

Universidade de São Paulo  
Instituto de Geociências

Mapeamento geológico e estrutural da porção SW do charnockito de  
Ubatuba, SP

André de Sousa Pires

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2011/05)

São Paulo  
2011

TF  
P667  
AS.m

Universidade de São Paulo  
Instituto de Geociências

DEDALUS - Acervo - IGC



30900030332

Mapeamento geológico e estrutural da porção SW do charnockito de  
Ubatuba, SP

André de Sousa Pires



Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2011/05)

São Paulo

2011

TF  
P667  
AS.m

United States  
Department of

Monograph Series  
1967



Area of Study

Orientation of View

MONOGRAPH OF THE  
SERIES

1967

1967

São Paulo, 07 de novembro de 2011

De acordo,

André de Sousa Pires

André de Sousa Pires

Valdecir de Assis Janasi

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

## Agradecimentos

Aos colegas, alguns praticamente irmãos, que tive o prazer de conviver por todo o tempo de graduação e aqueles que mesmo por menos tempo fizeram desta etapa uma grande e positiva experiência.

Aos colegas Oncinha e Lezado, em especial apreço pela ajuda nos trabalhos de campo.

Aos moradores e agregados do Cativero, pelos quase 6 anos de "agradável" convivência.

Ao professor Valdecir pelo apoio nessa empreitada.

Aos meus pais, irmãs e Larissa pelo apoio, sempre.

## Resumo

Este trabalho apresenta resultados do mapeamento geológico da parte sudoeste do Charnockito Ubatuba, Neoproterozóico (~565 Ma), entre as praias Lagoinha e Toninhas. O charnockito Ubatuba localiza-se no litoral norte do estado de São Paulo, no contexto da Faixa de Dobramentos Neoproterozóica Ribeira, mais especificamente no Complexo Costeiro, onde aflora em meio a rochas de metamórficas de alto grau e granitos sin- a pós-colisionais.

As principais unidades mapeadas são ortognaisses migmatíticos, leucogranitos foliados, mangeritos foliados e um granito isotrópico. Diques graníticos sin-plutônicos e corpos aplíticos –pegmatíticos são intrusivos nos mangeritos e leucogranitos, enquanto diques máficos Mesozóicos toleíticos e alcalinos invadem todas as unidades.

As estruturas nos mangeritos e leucogranitos são principalmente foliação de fluxo magmático, que evoluem para foliação de estado sólido, marcada por estiramento mineral principalmente de quartzo. Nestas foliações a direção varia entre NE-SW, relativo a uma foliação regional, e NW-SE, que é localmente importante.

As análises química mostram um hiato composicional entre mangeritos e leucogranitos (de 65 a 75% de SiO<sub>2</sub>), porém indicam um alinhamento entre as unidades, sugerindo uma relação co-magmática. Os granitos cinza não seguem este alinhamento para alguns elementos (e.g., Ba, Sr, Ti), e devem fazer parte de outra associação, possivelmente concordantes com as rochas associadas ao quartzo monzonito Ilha Anchieta, com ~500Ma.

Diques máficos sin-plutônicos frequentemente invadem mangeritos e leucogranitos, evidenciando um magmatismo máfico contemporâneo que localmente pode ter se misturado com o magma mangerítico, resultando na composição menos diferenciada destes em comparação as rochas predominantes no resto do Charnockito Ubatuba.

Feições de bandamento composicional e variações químicas controladas pela abundância de minerais máficos e feldspatos indicam que os mangeritos devem ter um caráter cumulático.

## Abstract

This work presents the results of a geological mapping of the westernmost portion of the Neoproterozoic (~565 Ma) Ubatuba Charnockite, between the Toninhas and Lagoinha beaches. The Ubatuba Charnockite is located in the northern coast of the State of São Paulo, in the Costeiro Terrain, part of the Neoproterozoic Ribeira Fold Belt, intruding high-grade metamorphic rocks, and is associated with other syn- to post-collisional granites.

