do volume total da rocha.

O ortopiroxênio geralmente ocorre em quantidades pequenas na rocha; de algumas amostras, notoriamente verdes, foi necessário confeccionar várias lâminas até que se encontrasse o ortopiroxênio.

O ortopiroxênio é uma *ortoferrossilita*, incolor, com pleocroísmo muito tênue a ausente e com birrefringência baixa, apesar da composição rica em ferro. A sua composição coloca a ortoferrossilita nas proximidades do limite entre sinais positivo e negativo, e alguns dos ortopiroxênios apresentam sinal positivo. Apesar de não ser comum, os ortopiroxênios de algumas amostras apresentam exsoluções de clinopiroxênio. Estas exsoluções são geralmente

muito finas, difíceis de se reconhecer ao microscópio. Raramente a ortoferrossilita se mostra geminada (foto IV.5).

Fotomicrografia IV.5- Ortopiroxênio geminado, com finas exsoluções lamelares de clinopiroxênio. Amostra UB-152a, nicóis cruzados, aumento 250X

Geralmente a ortoferrossilita se apresenta alterada, principalmente para um filossilicato alaranjado não identificado (foto IV.6). O ortopiroxênio sofreu diversas transformações posteriores à sua formação. A substituição de ortopiroxênio por hornblenda é a mais comum. As fotos IV.6, IV.7, IV.8 e IV.9 mostram estas transformações, as duas últimas mostrando relictos de ortoferrossilita dentro da hornblenda, em perfeita continuidade óptica com fragmentos de ortoferrossilita adjacente. Outra transformação observada é da ortoferrossilita para quartzo e magnetita, sempre em associação com hornblenda. A foto IV.10 mostra a substituição do hiperstênio por quartzo+magnetita e hornblenda. Algumas vezes foi identificado plagioclásio participando da reação (foto IV-9), mas em geral o fornecedor de Al e Ca (e Na/K) para a formação de hornblenda é incerto. Menos comum é a transformação do ortopiroxênio para para biotita.

Fotomicrografia IV.6- Ortopyroxênio fortemente alterado para filossilicato alaranjado e opacos envoltos em hornblenda. Amostra PI-53a, nicóis paralelos, aumento 100X

Fotomicrografia IV.7- Ortopyroxênio levemente alterado envolto por hornblenda muito verde intercrescida com quartzo. Amostra UB-109, nicóis cruzados, aumento 250X

Fotomicrografia IV.8- Ortopyroxênio fortemente alterado para filossilicato alaranjado em contato com hornblenda poiquilítica contendo relictos de ortopyroxênio em perfeita continuidade óptica, além de quartzo e opacos. Amostra UB-139, nicóis cruzados, aumento 100X

Fotomicrografia IV.9- Ortopyroxênio fortemente alterado para filossilicato alaranjado sendo transformado para hornblenda, com fragmentos reliquiais de opx na hornblenda, e presença de opacos, quartzo e plagioclásio. Amostra UB-186, nicóis cruzados, aumento 100X

Fotomicrografia IV.10- Ortopiroxênio sendo digerido para formação de quartzo, magnetita e hornblenda. Amostra UB-152a, nicóis cruzados, aumento 100X

Fotomicrografia IV.11- Dois cristais de ortopiroxênio (com finas lamelas de exsolução de opx, não visíveis neste aumento) sendo digeridos por hornblenda. Tanto os dois fragmentos do cristal maior (cor alaranjada) quanto do menor (amarelo claro) estão em continuidade óptica. Amostra PI-186, nicóis cruzados, aumento 100X

O volume de anfibólio, entre os minerais máficos presentes, foi estimado em 50 a 90% destes.

O anfibólio apresenta pleocroísmo verde intenso - castanho esverdeado - castanho amarelado, e foi identificado opticamente como uma hornblenda, e pela cor verde e 2V baixo (por volta de 10°) como *ferrohastingsita*. (Tröger 1979). A análise por microsonda eletrônica de alguns destes anfibólios (cap. 6) indica composições de hornblenda hastingsítica ou hornblenda ferro-edenítica (dependendo se FeO é, respectivamente, médio ou máximo, classificação de Leake 1978). A denominação diferente (*ferrohastingsita* ou hornblenda hastingsítica/ferro-edenítica) é resultado, obviamente, da sua classificação baseada em critérios ópticos ou químicos. Dá-se preferência ao termo *ferrohastingsita* já que a análise por microsonda não consegue ser precisa o suficiente para definir exatamente qual é o anfibólio.

A *ferrohastingsita* é poiquilítica, podendo englobar todos os demais minerais presentes. Seus contatos com os minerais circundantes são interlobados.

Muito raramente, a *ferrohastingsita* aparece intercrescida simplectiticamente com o quartzo (foto IV.12). *Ferrohastingsita* salpicada por opacos é muito comum.

Fotomicrografia IV.12- Ferrohastingsita muito verde intercrescida simplectiticamente com quartzo. Amostra UB-43a, nicóis paralelos, aumento 1000X

O clinopiroxênio apresenta uma distribuição irregular dentro do corpo. Quando presente, é bem mais comum do que a ortoferrossilita, mas na maior parte das amostras é ausente.

O clinopiroxênio encontrado é uma *hedenbergita*. Apresenta-se incolor a levemente esverdeada. Sua cor e pleocroísmo, como no caso do ortopiroxênio, são muito suaves para sua composição muito rica em ferro. São comuns exsoluções de ortopiroxênio na hedenbergita, que acompanham direções cristalográficas do clinopiroxênio. Apesar de raras, foram observadas exsoluções em duas direções cristalográficas. Alguns casos de cristais de orto- e clinopiroxênio em contato aparentam equilíbrio (foto IV.13), ou até intercrescimento entre dois cristais bem desenvolvidos (foto IV.14), mas em geral os piroxênios são separados por sua alteração ou hornblendas e biotitas de sua transformação.

Fotomicrografia IV.13- Ortopiroxênio (cristal maior) e clinopiroxênio em contato aparentemente equilibrado, com quartzo. Situação muito rara em Ubatuba. Amostra UB-139, nicóis cruzados, aumento 65X

A hedenbergita sofre transformações similares às do ortopiroxênio. A mais comum é a de clinopiroxênio para hornblenda, mais quartzo e opacos (foto IV.15)

Fotomicrografia IV.14- Ortopiroxênio de cor de interferência amarelo pálido intercrescido com clinopiroxênio de cor de interferência mais alta, e também contornando-o. Amostra UB-106, nicóis cruzados, aumento 100X

Fotomicrografia IV.15- Hornblenda verde envolta em biotita castanha-amarelada. Amostra UB-85, nicóis paralelos, aumento 100X

As biotitas são comuns na maior parte das amostras, mas nem sempre ocorrem.

Existem duas gerações de biotita: uma geração de *biotitas vermelhas*, supostamente primárias, e uma geração de *biotitas verdes a castanhas*, que aparece como produto da alteração de ortopiroxênios, clinopiroxênios, hornblendas e biotitas vermelhas, e são mais comuns em amostras um pouco mais alteradas. São muito comuns belos intercrescimentos simplectíticos entre biotitas verdes ou castanhas e quartzo (fotos IV.16 e IV.17).

Fotomicrografia IV.16- Biotita avermelhada (secção basal) intercrescida simplecticamente com quartzo. Observe-se a grande quantidade de zircões presentes. Amostra UB-231, nicóis paralelos, aumento 100X

Fotomicrografia IV.17- Intercrescimento simplectítico de biotita castanho-amarelada e quartzo. Amostra UB-244, nicóis paralelos, aumento 250X

As biotitas castanhas, além de descenderem dos minerais listados acima, aparentemente podem se originar da reação entre magnetita e quartzo. A foto IV.18 mostra uma biotita castanha crescendo ao redor de um cristal de magnetita no seu limite com quartzo, radialmente e em duas gerações, a primeira maciça e a segunda intercrescida simplectiticamente com quartzo. As biotitas, no entanto, podem ser truncadas posteriormente por quartzo (foto IV.19), sendo este o último estágio de transformações observado nestas rochas.

Fotomicrografia IV.18- Biotita castanha crescendo radialmente às expensas de magnetita. Notar duas gerações de biotitas, uma interna, maciça, e outra externa, intercrescida simplectiticamente com quartzo. Amostra UB-106, nicóis cruzados, aumento 100X

Fotomicrografia IV.19- Biotitas castanhas truncadas por quartzo. Amostra UB-106, nicóis cruzados, aumento 100X

Zircão, apatita e os opacos são acessórios muito comuns.

O *zircão* está sempre presente em quantidades elevadas. Apresenta-se idiomórfico, com secção quadrada ou losangular, principalmente, ou como bastão. Formas irregulares ou arredondadas são mais raras, mas ocorrem.

A *apatita* idiomórfica também é muito comum, por vezes mais abundante que o *zircão*. Geralmente se apresenta sob a forma de bastões.

Os *opacos* não receberam a atenção devida neste trabalho. As poucas observações em secção polida revelaram apenas magnetita e ilmenita, freqüentemente um contendo lamelas de exsolução do outro.

A *allanita* ocorre apenas em algumas amostras. Apresenta coloração castanho escuro e caráter biaxial negativo, e causa halos pleocróicos em biotitas e anfibólios.

A *titanita* também é muito rara. Apresenta-se vermelha e na forma de navetes. O tamanho dos cristais, no entanto, é muito pequeno para permitir maior detalhamento.

O charnockito faz contato principalmente com um hornblenda-biotita granito.

Os hornblenda-biotita granitos (representados no mapa por Hbg) são rochas subequigranulares a porfíricas, de granulometria de média a grossa, com megacristais de feldspato alcalino e de quartzo da ordem de 10 mm. Apresenta uma cor rosada, mais comum, mas pode ser castanha ou acinzentada, tornando-se esbranquiçada com a alteração. Os granitos são leucocráticos a hololeucocráticos, e são sempre foliados. A foliação não constitui bandamento, apenas uma orientação dos minerais máficos constituintes, e não justificaria a denominação de gnaiss. Esta foliação é uma feição devida à deformação.

O hornblenda-biotita granito, ao microscópio, é muito semelhante ao charnockito. A principal diferença é a total ausência de clino- ou ortopiroxênio. Predominam, entre os máficos, biotita castanho-amarelada e hornblenda castanha.

Encontra-se no granito a hornblenda verde, em geral sofrendo sobrecrecimento de biotitas castanho-amareladas. Não foi observada biotita avermelhada.

Outra característica dos hornblenda-biotita granitos é o reordenamento da estrutura do feldspato potássico, passando de ortoclásio monoclinico para microclínio triclinico, com desenvolvimento da geminação em grade e exclusão das exsoluções de plagioclásio (foto IV.20). Como no caso das rochas charnockíticas, as exsoluções de plagioclásio podem se agrupar na borda ou dentro dos grão (foto IV.21), e geralmente se mostram com diferentes estágios de alteração para sericita. Por outro lado, as exsoluções de feldspato potássico nas antipertitas podem ter o mesmo comportamento, agrupando-se para formar grãos individualizados (foto IV. 22). São observados megacristais de quartzo, alongados na direção da foliação, prováveis porfiroblastos.