The main mapping units are migmatitic orthogneisses, foliated mangerites, foliated leucogranites and a younger isotropic grey granite. Syn-plutonic granitic dykes and aplite-pegmatite bodies are intrusive into the mangerites and leucogranites, while Mesozoic tholeiitic and alkaline lamprophyric dykes intrude all previous units.

The main structure of the mangerites and leucogranites is a flow foliation that evolved into a solid-state foliation marked by stretching of the main minerals, especially quartz, and its strike varies from the regionally predominant NE-SW direction to NW-SE, which is locally important.

Chemical analyses show an important compositional gap between mangerites and leucogranites (from 65 to 75 wt% SiO<sub>2</sub>), but indicate that both groups are aligned in a single trend, suggesting a comagmatic relationship. On the other hand, the younger grey granites do not follow the same trend for some key elements (e.g., Ba, Sr, Ti), and must be part of a different association, possibly correlative to the ~500 Ma granitic rocks from the neighbor Ilha Anchieta Quartz Monzonite. Mafic syn-plutonic dykes frequently intrude the leucogranites and mangerites, attesting to a coeval mafic magmatism that may have locally mixed with the mangeritic magmas, responding for their less differentiated composition compared to the rocks that predominate in the rest of the Ubatuba Charnockite.

Compositional layering and some chemical variations controlled by the abundance of mafic minerals and feldspars indicate that the mangerites must have a cumulative component.

## Sumário

1. Introdução.....	1
2. Objetivos.....	2
3. Justificativa .....	2
4. Localização.....	2
5. Geologia Regional .....	3
5.1. Situação Geológica .....	3
5.2. Charnockito Ubatuba.....	6
6. Materiais e métodos.....	8
8. Resultados Obtidos.....	10
8.1. Mapeamento geológico .....	10
8.2. Petrografia.....	19
8.3. Geoquímica.....	28
9. Discussão dos resultados .....	36
10. Conclusões.....	38
Referências Bibliográficas .....	39
Anexo I – Mapa Geológico	
Anexo II – Mapa de pontos	
Anexo III – Tabela de dados geoquímicos	

## 1. Introdução

A área escolhida para o desenvolvimento deste trabalho de formatura, entre as praias Lagoinha e Toninhas, na região de Ubatuba no litoral norte do estado de São Paulo, engloba rochas ígneas, tendo como foco principal o Charnockito Ubatuba, uma significativa ocorrência dentre as rochas charnockíticas descritas na região SE do Brasil.

Inserido no contexto regional da Faixa Ribeira, mais especificamente no Domínio Costeiro, onde aflora em meio a rochas de alto grau e granitos sin- a pós-colisionais (Heilbron e Machado, 2003), o Charnockito Ubatuba é datado em aproximadamente 565 Ma (Colombo Tassinari, comunicação verbal), com registro de evento metamórfico, ou resfriamento, em aproximadamente 480 Ma, dada por isócrona mineral (Gasparini e Mantovani, 1979).

A área já foi alvo de um estudo regional sobre as rochas charnockíticas feito por Neumann (1993), que descreveu diferentes litotipos e apresentou análises químicas minerais e dados de termobarometria.

Em trabalho que envolveu etapas de trabalho de campo e análises petrográficas e químicas foram caracterizadas na área mapeada quatro unidades distintas, denominadas gnaisses, mangeritos, leucogranitos e granitos cinza. As três primeiras unidades são cortadas por diques sin-plutônicos básicos e diques graníticos aplíticos, relativos ao embasamento cristalino, e diques máficos toleíticos e alcalino, de idade mesozóica. Os granitos cinza são cortados apenas pelos diques de idade mesozóica.

Os resultados obtidos através destas análises também possibilitaram uma melhor classificação destas rochas quanto à nomenclatura, possíveis ambientes tectônicos em que foram geradas, correlação entre diferentes unidades co-magmáticas e não co-magmáticas e aspectos químicos e petrológicos distintos e/ou comuns entre as unidades.