Fotomicrografia IV.20- Ortoclásio mesopertítico apresentando reordenamento da estrutura de monoclinica para triclinica (microclínio), evidenciada pela formação de geminação em grade, e expulsão das lamelas de exsolução de plagioclásio. Amostra PI-85, nicóis cruzados, aumento 100X

Fotomicrografia IV.21- Desenvolvimento de cristais de plagioclásio orientados a partir das exsoluções em feldspato potássico micropertítico. Amostra IA-244, nicóis cruzados, aumento 100X

Fotomicrografia IV.22- Plagioclásio com exsoluções de feldspato alcalino granulares.

Amostra IA-99, nicóis cruzados, aumento 100X

Nos outros aspectos, o hornblenda-biotita granito é extremamente semelhante ao charnockito, em escala microscópica.

É necessário dizer que o número de amostras deste granito é reduzido, por conta de elevado estágio de alteração da maioria dos afloramentos. Esta diferença em termos de afloramentos, em comparação com os charnockitos, é a ausência de pedreiras, no granito, responsáveis pela grande maioria das boas amostras obtidas.

A noroeste e a sudoeste o charnockito está em contato com gneisses diversos, não diferenciados, representados por Gn.

Um grande número de diques corta o charnockito, observáveis principalmente nos costões. Uma família de diques menos comuns é a dos granitóides verdes. São diques de hornblenda-piroxênio monzodiorito, onde o máfico predominante é o diopsídio ($\text{Wo}_{46}\text{En}_{38}\text{Fs}_{16}$), seguido de hiperstênio ($\text{Wo}_{01}\text{En}_{53}\text{Fs}_{46}$, configurando uma enstatita, usando nomenclatura oficial, Morimoto 1990) e hornblenda verde, com plagioclásio ripiforme, ortoclásio mesopertítico e quartzo. A granulação é fina, e a rocha não apresenta foliação nenhuma. O contato com os charnockitos é linear, e não causa nenhum distúrbio à rocha. Um contato observado com os granitos, no entanto, apresenta uma massa pegmatóide que se interpõe a eles, de quase um metro de espessura, com textura gráfica e cor rosada. Este

pegmatóide pode ter sido gerado por uma fusão mínima no granito, graças à maior temperatura do charnockito fino.

Outra família de diques a cortar o charnockito, esta muito comum em toda a área, são os granitos hololeucocráticos finos. Trata-se de um biotita granito maciço, não foliado, equigranular fino, que causa "decharnockitização" na encaixante (o ponto 185 é o melhor exemplo disso). Esta "decharnockitização" se caracteriza pela mudança de cor da rocha, de verde para rosado, num espaço de 20 cm, a partir do dique.

Por fim, uma grande quantidade de diques de diabásio e lamprófiro se encaixam no charnockito, com larguras que variam de alguns milímetros até dezenas de metros, apresentando disjunções colunares e bordas afaníticas resfriadas. Estes diques tem direção NE ou NW, aproveitam traços estruturais pré-existentes (com frequência observa-se fratura na continuação da direção do dique, e são paralelos aos lineamentos regionais) e são muito posteriores, supostamente relacionados à efusivas da Bacia do Paraná e à abertura do Atlântico, como evento maior. O mesmo acontece com alguns raros diques de rochas alcalinas félsicas (tentativamente chamados de traquitos).

Os depósitos recentes, de origem marinha, fluvial ou ambas, foram extraídas do mapa topográfico e das fotos aéreas. Recobrem as áreas planas do terreno, e são representadas por Qi no mapa.

IV.2 - RELAÇÕES DE CONTATO

Os contatos do charnockito com o hornblenda-biotita granito são, em geral, transicionais, e em alguns pontos foram considerados por falha, por conta de uma foliação intensa das rochas nas proximidades.

O charnockito faz contato com outros litotipos, nos seus limites noroeste e sudoeste. A noroeste, a rocha encontrada é um gnaiss muito bandado, com dobras intrafoliais, contendo biotita e granada, com *boudins* de anfibolito muito estirados. Apresenta ainda feldspatos ovalados e *ribbons* de quartzo. Provavelmente este gnaiss se encaixa no Grupo Embú, por analogia com o descrito por João Fernandes (1991) e pela proximidade geográfica; o contraste da tênue deformação apresentada pelas rochas charnockíticas com as várias fases descritas pela autora acima indica claramente que se trata da encaixante das primeiras. O charnockito observado nas proximidades também se mostra muito foliado, inclusive com *ribbons* de quartzo, mas não se observam cominuição dos grãos ou rotação de feldspatos. Esta foliação mais intensa nas proximidades do contato sugere um contato por falhamento.

A extremidade sudoeste do corpo maior faz contato com um gnaiss com espessas bandas hololeucocráticas de aspecto sacaroidal, com granadas e *boudins* anfibolíticos, injetado

por uma grande variedade de granitóides e quartzo anfibolitos. A deformação intensa que se constata neste gnaisse, assim como uma foliação mais pronunciada observada no charnockito nas proximidades, sugerem um contato por falha.

IV.3 - DEFORMAÇÃO

Os charnockitos, como já foi dito, apresentam-se, em geral, muito pouco foliados, sendo esta foliação marcada por paralelismo das máculas de minerais máficos. Nas regiões onde foram inferidas falhas, a partir de uma deformação mais intensa, nota-se uma diminuição da granulometria da matriz e estiramento e recristalização dos grãos de quartzo.

Ao microscópio, nota-se que os minerais máficos concentram-se em aglomerados, que são os discóides que dão a foliação da rocha. Nestes aglomerados, os minerais máficos não apresentam qualquer orientação, com biotitas e hornblendas recristalizando em direções variadas, e piroxênios igualmente sem direção preferencial de cristalização; não são observados grãos cominuídos ou recristalizados nas amostras, a não ser em alguns lugares específicos, nas proximidades de alguns contatos do charnockito. Como o principal mineral máfico é a hornblenda, já recristalizada, a consequência lógica seria supor uma origem metamórfica para esta foliação, mas a própria falta de orientação deste mineral se contrapõe a esta idéia. Resta a hipótese de que os próprios minerais primários que antecederam aos anfibólios tivessem uma disposição planar, e que a recristalização apenas herdou esta feição. É uma questão que deve ser respondida, ainda.

O número de medidas, principalmente de foliação, coletadas durante o trabalho de campo é bem restrito. Esta dificuldade de obter um número razoável de medidas advém da peculiaridade dos afloramentos, em costões, muito planos para que se obtenha um dado tridimensional confiável, ou em pedreiras, onde os blocos já são rolados (que perfazem a maioria dos afloramentos com controle de litologia, e obviamente não fornecem medida).

N = 40
Poles to Planes

Max. value counted: N = 40
10.9 times uniform Poles to Planes
at 160/79 Contours:
1 2 4 6 8 10

A média das medidas (calculada pelo programa Quickplot) é de 159/88.5, e atinge boa uniformidade a 95%. Isto equivale a uma direção da foliação média de N69E/subvertical, o que coaduna muito bem com a direção geral dos contatos e os lineamentos observáveis em fotos aéreas. Esta direção varia 20 a 30° para os dois lados, dando à foliação, e aos contatos, um aspecto "serpenteante" no mapa. O mergulho também varia, de 70° NW a 70° SE, mas tem uma tendência à verticalidade.

CAPÍTULO V- GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

O corpo granítico-charnockítico de Ubatuba apresenta um espectro composicional relativamente restrito, variando a sílica entre 64 e 78% (listagem das análises químicas no anexo III).

Os diagramas sílica *versus* óxidos (figura V.1) mostram um bom alinhamento dos pontos, com decréscimo dos teores de TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MnO , MgO , CaO e P_2O_5 com aumento de SiO_2 . Na_2O apresenta uma tendência de decréscimo, apesar de apresentar uma maior dispersão dos pontos; este comportamento deve refletir uma fonte empobrecida em sódio. Os valores de K_2O apresentam-se muito dispersos, com duas análises que plotam muito acima de uma possível tendência a incremento, mesmo que discreta, com aumento do teor de sílica. Pode ser devida à entrada posterior de K_2O na rocha, trazido pelos muito diques graníticos que cortam toda a área. A entrada de fluidos metassomatizando o charnockito também poderia explicar a dispersão observada na maioria dos diagramas. Pb e Rb aparentemente acompanham a tendência de grande dispersão do potássio, e Sr e Ba parecem acompanhar a tendência de decréscimo do sódio.

Os diagramas de distribuição para MgO e MnO , e, em menor escala, para $\text{FeO}(\text{t})$, podem indicar uma dualidade na distribuição destes elementos; no caso do MgO e MnO , no entanto, isto é muito mais fruto da escala expandida utilizável, dada a pequena variabilidade no teor destes elementos, do que da presença de dois *trends* distintos. A não variação da relação $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$, estável em 0.9 ± 0.05 , confirma esta interpretação.

Os outros elementos menores plotados (Zr, Zn, Ga, Th, Y e Nb) não apresentam relação definida.

Como o potássio e o sódio (em menor grau) e os elementos menores relacionados indicam uma mudança no quimismo, os diagramas de distribuição foram repetidos com TiO_2 no lugar de SiO_2 , já que a sílica também pode ser móvel (figura V.2). Como as tendências já observadas na série de diagramas anterior se confirmam, mas nada de novo acrescentam às observações anteriores, apenas os diagramas que podem contribuir à discussão são apresentados. O diagrama de $\text{FeO}(\text{t})$ *versus* TiO_2 apresenta um alinhamento muito bom, com pequena dispersão observada para MgO e MnO . Desta forma, acredita-se que existe apenas um *trend* para as amostras de Ubatuba, e a dispersão para MnO e MgO se deve à mesma razão arrolada anteriormente.

Todas as amostras analisadas inserem-se no campo dos granitos, no diagrama Anortita-Albita-Ortoclásio, com definição dos campos segundo O'Connor (1965, figura V.3).

Figura V.1- Diagramas SiO_2 versus óxidos das amostras de Ubatuba

Figura V.1- (continuação)

Figura V.2- Diagramas TiO_2 versus óxidos das amostras de Ubatuba

Figura V.3- Classificação das amostras de Ubatuba no diagrama de O'Connor (1965), utilizando dados normativos

O diagrama de Middlemost (1985) classifica as amostras como granitos (campo 6), com ortoclásio granitos (3) e raros quartzo sienitos (5) subordinados (figura V.4).

Figura V.4- Classificação das amostras de Ubatuba segundo diagrama de Middlemost (1985)

Também a classificação de Debon & Lefort (1983), utilizando os parâmetros Q *versus* P, classifica as rochas como granitos (campo 1), com adamelitos (granitos 3a, campo 2), quartzo sienitos (5) e quartzo monzonitos (6) subordinados (figura V.5).