## **2. Objetivos**

Este trabalho de formatura tem como objetivo a confecção de um mapa geológico em escala 1: 25.000 da porção SW do Charnockito Ubatuba, visando uma melhor delimitação e visualização de variações internas e relações de contato com as rochas encaixantes e intrusivas.

O uso de ferramentas como petrografia e geoquímica de rocha total visa a caracterização dos diferentes litotipos presentes e sua contextualização petrológica e tectônica.

## **3. Justificativa**

O litoral norte do estado de São Paulo é uma região pouco estudada que carece de dados geológicos detalhados e espera-se com este trabalho contribuir para um melhor entendimento da região.

A região de Ubatuba oferece boas exposições das rochas charnockíticas e das rochas associadas, principalmente em costões e em alguns cortes menos intemperizados na rodovia BR-101(Rio - Santos), o que favorece o estudo em detalhe e identificação dos diferentes litotipos e das relações estruturais.

## **4. Localização**

A área escolhida para o estudo das rochas charnockíticas localiza-se na cidade de Ubatuba, SP, entre as praias de Lagoinha e Toninhas (Fig.01). Compreende-se aproximadamente entre as longitudes 45°12'W e 45°04'W e entre a latitude 23°28'S e a costa Atlântica.

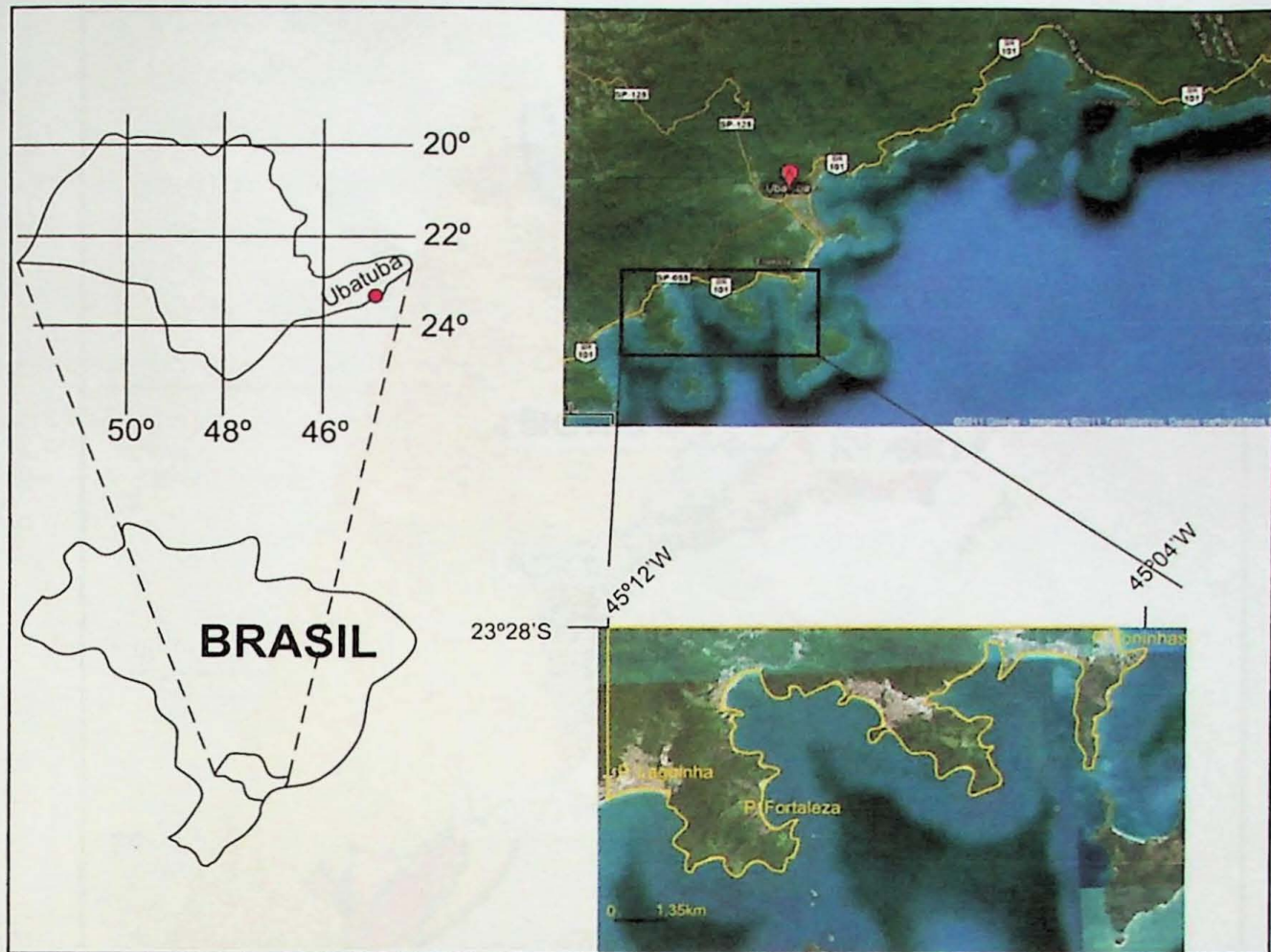


Fig.01 – Localização da área de estudo. Imagens de satélite obtidas a partir do programa Google Earth.

O acesso à área é feito pela rodovia BR-101, acessada pela rodovia SP-099, a partir de São José dos Campos, ou pela rodovia SP-125, a partir de Taubaté.

## 5. Geologia Regional

### 5.1. Situação Geológica

A área em estudo localiza-se no contexto da Faixa Ribeira (Fig.02), definida como um cinturão orogênico neoproterozóico alongado na borda SE do cráton São Francisco formado na colisão entre a placa São Franciscana e o Cráton Angola (Heilbron *et al.*, 2008) com possível participação de outra placa a leste, micro-placa Serra do Mar (Campos Neto e Figueiredo, 1995; Heilbron e Machado, 2003).