Figura V.5- Classificação das amostras de Ubatuba pelos parâmetros QP segundo diagrama de Debon & Lefort (1983)

A composição normativa (CIPW) das amostras, calculada pelo programa NEWPET, plotadas no diagrama QAP adaptado para normas por Lemaitre (1989), indica uma concentração nos campos 3b (monzogranito) e, subordinadamente, 8* (quartzo monzonito) (figura V.6). A comparação das normas CIPW com as respectivas estimativas modais mostra uma grande coerência entre ambos, considerando que a norma não contempla hornblenda e biotita. Assim, levando-se em conta que a análise modal nestas rochas é muito difícil, a classificação baseou-se nesta norma, e as rochas são portanto classificadas como m-

charnockitos (campo 3) e m-quartzo mangeritos (campo 8*) subordinados, assumindo-se a classificação de Streckeisen (1974), e considerando-se a presença de ortopiroxênio. O prefixo m- decorre da predominância de mesperita na rocha, e segue a mesma orientação quanto à nomenclatura.

Figura V.6- Diagrama QAP mostrando a distribuição normativa das amostras de Ubatuba (Lemaitre 1989), com *trend* evolutivo da série cálcio-alcalina de alto K, segundo Lameyre & Bowden (1982)

A distribuição normativa CIPW, plotada no diagrama QAP ao invés da distribuição modal, coaduna melhor com uma evolução de série granitóide cálcico-alcalina de alto K, segundo Lameyre & Bowden (1982), representada apenas por seus termos mais diferenciados.

As rochas de Ubatuba são essencialmente metaluminosas, segundo o índice de Shand (figura V.7). Este caráter se reflete na total ausência de córindon normativo, na ausência de fases aluminosas (polimorfos de Al_2SiO_5 , granadas, etc), e possivelmente no baixo teor de Al nos ortopiroxênios.

Figura V.7- Índice de Shand das amostras de Ubatuba

Debon & Lefort (1983), através dos parâmetros multicatiônicos A $[Al-(K+Na+2Ca)]$ e B $(Fe+Mg+Ti)$, representados na figura V.8, inclui as amostras na sua série metaluminosa, setor IV (minerais fêmicos previstos: hornblenda, biotita, orto- e clinopiroxênio, epidoto e titanita), e define sua associação cafêmica que, segundo os autores, corresponde descritivamente às do tipo I de Chappell & White (1974, *In* Debon & Lefort 1983).

Figura V.8- Distribuição dos parâmetros multicatiônicos A e B calculados a partir das amostras de Ubatuba, segundo diagrama de Debon & Lefort (1983)

Apesar do teor muito baixo em minerais máficos das amostras de Ubatuba comprometer uma classificação que se baseie em minerais escuros, o gráfico QBF (figura V.9) de Debon & Lefort (1983), associado aos QP (figura V.10), mostra uma associação cafêmica de tipo subalcalino (ou monzonítico) claro potássico.

Figura V.9- Distribuição dos parâmetros multicatiônicos Q, B e F calculados a partir das amostras de Ubatuba, segundo diagrama de Debon & Lefort (1983)

Figura V.10- Distribuição dos parâmetros multicatiônicos Q e P calculados a partir das amostras de Ubatuba, segundo diagrama de Debon & Lefort (1983)

A distribuição dos elementos traços Ba, Rb e Sr no diagrama triangular de El Bouseily & El Sokkary (1975) (figura V.12) mostra uma grande concentração no campo dos "granitos normais", coincidente com o campo dos granitos de baixo cálcio de Turekian & Wedepohl (1961, *In* El Bouseily & El Sokkary 1975), com alguns pontos invadindo o campo dos granitos fortemente diferenciados, representando termos mais ricos em Rb. Apesar de inseridos no campo dos granitos "normais", alguns pontos localizam-se no limite com o campo dos granitos "anômalos", que os autores consideram como resultantes de ação metassomática.

Figura V.11- Distribuição dos elementos Ba, Rb e Sr com interpretações genéticas de El Bouseily & El Sokkary (1975)

Com a finalidade de se determinar o ambiente tectônico de formação do charnockito a partir de suas características geoquímicas, foram utilizados diversos diagramas geotectônicos.

O lançamento das análises no diagrama tectônico R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985) mostra um *trend* de fusão parcial equilibrada típico de ambiente tardi-orogênico (figura V.11).

Figura V.12- Distribuição dos parâmetros multicatiônicos R1 e R2 calculados a partir das amostras de Ubatuba, com interpretações de ambientes tectônicos de Batchelor & Bowden (1985)

Utilizando-se a relação Rb *versus* Sr para estimativa da espessura da crosta por ocasião da formação do granitóide, seguindo idéia de Condie (1973), obtém-se valores da ordem de trinta km (figura V.13), compatível com uma pressão de 7.5 kb, considerando-se que quatro quilômetros de espessura de crosta são necessários para cada kb de pressão.

Figura V.13- Distribuição logarítmica de Rb e Sr das amostras de Ubatuba, em gráfico de Condie (1973)

A distribuição dos elementos traços (+ potássio), normalizados pelo granito de cordilheira oceânica (ORG), está reproduzida na figura V.14. O *trend* de Pearce *et al.* (1984) que mais se aproxima desta distribuição é o de granitos intra-placa de litosfera continental afinada, onde se destaca o significativo enriquecimento de Rb e Th em relação a Nb, a

ausência de anomalia negativa de Ba e o gradiente suave de Nb até Y. Esta característica é considerada como herdada da crosta, e este tipo, portanto, descrito como "dominado pela crosta". Os diagramas SiO_2 versus Rb, Y e Nb (figuras V.15, V.16 e V.17, respectivamente), no entanto, não permitem classificação, deixando abertas as possibilidades granito de arco vulcânico (VAG), colisionais (COLG) e intra-placa (WPG), e eliminando apenas os granitos de cordilheiras oceânicas (ORG). Segundo os autores, esta sobreposição é possível para granitos intra-placa de litosfera afinada.

Figura V.14- Distribuição dos elementos traços e potássio de Ubatuba normalizados pelo granito de cadeia oceânica de Pearce *et al.* (1984)

Figura V.15- Distribuição de SiO_2 versus Rb, com divisão dos campos segundo Pearce *et al.* (1984)

Figura V.16- Distribuição de SiO₂ *versus* Y, com divisão dos campos segundo Pearce *et al.* (1984)

Figura V.17- Distribuição de SiO₂ *versus* Nb, com divisão dos campos segundo Pearce *et al.* (1984)

Os diagramas Rb-Y+Nb e Nb-Y (figuras V.18 e V.19) tampouco esclarecem o ambiente de origem destes granitos, permitindo as mesmas possibilidades que os diagramas contra sílica. Duas explicações arroladas por Pearce *et al.* (1985) vêm de encontro às dificuldades: primeiramente, a possibilidade de se tratar de um granito tardi- a pós-tectônico, cujo campo não pode ser definido nestes diagramas, pois estes se baseiam numa fonte conhecida para o magma, crustal ou mantélica, e os granitos tardi- a pós-tectônicos podem ter fontes diversas. A outra é a possibilidade de metassomatismo deslocar o campo no sentido do incremento dos teores de Y, Rb e Nb. A conjunção destes dois fatores pode explicar porque estes elementos traços não permitem interpretação tectônica dos charnockitos de Ubatuba.

Figura V.18- Distribuição de Rb *versus* Y+Nb das amostras de Ubatuba, segundo gráfico de Pearce *et al.* (1985)

Figura V.19- Distribuição de Nb *versus* Y das amostras de Ubatuba, segundo gráfico de Pearce *et al.* (1985)

Outro sistema classificatório muito utilizado para granitóides e que não permitiu a classificação destes é o de Maniar & Piccoli (1989). Os diagramas SiO_2 *versus* K_2O , Al_2O_3 e $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ limitaram a escolha a granitóides relacionados a *Rifts* (RRG) e de soerguimento epirogenético continental (CEUG) (figuras V.20, V.21 e V.22, respectivamente). Os diagramas subsequentes, derivados do diagrama AFM e ACF, respectivamente figuras V.23 e V.24, no entanto, não permitem nenhuma destas opções. (As outras siglas significam: IAG: granitóides de arcos de ilha, CAG: granitóides de arco continental, CCG: granitóides de colisão continental, POG: granitóides pós-orogênicos, OP: plagiogranitos oceânicos). A razão mais óbvia para isto é que os autores não contemplaram granitóides formados no ambiente que originou os de Ubatuba. A figura 1 do trabalho de Maniar & Piccoli (1989), que plota os tipos litológicos representativos de cada um dos ambientes que contemplaram no diagrama QAP, não define nenhum campo que combina com o *trend* de Ubatuba.

Figura V.20- Diagrama SiO_2 - K_2O das amostras de Ubatuba com limites de Maniar & Piccoli (1989)

Figura V.21- Diagrama SiO_2 - Al_2O_3 das amostras de Ubatuba com limites de Maniar & Piccoli (1989)

Figura V.22- Diagrama SiO_2 - $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ das amostras de Ubatuba com limites de Maniar & Piccoli (1989)

Figura V.23- Diagrama MgO-FeO*, derivado do diagrama AFM, das amostras de Ubatuba com limites de Maniar & Piccoli (1989)

Figura V.24- Diagrama MgO+FeO*-CaO, derivado do diagrama ACF, das amostras de Ubatuba com limites de Maniar & Piccoli (1989)

Figura V.25- Figura 1 de Maniar & Piccoli (1989), representando os diferentes tipos de granitóides constantes de seu estudo representados em diagrama QAP. Comparar com a distribuição do charnockito de Ubatuba da figura V.6

CAPÍTULO VI - GEOTERMOBAROMETRIA

VI.1 - INCLUSÕES FLÚIDAS

VI.1a - Resultados

As aproximadamente 200 inclusões analisadas neste estudo são de CO_2 bastante puro ($T_{f\text{CO}_2}$ entre -56.6 e -57.1°C) de baixa densidade, com $T_{h\text{CO}_2}$ acima de 20°C , portanto densidades inferiores a 0.8g/cm^3 , nitidamente secundárias, dispostas em trilhas que freqüentemente não ultrapassam o limite dos grãos (são, portanto, pseudosecundárias) e com forma de cristais negativos mais ou menos bem desenvolvida. O estudo mais detalhado destas inclusões pode fornecer informações sobre a história de soerguimento do charnockito, e deverá receber a devida atenção futuramente.

A benvinda excessão é representada por cinco inclusões, de densidade mais alta, que possivelmente registram condições próximas às obtidas para P e T por outros métodos, e que supostamente se aproximam daquelas em que o litotipo cristalizou. Uma destas inclusões hospeda-se em zircão idiomórfico (ponto UB-106) e não sofre modificação até o limite do equipamento (-180°C), portanto sem valor para este estudo; supõe-se que seja composta por N_2 , N_2+CO_2 ou N_2+CH_4 . Três inclusões, numa mesma amostra (UB-52) da porção central do corpo charnockítico, apresentam $T_{h\text{CO}_2}$ de -18.7 , -18.9 e -22.6°C , representando densidade entre 1.00 e 1.03 g/cm^3 (figura VI.1).