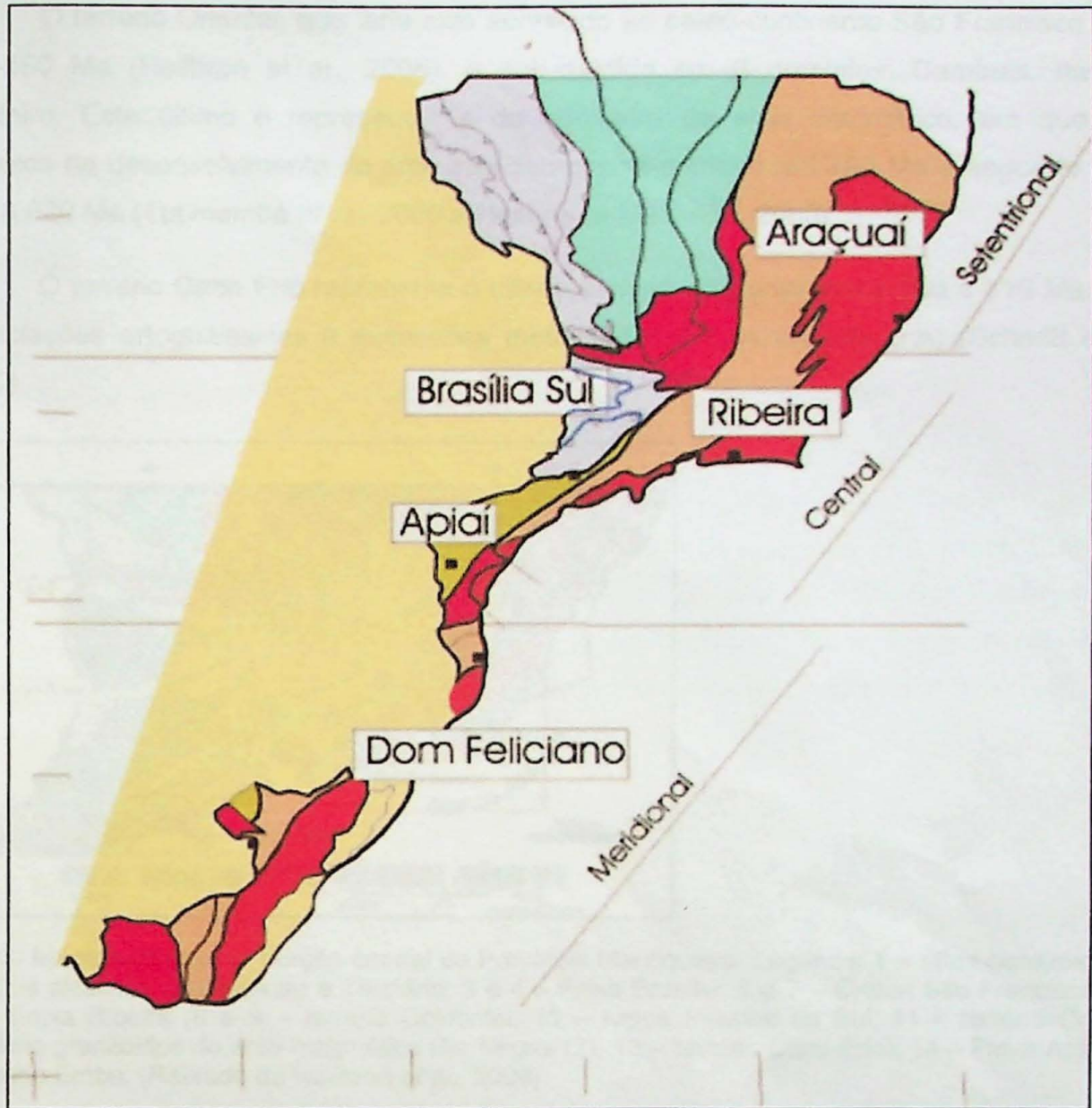


Fig.02 – Subdivisão da província Mantiqueira. Faixa Ribeira em laranja. (Retirado de Heilbron et al., 2004)

As porções central e norte da Faixa Ribeira são compartimentadas em diferentes terrenos: Ocidental, Paraíba do Sul - Embu, Oriental e Cabo Frio (Fig.03) (Heilbron *et al.*, 2008), que representam diferentes fases acrescionárias da faixa móvel (Fig.04).

O terreno Ocidental compreende unidades arqueanas e paleoproterozóicas retrabalhadas do embasamento e unidade neoproterozóica caracterizada por Heilbron et al. (2008) como sucessão de margem continental passiva.

O terreno Paraíba do Sul - Embu, acrescido ao paleo-continente São Francisco no intervalo entre 605 e 580 Ma, é representado por ortognaisses paleoproterozóicos e seqüências metassedimentares.

O terreno Oriental, que teria sido acrescido ao paleo-continente São Francisco entre 550-580 Ma (Heilbron et al., 2008), é sub-dividido em 3 domínios: Cambuci, Itálva e Costeiro. Este último é representativo de ambiente de arco magmático, em que dois estágios de desenvolvimento do arco são datados, o primeiro em 790 Ma e segundo entre 635 e 620 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000 e Heilbron e Machado, 2003).

O terreno Cabo Frio representa o ultimo estágio colisional, entre 530 e 510 Ma, com associações ortognáissicas e sucessões metassedimentares de alto grau (Schmitt *et al.*, 2000)

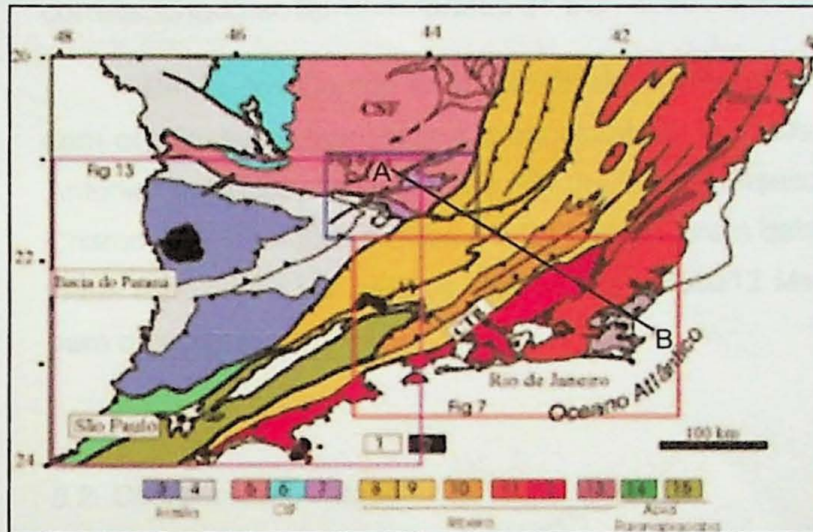


Fig.03- Mapa tectônico da porção central da Província Mantiqueira. Legenda: 1 – riftes cenozóicos; 2 - rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; 3 e 4 – Faixa Brasília; 5 a 7 – Cráton São Francisco; 8 a 13 – Faixa Ribeira (8 e 9 – terreno Ocidental, 10 – klippe Paraíba do Sul, 11 – terreno Oriental incluindo granitóides do arco magmático Rio Negro(12), 13 – terreno Cabo Frio); 14 – Faixa Apiaí; 15 – terreno Embu. (Retirado de Heilbron *et al.*, 2004)

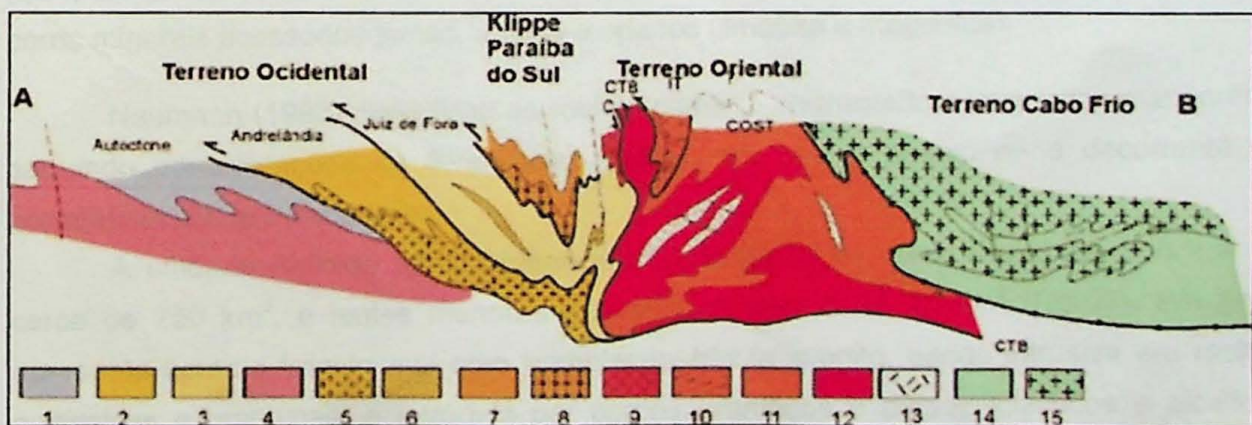


Fig.04 – Perfil AB (figura 03) da Faixa Ribeira com relação entre diferentes terrenos e domínios estruturais. Legenda: 1 a 6 – terreno Ocidental; 7 e 8 – terreno Paraíba do Sul; 9 a 13 – terreno Oriental (9 – sequência Cambuci, 10 – sequência Itálva, 11 – sequência Costeiro, 12 – arco magmático Rio Negro, 13 – granitos colisionais); 14 e 15 – terreno Cabo Frio. (Retirado de Heilbron *et al.*, 2004)