Figura VI.1- Diagrama de fases do CO_2 , mostrando isócoras correspondentes às $T_{h\text{CO}_2}$ de inclusões supostamente primárias de Ubatuba. Diagrama de Roedder (1984)

Por fim, uma única inclusão superdensa, isolada, muito escura e de contorno irregular foi encontrada na amostra PI-192 pelo Dr. K. Fuzikawa (CDTN/CNEN, Belo Horizonte, MG), que a identificou como de CO_2 . Seu conteúdo solidificou-se a -103.1°C , passando por fase

aquosa instantes antes ($\sim 100^\circ\text{C}$). Esta trajetória de mudança de fase metaestável atribui-lhe densidade de aproximadamente 1.27 g/cm^3 (figura VI.2).

Figura VI.2- Diagrama de fases de transformações meta-estáveis de CO_2 de alta densidade, mostrando isócora correspondente à inclusão de alta densidade encontrada em Ubatuba.
Extrapolado de Roedder (1984)

VI.1b - Discussão e conclusões

As isócoras de 1.00 e 1.03 g/cm^3 definem a área no diagrama P-T assinalado na figura VI.3, enquanto que a inclusão de 1.27 g/cm^3 define a isócora isolada representada na mesma figura. Como não há, regionalmente, nenhuma evidência de condições de alta pressão com baixas temperaturas, supõe-se que o grão de quartzo seja herdado de condições de pressão mais elevadas, durante a ascensão do magma. Não se explica, em princípio, como a inclusão sobreviveu à ascensão sem decrepitar, nem este grão de quartzo apresenta qualquer diferença em relação aos outros grãos.

Figura VL3- Faixa de pressão e temperatura na qual o líquido contido em inclusões supostamente primárias de Ubatuba foi aprisionado, assim como de inclusão de CO₂ superdenso. Diagrama de Roedder (1984)

As isócoras deduzidas das Th, apesar de refletirem apenas três medições, foram consideradas dados confiáveis para a tentativa de elucidar as condições de cristalização do corpo, dentro das óbvias limitações do método, uma vez que as medidas são visuais, tendo muito pouca limitação instrumental, e revelam um fluido realmente aprisionado naquelas condições. Isto posto, e observando-se que a faixa definida pela microtermometria é coerente com o que se espera, considera-se o campo isocórico assim delimitado como uma faixa de maior confiabilidade, na acareação com faixas definidas por outros métodos.

Outras duas conclusões são possíveis a partir da observação das inclusões fluidas: a primeira diz respeito à natureza do fluido presente na cristalização do charnockito, já que todas as inclusões apresentam uma temperatura de fusão muito próxima a -56.6°C, o que permite dizer que o fluido presente é CO₂ bastante puro. Apesar da grande quantidade de inclusões secundárias, as primárias são extremamente raras, o que pode levar à especulação que o charnockito se formou num ambiente pobre em água, mas também pobre em qualquer fluido. Como corolário, especula-se que a $P_{\text{fluidos}} (=P_{\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2}) \lll P_{\text{total}}$, ou seja, a rocha é seca.

VI.2 - QUIMISMO MINERAL

As análises químicas pontuais estão reproduzidas nos anexos IV a VIII, assim como as composições moleculares dos minerais, calculadas para base de 8 oxigênios (feldspatos), 6 oxigênios (piroxênios) e 23 oxigênios (hornblenda). Todos os cálculos são baseados nestes dados.

Quanto à composição destes minerais, observa-se que :

-o ortopiroxênio é muito rico em ferro, com Fs:En da ordem de 5:1, e se classifica como uma ferrossilita (Morimoto 1990);

-o clinopiroxênio tem composição no limite dos campos hedenbergita-augita, também muito rica em ferro (Morimoto 1990);

-os anfibólios são hornblendas ferro-edeníticas ou hastingsíticas, respectivamente considerando FeO máximo e intermediário entre FeO e Fe_2O_3 máximos, seguindo as recomendações quanto à nomenclatura de Leake (1978);

-os feldspatos alcalinos apresentam, predominantemente, a molécula ortoclásio, mas duas amostras, as duas que são mais favoráveis à aplicação para termometria, tem alta X_{Ab} , no caso do ponto 73b maior do que a X_{Or} . A presença de feldspatos com alto teor em albita entre ortoclásios muito mais puros deve representar feldspatos não-desmisturados, possivelmente mantendo sua composição original, enquanto que os outros, com composições próximas à do termo puro, já são desmisturados;

-todos os plagioclásios analisados são oligoclásios, com X_{Ab} entre 0.76 e 0.87.

VI.2.a - Equilíbrio quartzo-faialita-ortoferrossilita

A tabela VI.1 resume a composição de oito ortopiroxênios analisados por dispersão de energia. Apenas se difere do anexo IV pela inclusão da molécula de rodonita (Rh), necessária para efetuar correções no método de Bohlen & Boettcher (1981).

	28b	30b	44b	68b	77b	80b	81b	84b
Fs	81.0	81.1	81.6	79.4	79.2	79.7	80.0	79.5
En	14.6	14.5	14.3	16.4	16.7	16.6	15.9	16.3
Rh	2.1	2.2	2.3	2.0	2.3	2.1	2.1	2.2
Wo	2.3	2.2	1.8	2.2	1.8	1.6	2.0	2.0
Fs	84.7	84.8	85.1	82.9	82.6	82.8	83.4	83.0
En	15.3	15.2	14.9	17.1	17.4	17.2	16.6	17.0

Tabela VI.1- Composição dos ortopiroxênios de Ubatuba, considerando os componentes ferrossilita, enstatita, rodonita e wollastonita

A faixa de estabilidade mínima da ferrossilita é dada pela figura VI.4, representada sobre um diagrama P-T. Para pressões menores do que o representado, seria estável a paragênese quartzo+faialita, no lugar da ferrossilita. A pressão poderia ser maior do que o representado, portanto a faixa de estabilidade acima do disposto, mas, como enfatizado na descrição da metodologia, a observação de faialita+quartzo por Coutinho (comunicação verbal) numa amostra do charnockito de Ubatuba, à beira da BR-116, em local indeterminado leva a crer em condições muito próximas ao equilíbrio.

Figura VI.4- Faixa de estabilidade da ortoferrossilita de Ubatuba, considerando equilíbrio com quartzo e faialita, em função de pressão e temperatura. Diagrama de Bohlen & Boettcher (1981)

Da mesma forma que os dados obtidos pela microtermometria, o campo definido pelo equilíbrio ferrossilita $\leftrightarrow$ faialita+quartzo também é considerado confiável, primeiro porque as determinações da composição dos piroxênios foram, na medida do possível, corroboradas pelas observações em microscópio, segundo porque não existe a necessidade de paragênese em equilíbrio, que não se observa em Ubatuba, e terceiro porque as condições ideais quanto à composição dos piroxênios são satisfeitas, com $Fs+En>0.95$ e $En<0.2$. Por fim, o método se

baseia no mineral que define o litotipo, sendo portanto o mineral mais importante da sua assembléia mineralógica.

A intersecção dos campos definidos pela microtermometria e pela estabilidade do opx, pela maior confiabilidade dos dados utilizados para defini-los, será considerada a área mais provável de conter as reais condições de formação do corpo mangerítico-charnockítico de Ubatuba, e o diagrama com este campo será utilizado como fundo para serem plotados os resultados obtidos com outros métodos.

VI.2b - Ortopiroxênio-Clinopiroxênio

A tabela VI.2 mostra a temperatura calculada para os pares opx-cpx pelos métodos de Wood & Banno (1973), Wells (1976), Kretz (1982, através do K_D) e Powell (1978), e a tabela VI.3 mostra as temperaturas calculadas para clinopiroxênios e ortopiroxênios pelo método gráfico de Lindsley (1983) e para clinopiroxênios pelo método de Kretz (1982). Apenas o método de Powell (1978) é susceptível a variações de pressão, e as temperaturas apresentadas na tabela referem-se a $P=6\text{ kb}$. A temperatura sobe aproximadamente 17°C/kb .

Par	T(W&B,73)	T(Wells,76)	T(Kretz,KD)	T(Pow,78)
65b-68b	791,09	824,32	866,45	939,97
67b-68b	832,21	886,12	866,45	971,35
28b-29b	812,94	852,87	872,21	965,73
30b-29b	812,82	852,45	872,54	949,36
44b-50b	818,11	859,65	873,51	901,13

Tabela VI.2- Temperaturas ($^\circ\text{C}$) calculadas para cinco pares orto- clinopiroxênio de Ubatuba, pelos métodos de Wood & Banno (1973), Wells (1976), Kretz (1982, versão K_D) e Powell (1978)

A observação das temperaturas calculadas a partir de pares opx-cpx logo ressalta a razoável coerência dos resultados obtidos, aplicando-se o mesmo método, com os cinco pares utilizados, provenientes de duas amostras distantes por volta de cinco km uma da outra. As temperaturas de Wells ($\sim 850^\circ\text{C}$) apresentam razoável superposição com as de Kretz (K_D), em média 15°C mais altas, e com Wood & Banno, por volta de 40°C mais baixas. Aquelas obtidas por Powell localizam-se aproximadamente 100°C acima.

Ponto	T(Kretz,cpx)	T(Lind,cpx)	T(Lind,opx)
28b	-	-	630
29b	639,1	680	-
30b	-	-	600
40b	593,6	660	-
41b	521,6	575	-
44b	-	-	550
50b	603,8	640	-
65b	630,2	580	-
67b	649,0	670	-
68b	-	-	600
77b	-	-	570
80b	-	-	550
84b	-	-	600

Tabela VI.3- Temperaturas (°C) calculadas para orto- e clinopiroxênios de Ubatuba, pelos métodos de Kretz (1982, versão clinopiroxênio) e Lindsley (1983, versões orto- e clinopiroxênio)

As temperaturas calculadas por minerais isolados já não apresentam a mesma coerência observada para os pares, com dispersão bem maior. Mesmo assim, as médias calculadas para cada método são próximas entre si, convergindo para ~600°C. Esta temperatura é por volta de 250°C menor do que a média estimada por Wells, Wood & Banno e Kretz (K_D).

VI.2c - Anfibólio-Plagioclásio

O par anfibólio-plagioclásio já foi dimensionado para ser utilizado tanto como geotermômetro quanto geobarômetro.

As temperaturas calculadas pelo método de Blundy & Holland (1990) para os cinco pares analisados (tabela VI.4), provenientes de três amostras localizadas no centro (2) e na porção norte do corpo (1), mostram uma boa homogeneidade interna dos resultados, em torno de 880°C (para $P = 6\text{kb}$). A temperatura decresce aproximadamente 15°C/kb, portanto a diferença na temperatura calculada para variações pequenas de pressão, da ordem de 1 ou 2 kb, é pequena. Por outro lado, deu-se preferência à utilização gráfica da T em função da P, e neste caso não é necessário estimar nada. Praticamente inexistem diferenças entre

temperaturas obtidas a partir de anfibólios com FeO máximo (série "A") ou intermediário entre FeO e Fe₂O₃ máximos (série "C").

Par	T(B&H,90)	P(H&Z,86)	P(Holl,87)	P(J&R,88)	P(Fer,90)
14b-15bA	855,19	4,4	4,6	3,5	6,0
14b-15bC	864,67	4,3	4,5	3,5	6,0
23b-27bA	863,49	4,4	4,6	3,6	6,2
23b-27bC	876,12	4,4	4,5	3,5	6,2
55b-57bA	902,37	5,3	5,6	4,3	6,3
55b-57bC	895,68	5,2	5,5	4,2	6,2
60b-61bA	891,08	5,1	5,4	4,2	6,3
60b-61bC	905,97	5,0	5,3	4,1	6,3
74b-75bA	857,25	4,6	4,8	3,7	5,9
74b-75bC	873,48	4,5	4,7	3,6	5,9

Tabela VI.4- Temperaturas (°C) calculadas pelos equilíbrios hornblenda-plagioclásio pelo método de Blundy & Holland (1990), e pressões (kb) calculadas pelos métodos de Hammarstrom & Zen (1986), Hollister *et al.* (1987), Johnson & Rutherford (1988) e Fershtater (1990)

Como geobarômetro, o conteúdo de Al^T em anfibólios também demonstrou grande homogeneidade interna para os três métodos testados, de Hammarstrom & Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) e Johnson & Rutherford (1988). A metodologia de Hammarstrom & Zen (1986) acusou uma média de 4.8kb, com dispersão de ± 0.5 , coincidente com os resultados do método de Hollister *et al.* (1987). Já os resultados do terceiro método forneceram uma pressão média de 3.8kb, bem abaixo dos outros dois. Considerando que os autores do primeiro método advogam uma precisão de ± 3 kb, do segundo ± 1 kb e do último citado ± 0.5 kb, os resultados todos são coerentes em torno de 4-4.5kb, sem nenhuma pretensão de serem precisos.

O geobarômetro de Fershtater (1990), por sua vez, forneceu pressões entre 5.9 e 6.3kb.

VI.2d - Plagioclásio-Feldspato Alcalino

Apenas um par ortoclásio-plagioclásio pode ser aproveitado, dentre todos os analisados. Todos os outros apresentavam composição próxima à do termo puro, o que indica

desmistura, ou nítidos problemas analíticos. A tabela VI.5 indica as temperaturas calculadas por quatro diferentes métodos.

As temperaturas obtida por Fuhrman & Lindsley (1986) referem-se às temperaturas obtidas a partir da fração de albita, no caso as temperaturas mais altas, com maior diferença entre T_{Ab} , T_{An} e T_{Or} inferior a 500°C, e o caso se encaixa na possibilidade iii discutida na metodologia.

Par	T(Stor,75)	T(F&L,86)	T(Has,83)	T(Pri,85)
72b-73b	791,83	890,96	726,31	703,53

Tabela VI.5- Temperaturas (°C) obtidas a partir de par plagioclásio-feldspato alcalino de Ubatuba, pelos métodos de Stormer (1975), Fuhrman & Lindsley (1986), Hasselton *et al.* (1983) e Price (1985)

Os diferentes métodos, aplicados a um mesmo par, geraram resultados muito discrepantes; nesta situação é difícil definir se o problema é do método ou das análises, e esta discussão não tem muito sentido.

VI.3 - INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados apresentados acima podem ser visualizados de maneira mais clara quando plotados no gráfico P-T. Como já foi dito, a intersecção das faixas definidas pela microtermometria e estabilidade do opx é usada como área de referência, com maior probabilidade de realmente conter as condições de formação do charnockito.

As figuras VI.5, VI.6 e VI.7 mostram estas faixas. Observa-se, imediatamente, a boa concordância de parte dos geotermômetros com a área de referência, corroborando as premissas anteriores quanto à maior confiabilidade dos dados microtermométricos e de composição do ortopiroxênio.

Figura VI.5- Faixas de pressão e temperatura calculadas para o charnockito de Ubatuba a partir de pares orto- clinopiroxênio por diferentes métodos e de pressões calculadas a partir de Al em hornblendas/hornblendas-plagioclásios; a área hachurada refere-se à intersecção das faixas obtidas por microtermometria e estabilidade da ortoferrossilita

O método de Wood & Banno (1973), que fornece temperaturas na faixa 791 a 832°C, tangencia a área a 830°C e 6.5kb, enquanto que pelo método de Wells (1976) obtém-se uma boa superposição com a área definida, de 824 a 886°C, implicando em pressões entre 6.5 e 7kb. Os resultados obtidos por Powell (1978), por outro lado, fornecem temperaturas e pressões bem mais elevadas, com intersecção entre 900 e 1000°C e 6.8 e 7.7kb.

Figura VI.6- Faixas de pressão e temperatura calculadas para o charnockito de Ubatuba a partir de pares hornblenda-plagioclásio e plagioclásio-feldspato alcalino por diferentes métodos; a área hachurada refere-se à intersecção das faixas obtidas por microtermometria e estabilidade da ortoferrossilita

O geotermômetro hornblenda-plagioclásio de Blundy & Holland (1990) também define retas que intersectam a área na mesma região, definindo temperaturas e pressões de, respectivamente, 840-890°C e 6.5-7.2kb. Os geotermômetros plagioclásio-feldspato alcalino de Stormer (1975), Haselton *et al.* (1983) e Price (1985) não intersectam a área hachurada, indicando temperaturas mais baixas, mas o de Fuhrman & Lindsley (1986) cruza a intersecção em 890-900°C e 6.8-7.2 kb.

Figura VI.7- Faixas de temperatura calculadas para o charnockito de Ubatuba a partir de orto- e clinopiroxênios por diferentes métodos; a área hachurada refere-se à intersecção das faixas obtidas por microtermometria e estabilidade da ortoferrossilita

Os geotermômetros gráficos de Lindsley (1983) e o de Kretz (1982) baseado na curva do *solvus* do clinopiroxênio dão temperaturas muito inferiores, entre 520 e 680°C. Como as análises são as mesmas utilizadas em todos os métodos, esta discrepância deve ser devida à própria metodologia. Este geotermômetro de Kretz (1982) baseia-se na reação de transferência, que opera mudanças na relação $\text{Ca}:(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})$ no clinopiroxênio, enquanto que o seu outro geotermômetro (K_D) baseia-se na reação de troca, que muda a relação $\text{Mg}:\text{Fe}^{2+}$. Analisando-se os resultados calculados por estes dois geotermômetros, a partir do mesmo conjunto de análises, conclui-se que a reação de transferência é muito mais susceptível a

reequilíbrios do que a de troca, ou seja, o cálcio tem maior mobilidade do que ferro e magnésio.

Os resultados discrepantes obtidos com os geotermômetros gráficos de Lindsley (1983) podem ser explicados, ao menos em parte, pela péssima precisão que seus diagramas permitem, notadamente nas regiões extremas da hedenbergita e da ferrossilita, onde as curvas isotérmicas tem traçado paralelo à linha enstatita-ferrossilita, portanto dependem exclusivamente da molécula wollastonita. A diferença com relação ao obtido por outros métodos, no entanto, é grande demais para ser devida somente à precisão possível no diagrama. Como a temperatura é diretamente dependente da molécula wollastonita, ou seja, do cálcio tanto do orto- quanto do clinopiroxênio, a conclusão a que se chegou em relação aos termômetros de Kretz (1982) poderia ser aplicada também neste caso; um decréscimo no teor de cálcio no ortopiroxênio ou seu acréscimo no clinopiroxênio tem o efeito de diminuir a temperatura calculada por ambos os métodos. A conclusão a que se chega como corolário desta discussão é a que o Fe e o Mg são mais refratários a reequilíbrios, ou, seguindo a linha de Kretz (1982), a reação de troca acontece em menor grau, ou com cinética mais lenta, do que a de transferência, e isto permite que os outros métodos, baseados na relação Fe-Mg, forneçam temperaturas coerentemente mais elevadas.

Os geotermômetros plagioclásio-feldspato alcalino não apresentam resultados confiáveis, como já era de se esperar, dada a baixa qualidade das análises ou fenômenos de desmistura. O par 72b-73b fornece temperaturas muito baixas, 700-720°C, pelos métodos de Stormer (1975), Haselton *et al.* (1983) e Price (1985).

Já a reta definida pela metodologia de Fuhrman & Lindsley (1986) intercepta perfeitamente à área de referência, com temperaturas de 890°C e pressão de 7.2kb. Este resultado coerente, calculado a partir das mesmas análises utilizadas para os cálculos anteriores, aparentemente representa um enigma, já que pelos cálculos dos outros métodos as temperaturas eram muito baixas, e as análises tipificadas como de feldspatos desmisturados. A metodologia de Fuhrman & Lindsley (1986), no entanto, prevê este tipo de situação, recomendando a utilização apenas das temperaturas calculadas a partir da albita, mais estável, já que o termômetro é muito sensível à pequenas variações no teor de anortita no feldspato alcalino e ortoclásio no plagioclásio.

Diferente de parte dos geotermômetros, os barômetros não produziram resultados satisfatórios.

O melhor resultado provém do geobarômetro gráfico de Fershtater (1990), entre 5.9 e 6.3kb, apenas pouco inferior ao mínimo obtido pela intersecção da microtermometria com estabilidade do opx.

Os barômetros que utilizam Al^T para estimar a pressão, de Hammarstrom & Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) e Johnson & Rutherford (1988) produziram pressões muito abaixo do esperado. Blundy & Holland (1990) já haviam demonstrado a fragilidade do método, e, no caso específico de Ubatuba, é necessário ressaltar que nem todos os requisitos para a aplicação do método foram satisfeitos. Tanto Hammarstrom & Zen (1986) quanto Johnson & Rutherford (1988) exigem titanita na paragênese, não encontrada, e os últimos ainda ressaltam a necessidade de composição tonalítica a granodiorítica, quando é granítica a quartzo monzonítica.

À luz do que foi discutido neste item, adota-se como temperatura e pressão de cristalização do corpo charnockítico-mangerítico de Ubatuba a faixa de 820 a 900°C e 6.5 a 7.4kb.

A delimitação da faixa de erro assumido para cada método nos gráficos P-T teoricamente daria uma noção mais confiável de uma temperatura ou pressão, mas na prática simplesmente estenderia para dentro da faixa assumida para o corpo outros cálculos muito próximos que atualmente ficaram de fora, como os de Wood & Banno e Fershtater. Como a área definida por cada método já compreende vários cálculos (à excessão dos feldspatos), optou-se por não representar os erros intrínsecos ao método, provavelmente menores do que a dispersão de fato obtida. Desta forma, poder-se-ia descrever a temperatura de formação do corpo como $850 \pm 50^\circ\text{C}$, e a pressão como $7.0 \pm 0.5\text{kb}$.

CAPÍTULO VII - CONCLUSÕES

Foram mapeadas seis lentes de charnockito em Ubatuba, alongadas no sentido ENE-WSW, a maior aflorando em aproximadamente 250 km², as outras consideravelmente menores. É bem possível que existam outras, não detectadas, ou que alguma das lentes seja, na realidade, a junção de duas ou mais, que não puderam ser individualizadas por ausência de afloramento de litologia diferente.

O charnockito apresenta-se como uma rocha de coloração verde escura, leuco- a hololeucocrática, maciça e homogênea, equigranular a porfírica de matriz média a grossa. Geralmente não é foliado, ou apresenta foliação discreta. Mineralogicamente, é composto por ortoclásio micro- e mesopertítico, plagioclásio (oligoclásio) por vezes antipertítico, quartzo, ortoferrossilita, ferrohastingsita, podendo conter ainda hedenbergita e biotita. Zircão, apatita e opacos (magnetita e ilmenita) são acessórios abundantes, e titanita e allanita são muito raros. A paragénesse original deve ter sido constituída por ortoclásio mesopertítico + plagioclásio antipertítico + quartzo + ortoferrossilita ± hedenbergita + acessórios. Esta assembléia mineralógica sofreu modificações, com a transformação do ortopiroxênio em hornblenda e quartzo+magnetita ou biotita, migração das exsoluções de plagioclásio dos ortoclásios mesopertíticos, formando grãos individualizados, reação de magnetita e quartzo gerando biotita e mobilização de quartzo, observáveis. Não foi possível estimar a real dimensão destas transformações, mas hornblendas, biotitas, plagioclásios sem exsoluções, assim como parte do quartzo e opacos presentes poderiam, num caso extremo, ter sido gerados a partir da transformação da paragénesse primária. Como minerais de alteração formaram-se sericita, carbonato, epidoto, clorita e um filossilicato alaranjado, que comumente se forma às expensas dos piroxênios. A proporção entre os minerais félsicos (utilizando-se norma CIPW ao invés de análise modal) indica uma concentração no campo dos granitos 3b, com algumas amostras no campo 8*. Segundo Streckeisen (1974), a rocha seria então um *m*-charnockito, com *m*-quartzo mangeritos subordinados.

O charnockito faz contato principalmente com um hornblenda-biotita granito. Os contatos foram considerados transicionais na maioria dos casos. Os hornblenda-biotita granitos são muito semelhantes aos charnockitos, mas não apresentam piroxênios, seus feldspatos em grande parte perderam o caráter meso- e antipertítico pelo agrupamento das suas exsoluções, formando grãos individualizados, e a estrutura monoclinica do ortoclásio sofre uma reordenação para triclinica do microclínio. Além disto, apresenta porfiroblastos de quartzo, e uma foliação mais desenvolvida. A título de especulação, os hornblenda-biotita granitos poderiam se originar a partir da recristalização do charnockito por deformação, na presença de água. O teste desta hipótese esbarra na escassez de boas amostras do granito,

para comparação de quimismo, inclusões e composição mineral, e de afloramentos bons do contato, mas deve ser perseguido.

A composição química do charnockito fornece *trends* únicos para os elementos maiores, com tendências de decréscimo para todos eles, à exceção do potássio, que apresenta um leve incremento. O decréscimo do sódio deve ser devido à fonte empobrecida neste elemento. Tanto potássio quanto sódio se caracterizam por uma dispersão maior dos valores, que poderia indicar uma perturbação do sistema pela introdução destes elementos.

O diagrama de Batchelor & Bowden (1985) fornece uma evolução típica de fusão parcial equilibrada em ambiente tardi-orogênico. Os outros sistemas classificatórios (Pearce *et al.* 1989, Maniar & Piccoli, 1989) não permitem nenhuma classificação, possivelmente porque os autores não contemplaram um ambiente tardi-orogênico em seu sistema; Pearce *et al.* (1989) ainda arrolam a possibilidade de metassomatismo para explicar deficiências em seu sistema.

O estudo das inclusões fluidas e do quimismo mineral permitem estimar as condições de cristalização da paragênese primária em $850 \pm 50^\circ\text{C}$ e $7.0 \pm 0.5\text{kb}$, correspondendo a uma profundidade de aproximadamente 25 km e a um gradiente geotérmico de 34°C/km . Esta profundidade coaduna com o obtido graficamente pelo diagrama Rb-Sr de Condie (1973). As inclusões ainda sugerem uma $P_{\text{fluidos}} \ll P_{\text{total}}$ com CO_2 muito puro como fluido, durante a cristalização. As inclusões pseudo-secundárias e secundárias, muito abundantes e principalmente de CO_2 , mas também com água, indicam abundância em fluidos numa fase posterior à cristalização.

Os geotermômetros baseados no equilíbrio plagioclásio-feldspato alcalino e os geobarômetros que se baseiam no anfibólio forneceram valores mais baixos de P e T. À parte das próprias limitações impostas para vários destes métodos, esta discrepância vêm de encontro à observação de que os feldspatos sofreram rearranjos na sua composição, e que os anfibólios são secundários. O fato do método do Blundy & Holland (1990) ter apresentado valores coerentes poderia até significar que o anfibólio foi formado em condições de P e T ainda similares às da colocação do magma, mas não há como sustentar tal idéia.

As características petrográficas das rochas charnockíticas e seu quimismo vem se somar às observações de Gasparini & Mantovani (1979) e Wernick *et al.* (1987) sobre uma origem magmática para estas rochas, também defendida por Freitas (1976), mesmo que não tenha sido reconhecida uma "gnaissificação superimposta a uma estrutura fluidal original". Definitivamente, nenhuma evidência que sustente a idéia de Silva *et al.* (1977) a respeito de metamorfismo regional fácies granulito, migmatização, remigmatização e feldspatização, posteriores à sua intrusão, foi encontrada.

Mesmo que as relações de contato não sejam claras, o contraste entre a débil deformação encontrada nos charnockitos de Ubatuba e a intensa deformação observada nos gnaisses indiferenciados próximos sugere que os charnockitos são posteriores a estas deformações, ou no mínimo tardias a elas. Considerando que todo o lado leste do Estado de São Paulo registra eventos brasileiros (IPT 1981), as deformações devem se relacionar a este Ciclo. Neste sentido, as datações de Gasparini & Mantovani (1979), resultando em 551 ± 5 Ma, corroboradas pelas de Siga *et al.* (1989), seriam coerentes com cristalização tardias Ao Ciclo Brasileiro, conforme definido por Petri *et al.* (1986).

As transformações que a paragênese original sofreu, principalmente as que atingiram os piroxênios, podem ser creditados a um evento retrometamórfico; neste sentido, este evento poderia ser relacionado à isócrona mineral de Gasparini & Mantovani (1979), de 478 ± 2 Ma, ou às datações K-Ar de Minioli (1971), entre 443 e 517 Ma.

CAPÍTULO VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Batchelor, R.A. & Bowden, P. -1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* **48**: 43-55.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. -1990- Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.* **104**:208-224.
- Bohlen, S.R. & Boettcher, A.L. -1981- Experimental investigations and geological applications of orthopyroxene geobarometry. *Am. Mineral.* **66**:951-964.
- Bohlen, S.R.; Boettcher, A.L.; Dollase, W.A.; Essene, E.J. -1980- The effect of manganese on olivine-quartz-orthopyroxene stability. *Earth Planet. Sci. Letters* **47**:11-20.
- Bohlen, S.R. & Essene, E.J. -1979- A critical evaluation of two-pyroxene thermometry in Adirondack granulites. *Lithos* **12**:335-345.
- Bohlen, S.R. & Essene, E.J. -1980- Reinvestigation and application of olivine-quartz-orthopyroxene barometry. *Earth Planet. Sci. Letters* **47**:1-10.
- El Bouseily, A.M. & El Sokkary, A.A. -1975- The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.* **16**:207-219.
- Condie, K.C. -1973- Archean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**: 2981-2992.
- Damasceno, E.C. -1966- Estudo preliminar dos diques das rochas básicas e ultrabásicas da região de Ubatuba, Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciên.* **38**:293-304.
- Debon, F. & Lefort, P. -1983- A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh* **73**: 135-149. (Earth Sci.).
- Ebert, H. -1968- Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciên.* **40**:215-229 (supl.).
- Ebert, H. -1973- Charnockitos brasileiros. *An. Acad. Bras. Ciên.* **45**:657-658 (Res. Com.).
- Freitas, R.O. -1976- Definição petrológica, estrutural e geotectônica das cintas orogênicas antigas do litoral norte do Estado de São Paulo. *Bol. Inst. Geol.* **1**:1-175.
- Fonarev, V.I. & Graphchikov, A.A. -1982- Experimental study of Fe-Mg- and Ca-distribution between coexisting ortho- and clinopyroxenes at P=294MPa, T=750 and 800°C. *Contr. Mineral. Petrol* **79**:311-318.
- Fershtater, G.B. -1990- An empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geochem. International* **27**:20-27.
- Fuhrman, M.L. & Lindsley, D.H. -1988- Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Am. Mineral.* **73**:201-215.

- Gasparini, P. & Mantovani, M.S.M. -1979-. Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth Planet. Scien. Letters* 42:311-320.
- Hall, D.L. & Bodnar, R.J. -1990-. Methane in fluid inclusions from granulites: a product of hydrogen diffusion? *Geochim. Cosmochim. Acta* 54:641-651.
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E. -1988. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* 71:1297-313.
- Hansen, E.C.; Newton, R.C.; Janardhan, A.S. -1984a- Pressures, temperatures and metamorphic fluids across an unbroken amphibolite facies to granulite facies transition in southern Karnataka, India. In: Kröner, A. ed. *Archaean Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Hansen, E.C.; Newton, R.C.; Janardhan, A.S. -1984b- Fluid inclusions in rocks from the amphibolite-facies to charnockite progression in southern Karnataka, India: direct evidence concerning the fluids of granulite metamorphism. *J. metamorphic. Geol.* 2: 249-264.
- Haselton, H.T., Jr.; Hovis, G.L.; Hemingway, B.S.; Robie, R.A. -1983- Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid-solutions: lack of evidence for Na,K short-range order and implications for two-feldspar thermometry. *Am. Mineral.* 68:398-413.
- Hasui, Y.; Fonseca, M.J.G.; Ramalho, R. -1984- A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H. A. coord. *Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2500000*. Brasília. DNPM. p. 307-325.
- Hollister, L.S.; Grissom, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H.; Sisson, V.B. -1987- Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.* 72:231-239.
- IPT. -1981- *Mapa geológico do Estado de São Paulo- escala 1:500000*. 2 vol. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. São Paulo.
- João Fernandes, A. -1991- Litologias, estruturas e metamorfismo do Complexo Embu a sudeste da Bacia de Taubaté, SP. Dissertação de Mestrado. IGUSP. Inédito.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. -1988- Experimental calibration of an Aluminum-in-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. *EOS* 69:1511.
- van der Kerkhof, A.M. -1990- Isochoric phase diagrams in the system CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: applications to fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54: 621-630.

- Kretz, R. -1961- Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. *J. Geol.* **69**:361-387.
- Kretz, R. -1963- Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *J. Geol.* **71**:773-785.
- Kretz, R. -1982- Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**: 411-421.
- Lameyre, J. & Bowden, P. -1982- Plutonic rock type series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geothermal Res.* **14**: 169-186.
- Leake, B.E. - 1978- Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.* **63**: 1025-1052.
- Lemaitre, R.W. (ed.) -1989- *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford. Blackwell. 193pp.
- Lindsley, D.H. -1983- Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.* **68**:477-493.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. -1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* **101**: 635-643.
- Martignole, J. -1979- Charnockite genesis and the Proterozoic crust. *Precambrian Res.* **9**: 303-310.
- Middlemost, E.A.K. -1985- *Magma and magmatic rocks*. Essex. Longman Group Limited.
- Minioli, B. -1971- Determinações potássio-argônio em rochas localizadas no litoral norte do Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Ciênc.* **43**: 10-15.
- Morimoto, N. -1990- Nomenclatura de piroxênios. *Rev. Bras. Geoc.* **20**(1-4): 318-328.
- Nadelek, C.R. & Lindsley, D.H. -1985- Tetrahedral Al in amphibole: a potential thermometer for some mafic rocks. *Geol. Soc. Am., Abstr. with Progr.* **17**:673.
- Newton, R.C. -1989- Metamorphic fluids in the deep crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **17**:385-412.
- Nisbett, E.B.; Dietrich, V.; Esenwein, A. -1979- Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. *Fortschr. Mineral.* **57**: 264-279.
- O'Connor, J.T. -1965- A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S.G.S. Prof. Paper* **525B**: B79-B84.
- Papike, J.J.; Cameron, K.L.; Baldwin, K. -1974- Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am., Abstr. with Progr.* **6**:1053-1054.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. -1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**(4): 956-983.

- Petri, S.; Coimbra, A.M.; Amaral, G.; Ponçano, W.L. -1986- Guia de nomenclatura estratigráfica. In: Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica - SBG. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. Geociências* 16: 370-415.
- Powell, R. -1978- The thermodynamics of pyroxene geotherms. *Phil. Trans. R. Soc. London* A288:457-469.
- Price, J.G. -1985- Ideal site mixing in solid solutions, with an application to two-feldspar geothermometry. *Am. Mineral.* 70:697-701.
- Rideg, P. -1974- Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in eastern São Paulo, Brazil. Ph.D. Thesis. State University of New York at Binghamton. Inédito.
- Roedder, E. -1984- *Fluid inclusions*. Reviews in Mineralogy, 12. Washington DC. Mineral. Soc. America. 646pp.
- Santosh, M. -1986- Carbonic metamorphism of charnockites in the southwestern Indian Shield: a fluid inclusion study. *Lithos* 19: 1-10.
- Saxena, S.K. -1976- Two-pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution. *Am. Mineral.* 61:643-652.
- Siga, O., Jr.; Tassinari, C.C.G.; van Schmus, W.R. -1989- Caracterização geocronológica de maciços charnockíticos do sudeste brasileiro. Simp. Geol. Sudeste, 1, Rio de Janeiro. 1989. *Anais...* Rio de Janeiro. SBG/NRJ-NSP.p. 341-342.
- Silva, A.T.S.F.; Chiodi, C., Fo; Chiodi, D.K.; Pinho, W.D., Fo. -1977- *Projeto Santos-Iguape, relatório final*. DNPM/CPRM. São Paulo.
- Stephenson, N.C.N. -1984- Two-pyroxene thermometry of Precambrian granulites from Cape Riche, Albany-Fraser Province, Western Australia. *J. metamorphic Geol.* 2:297-314.
- Stormer, J.C., Jr. -1975- A practical two-feldspar thermometer. *Am. Mineral.* 60:667-674.
- Stormer, J.C., Jr. -1985- Two-feldspar and iron-titanium oxide equilibria in silicic magmas and the depth of origin of large volume ash-flow tuffs. *Am. Mineral.* 70:52-64.
- Touret, J. -1971- Le facies granulite en Norvege meridionale II. Les inclusions fluides. *Lithos* 4: 423-436.
- Touret, J. -1987- Fluid distribution in the continental lithosphere. In: Kröner, A. ed. *Proterozoic lithospheric evolution*. Geodynamics series vol. 17. Washington. International lithosphere publication n° 130. American Geophysical Union.
- Touret, J. & Bottinga, Y. -1979- Équation d'état pour le CO₂: application aux inclusions carboniques. *Bull. Mineral.* 102: 577-583.
- Tröger, W.E. -1979- *Optical determination of rock-forming minerals. Part 1. Determinative Tables*. ed. Stuttgart E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 190p.

- Wells, P.R.A. -1977- Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.* 62:129-139.
- Wernick,E. & Penalva,F.-1974- Migmatização e feldspatização de charnockitos e granulitos no leste paulista e sul de Minas Gerais. Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...*Porto Alegre, SBG. V.5, p.155-160.
- Wernick,E.,Weber-Diefenbach,K.,Tasso,P.T.; Oliveira,W.J.-1987- Charnockitos de Ubatuba (SP) e Socorro (SP/MG): dados petrográficos, químicos, de tipologia do zircão e implicações genéticas. Simp. Reg. Geol., 6, Rio Claro, 1987. *Anais...*Rio Claro, SBG/NSP.V. 1, p. 33-46. 6.
- Wood,B.J. & Banno,S.B. -1973- Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.* 42:109-124.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ¹	FeO ¹	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Total
UB-152b	64,35	0,77	15,57	2,17	3,97	0,11	0,74	2,94	3,95	5,17	0,26	0,14	100,14
UB-152a	64,98	0,68	15,83	1,90	3,47	0,10	0,66	2,78	4,02	5,34	0,23	0,15	100,15
UB-132	66,55	0,63	15,15	1,87	3,42	0,11	0,59	2,47	3,81	5,19	0,20	0,58	100,58
UB-102	66,84	0,55	15,60	1,55	2,83	0,08	0,48	2,43	3,88	5,59	0,17	0,41	100,41
UB-41	67,28	0,55	15,26	1,68	3,07	0,11	0,58	2,24	3,59	5,46	0,18	0,29	100,29
PI-168	67,97	0,64	14,32	1,73	3,16	0,09	0,49	2,07	3,71	5,66	0,16	0,21	100,21
UB-52	67,87	0,56	14,85	1,72	3,14	0,10	0,51	2,35	3,53	5,22	0,15	0,02	100,02
PI-67	67,78	0,59	14,21	2,02	3,70	0,13	0,39	2,43	3,01	5,59	0,14	0,06	100,06
PI-162b	68,14	0,65	14,00	1,87	3,42	0,11	0,52	2,19	3,78	5,16	0,16	0,19	100,19
UB-39	68,34	0,42	15,72	1,16	2,12	0,06	0,37	1,89	3,38	6,41	0,12	0,21	100,21
UB-205	69,48	0,54	14,05	1,48	2,70	0,08	0,41	1,80	3,71	5,62	0,13	0,27	100,27
PI-66	70,08	0,51	13,57	1,56	2,86	0,09	0,45	1,87	3,38	5,50	0,13	0,23	100,23
PI-53a	69,36	0,62	13,77	1,74	3,17	0,10	0,48	2,06	3,35	5,20	0,14	0,40	100,40
UB-106	69,35	0,48	14,68	1,39	2,54	0,08	0,33	1,79	4,12	5,11	0,14	0,37	100,37
PI-192	71,70	0,39	13,22	1,30	2,37	0,08	0,17	1,36	3,45	5,89	0,06	0,23	100,23
PI-171	72,02	0,33	13,65	1,07	1,96	0,06	0,16	1,34	3,79	5,55	0,06	0,27	100,27
PI-162a	72,05	0,44	13,25	0,91	1,67	0,05	0,39	1,25	2,95	6,92	0,12	0,18	100,18
PI-178	72,94	0,34	13,03	1,05	1,92	0,05	0,20	1,20	3,29	5,90	0,07	0,39	100,39
PI-73a	74,07	0,24	13,28	0,79	1,45	0,04	0,24	1,23	2,96	5,63	0,06	0,20	100,20
UB-133a	75,51	0,18	12,83	0,57	1,03	0,03	0,19	0,97	3,32	5,34	0,03	0,42	100,42
UB-44a	76,86	0,19	11,77	0,70	1,28	0,04	0,13	0,82	2,86	5,30	0,04	0,16	100,16
CG-10d	78,26	0,12	11,34	0,47	0,85	0,02	0,10	0,56	2,77	5,50	0,01	0,40	100,40
UB-37	77,53	0,11	11,86	0,51	0,93	0,03	0,10	0,48	2,49	5,95	0,02	0,14	100,14

ANEXO III- Análises químicas das rochas charnockíticas de Ubatuba (elementos maiores)

¹ Análise como FeO*, recalculada para FeO e Fe₂O₃ na razão de 0.67 e 0.23, respectivamente, conforme análises por via clássica de três amostras destes charnockitos.

Amostra	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb
UB-152b	11	7	0	0	3	5	11	92	137	1149	154	24	22,2
UB-152a	13	8	0	0	9	7	16	80	116	1269	162	27	21,1
UB-132	13	9	0	0	13	9	23	72	149	486	93	24	18,1
UB-102	16	11	0	0	10	11	22	77	132	1394	154	25	20,1
UB-41	5	2	11	11	26	2	16	89	158	1259	146	24	30,0
PI-168	12	8	0	0	14	8	14	71	128	553	110	23	15,1
UB-52	6	2	8	10	21	2	5	90	102	1469	159	25	23,1
PI-67	5	2	8	15	32	2	4	100	101	1834	167	22	29,0
PI-162b	9	9	0	0	17	9	26	46	161	714	103	18	17,1
UB-39	5	2	6	9	24	2	19	62	173	1802	169	24	24,0
UB-205	9	10	0	0	4	7	26	102	182	1103	127	27	25,2
PI-66	5	3	7	9	34	2	9	102	170	946	95	24	26,4
PI-53a	5	2	11	9	32	2	9	99	109	597	107	24	30,1
UB-106	9	10	0	0	9	7	25	72	147	754	96	24	21,8
PI-192	12	8	0	0	5	8	25	86	143	325	38	23	21,2
PI-171	16	7	0	0	4	10	21	72	99	385	50	22	15,1
PI-162a	11	9	0	0	13	7	13	98	133	456	84	25	29,2
PI-178	16	10	0	0	3	6	25	70	156	713	53	20	18,1
PI-73a	5	2	3	7	13	2	21	52	211	592	69	23	21,1
UB-133a	14	10	0	0	8	7	35	40	306	316	42	20	13,0
UB-44a	5	3	3	2	9	2	21	74	217	313	40	25	17,0
CG-10d	5	6	3	2	9	2	26	64	308	33	14	23	19,3
UB-37	5	2	3	2	9	2	20	25	199	348	32	21	5,0

ANEXO III- Análises químicas das rochas charnockíticas de Ubatuba (elementos menores)

Amostra	La	Ce	Nd	Y	S	Zr	Th	U
UB-152b	0,00	0,00	0,00	44	0,00	618	1,01	0,00
UB-152a	0,00	0,00	0,00	45	0,00	583	1,00	0,00
UB-132	0,00	0,00	0,00	32	0,00	500	2,02	0,00
UB-102	0,00	0,00	0,00	37	0,00	514	10,05	0,00
UB-41	81,12	94,14	36,05	47	80,12	556	8,01	9,01
PI-168	0,00	0,00	0,00	33	0,00	596	2,02	0,00
UB-52	113,45	161,64	75,30	40	137,55	633	9,04	9,04
PI-67	144,12	198,16	74,06	39	77,06	844	10,01	9,01
PI-162b	0,00	0,00	0,00	25	0,00	310	2,01	0,00
UB-39	97,10	130,14	55,06	42	137,15	450	13,01	9,01
UB-205	0,00	0,00	0,00	55	0,00	556	14,12	0,00
PI-66	179,88	262,20	114,84	68	57,93	617	18,29	9,15
PI-53a	121,46	161,62	56,21	46	123,47	726	11,04	9,03
UB-106	0,00	0,00	0,00	47	0,00	450	11,91	0,00
PI-192	0,00	0,00	0,00	37	0,00	652	4,04	0,00
PI-171	0,00	0,00	0,00	26	0,00	540	6,05	0,00
PI-162a	0,00	0,00	0,00	52	0,00	654	7,04	0,00
PI-178	0,00	0,00	0,00	43	0,00	433	13,10	0,00
PI-73a	114,34	160,48	34,10	59	49,15	271	22,07	9,03
UB-133a	0,00	0,00	0,00	36	0,00	162	44,16	0,00
UB-44a	79,03	89,03	57,02	66	49,02	265	14,00	9,00
CG-10d	97,52	121,91	56,89	107	49,78	200	33,52	9,14
UB-37	71,20	92,26	24,07	17	49,14	167	17,05	9,03

ANEXO III- Análises químicas das rochas charnockíticas de Ubatuba (elementos menores)

ponto	28b,opx	30b,opx	44b,opx	68b,opx	77b,opx	80b,opx	81b,opx	84b,opx
SiO2	47,67	47,15	46,98	48,02	47,10	48,27	47,44	47,61
TiO2	0,10	0,01	0,15	0,10	0,05	0,00	0,08	0,10
Al2O3	0,27	0,27	0,24	0,27	0,18	0,15	0,20	0,22
FeO	48,39	48,03	47,04	47,77	45,65	46,84	46,13	46,44
MnO	1,24	1,28	1,28	1,16	1,30	1,23	1,22	1,26
MgO	4,87	4,77	4,61	5,49	5,36	5,47	5,27	5,33
CaO	1,07	0,98	0,80	1,02	0,82	0,74	0,84	0,92
Na2O	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,00	0,01	0,01
K2O	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02
Total	103,66	102,53	101,14	103,88	100,50	102,71	101,21	101,91
Si	1,958	1,959	1,973	1,959	1,98	1,98	1,945	1,98
Aliv	0,013	0,013	0,012	0,013	0,01	0,01	0,093	0,01
Alvi	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,000	0,00
Ti	0,003	0,000	0,005	0,003	0,00	0,00	0,003	0,00
Fe3+	0,010	0,015	0,005	0,010	0,01	0,01	0,049	0,01
Fe2+	1,652	1,654	1,648	1,620	1,59	1,60	1,654	1,61
Mn	0,043	0,045	0,046	0,040	0,046	0,043	0,044	0,044
Mg	0,298	0,295	0,289	0,334	0,335	0,335	0,328	0,329
Ca	0,047	0,044	0,036	0,042	0,037	0,033	0,041	0,041
Na	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,000	0,001	0,001
Fe/Fe+Mg	0,847	0,848	0,851	0,829	0,826	0,827	0,835	0,830
Fs	0,827	0,830	0,836	0,811	0,810	0,813	0,816	0,812
En	0,149	0,148	0,146	0,167	0,171	0,170	0,160	0,167
Wo	0,024	0,022	0,018	0,022	0,019	0,017	0,022	0,021

ANEXO IV- Composição química, fórmulas estruturais e relações moleculares dos ortopiroxênios

ponto	29b, cpx	40b, cpx	41b, cpx	50b, cpx	65b, cpx	67b, cpx
SiO ₂	48,52	48,54	49,00	49,66	50,09	49,81
TiO ₂	0,16	0,03	0,06	0,14	0,09	0,03
Al ₂ O ₃	0,83	0,72	0,67	0,77	0,57	0,67
FeO	26,26	26,32	25,03	26,34	24,13	25,13
MnO	0,69	0,73	0,63	0,65	0,61	0,69
MgO	4,10	3,91	3,85	4,22	4,99	5,03
CaO	18,43	19,04	20,09	19,40	20,04	19,08
Na ₂ O	0,38	0,35	0,31	0,37	0,42	0,37
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01
Total	99,39	99,63	99,64	101,56	100,98	100,81
Si	1,97	1,963	1,976	1,979	1,979	1,975
Aliv	0,04	0,034	0,024	0,021	0,021	0,025
Alvi	0,01	0,000	0,008	0,005	0,005	0,006
Ti	0,01	0,001	0,002	0,003	0,003	0,001
Fe ³⁺	0,05	0,060	0,036	0,043	0,043	0,045
Fe ²⁺	0,84	0,830	0,809	0,755	0,755	0,788
Mn	0,02	0,025	0,022	0,020	0,020	0,023
Mg	0,25	0,24	0,23	0,29	0,29	0,30
Ca	0,80	0,83	0,87	0,85	0,85	0,81
Na	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
Fe/Fe+Mg	0,77	0,78	0,78	0,72	0,72	0,73
Fs	0,45	0,44	0,42	0,40	0,40	0,42
En	0,13	0,13	0,12	0,16	0,16	0,16
Wo	0,42	0,44	0,46	0,45	0,45	0,43

ANEXO V- Composição química, fórmula estrutural e relações moleculares de clinopiroxênios

ponto	13b.horn		14b.horn		19b.horn		23b.horn		60b.horn	
SiO ₂	40,36		40,12		40,57		40.62		39,69	
TiO ₂	2,14		2,00		1,93		2.38		2,00	
Al ₂ O ₃	8,76		8,55		8,77		8.99		9,42	
FeO*	31,65		30,59		31,62		31.11		29,38	
MnO	0,45		0,49		0,42		0.49		0,36	
MgO	1,81		1,80		2,04		1.99		3,18	
CaO	10,10		9,88		9,87		10.11		9,99	
Na ₂ O	1,84		1,95		1,99		1.89		1,81	
K ₂ O	1,36		1,35		1,37		1.33		1,43	
Total	98,46	C	96,74	C	98,57	C	98,91	C	97,25	C
Si	6,516	6,463	6,573	6,530	6,536	6,475	6,536	6,479	6,427	6,362
Aliv	1,484	1,537	1,427	1,470	1,464	1,525	1,464	1,521	1,573	1,638
Alvi	0,184	0,117	0,224	0,171	0,201	0,126	0,200	0,129	0,226	0,143
Ti	0,260	0,258	0,246	0,245	0,234	0,232	0,281	0,279	0,244	0,241
Fe ³⁺	0,000	0,376	0,000	0,297	0,000	0,424	0,000	0,401	0,000	0,463
Fe ²⁺	4,274	3,863	4,191	3,867	4,260	3,797	4,217	3,780	3,979	3,476
Mg	0,436	0,432	0,439	0,437	0,490	0,485	0,466	0,462	0,767	0,760
Mn	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,049	0,049
Ca	1,75	1,73	1,73	1,72	1,70	1,69	1,70	1,69	1,733	1,716
NaM ₄	0,04	0,16	0,10	0,19	0,05	0,19	0,07	0,20	0,002	0,153
NaA	0,54	0,41	0,52	0,42	0,57	0,42	0,51	0,37	0,567	0,410
K	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,27	0,26	0,295	0,292
Fe/Fe+Mg	0,91	0,89	0,91	0,90	0,90	0,89	0,90	0,89	0,838	0,821

ANEXO VI- Composição química e fórmulas estruturais de hornblendas

ponto	10b.plag	11b.plag	33b.plag	38b.plag	47b.plag	57b.plag	72b.plag	82b.plag	88b.plag	97b.plag
SiO2	65,74	65,96	63,67	64,45	64,02	64,09	65,33	65,11	64,35	64,36
TiO2	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	21,65	21,83	23,20	23,09	22,89	23,45	23,10	22,49	23,10	22,74
FeO	0,08	0,06	0,10	0,15	0,02	0,08	0,16	0,15	0,11	0,17
MnO	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	2,72	2,79	4,66	4,31	4,38	4,64	3,98	3,64	4,21	3,85
Na2O	9,88	9,68	9,08	8,92	9,06	8,96	9,42	9,57	9,11	9,66
K2O	0,34	0,28	0,28	0,32	0,43	0,30	0,25	0,16	0,27	0,28
Total	100,43	100,68	101,00	101,24	100,81	101,59	102,25	101,11	101,14	101,06
XAB	0,85	0,86	0,76	0,77	0,79	0,77	0,76	0,83	0,82	0,81
XAn	0,13	0,14	0,22	0,21	0,20	0,21	0,22	0,16	0,17	0,18
XOr	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01

ANEXO VII- Composição química e relações moleculares de plagioclásios

ponto	9b.Kf	16b.Kf	20b.Kf	26b.Kf	34b.Kf	35b.Kf	36b.Kf	69b.Kf	70b.Kf	73b.Kf
SiO ₂	64,99	66,13	66,62	65,75	64,27	64,49	64,75	65,68	65,51	68,19
TiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	18,30	18,35	18,45	18,51	18,05	17,80	18,34	18,33	18,84	19,90
FeO	0,03	0,02	0,13	0,04	0,05	0,00	0,02	0,01	0,05	0,32
MnO	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03	0,07	0,00	0,00	0,02
MgO	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
CaO	0,07	0,06	0,02	0,01	0,06	0,04	0,04	0,03	0,05	0,67
Na ₂ O	1,06	0,86	1,56	0,83	1,89	1,67	1,39	1,35	1,26	6,49
K ₂ O	15,82	15,59	14,70	16,26	14,36	12,61	15,00	15,37	15,22	6,72
Total	100,30	101,01	101,53	101,41	98,70	96,67	99,64	100,77	100,95	102,33
XAB	0,09	0,07	0,14	0,07	0,17	0,17	0,02	0,12	0,11	0,550
XAn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,030
XOr	0,90	0,92	0,86	0,93	0,83	0,83	0,88	0,88	0,89	0,420

ANEXO VIII- Composição química e relações moleculares de feldspatos alcalinos

CONTRIBUIÇÃO A PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOCKÍTICAS
DE UBATUBA, LESTE DO ESTADO DE
SÃO PAULO

REINER NEUMANN

ESCALA 1:100.000

LEGENDA:

- Qi - depósitos quaternários indiferenciados
- Hbg - hornblenda-biotita granito porfírico médio-grosso, foliado
- Ch - m-ferrohastingsita charnockito subequigranular a porfírico médio-grosso. Cortado por diques de diopsídio-enstatita monzodiorito, biotita granito fino, diabásio, lamprófito e traquito
- Gn - gnaisses indiferenciados
- contato aproximado, transicional
- contato inferido, transicional
- contato indiferenciado, por falhamento indefinido
- limite dos depósitos quaternários, inferidos por topografia
- direção de foliação com indicação de mergulho

CONTRIBUIÇÃO A PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOKÍTICAS
DE UBATUBA, LESTE DO ESTADO DE
SÃO PAULO

ANEXO II - MAPA DE PONTOS

REINER NEUMANN

ESCALA 1:100.000

0 2000 4000m

N

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO
ESTADO DE SÃO PAULO

CONVENÇÕES:

- ESTRADA
- ~ RIOS
- ▨ CIDADE
- CONTATOS
- PONTO DE OBSERVAÇÃO