No Estado de São Paulo dois domínios podem ser separados dentro da faixa Ribeira. Estes domínios, separados pela Falha de Cubatão, de caráter transcorrente, são denominados Embu, a oeste, caracterizado por rochas metamórficas de médio grau, e Costeiro, a leste, também chamado de Complexo Costeiro (IPT, 1981 e Hasui *et al.*, 1984), formado por unidades heterogêneas, caracterizadas principalmente por rochas metamórficas de alto grau, que sofreram migmatização em diferentes graus, Este domínio, no qual se encaixam os charnockitos em estudo, é correlacionado ao terreno Oriental de Heilbron *et al.*(2008). O terreno Embu descrito no estado de São Paulo pode ser correlacionado ao terreno Paraíba do Sul - Embu descrito por Heilbron *et al.* (2008).

Bento dos Santos *et al.* (2010) descreveram rochas charnockíticas, em associação com ortognaisses graníticos à granodioríticos e aplitos, na região de São Fidélis e Santo Antonio de Pádua, no estado do Rio de Janeiro, inseridos no mesmo contexto tectônico do Charnockito Ubatuba. Zircões destas rochas foram datados por U-Pb Shrimp, dando uma idade de  $572\pm 13$  Ma para os charnockitos,  $566\pm 12$  Ma para os ortognaisses e  $567\pm 14$  Ma para os aplitos.

## 5.2. Charnockito Ubatuba

Neumann (1993) descreveu o típico charnockito de Ubatuba como rocha de coloração verde escura, leucocrática, maciça e homogênea, equigranular a porfírica com matriz média a grossa. Embora partes do charnockito Ubatuba não sejam foliadas ou apresentem foliação discreta, elas podem apresentar foliação de estado sólido bem desenvolvida (Azevedo Sobrinho *et al.*, 2011). A mineralogia principal é formada por feldspato alcalino, quartzo, oligoclásio, biotita, hornblenda, clino- e ortopiroxênio, tendo como minerais acessórios zircão, apatita e opacos (ilmenita e magnetita).

Neumann (1993) classificou as rochas como m-charnockito e m-quartzo mangeritos, seguindo especificações de Streckeisen (1974), em que o prefixo m- é decorrente da predominância de mesopertita.

A unidade definida como charnockito Ubatuba aflora como um corpo principal de cerca de  $250\text{ km}^2$ , e lentes menores que somam menos de  $15\text{ km}^2$  (Fig.05). Em geral apresenta contato transicional com hornblenda-biotita granito, sendo intrusiva em rochas gnáissicas e graníticas, e intrudida por corpos graníticos e diques toleíticos e alcalinos (Neumann, 1993 e Azevedo Sobrinho *et al.*, 2011).

Em trabalho recente, Azevedo Sobrinho *et al.* (2011) dataram o quartzo monzonito da Ilha Anchieta como a mais jovem exposição de rochas graníticas do Estado de São

Paulo, com idade de ~500 Ma. O quartzo monzonito é intrusivo no charnockito Ubatuba e pode ser correlacionado com ocorrências similares até então só descritas nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, denominadas G5 (Heilbron *et al.*, 2008).

Gasparini e Mantovani (1979) definiram a origem do charnockito como magmática, em concordância com autores prévios (Ebert, 1968 e Freitas, 1976), sendo produto de fusão parcial de rochas de alto grau da crosta. Dataram a intrusão em  $551 \pm 5$  Ma, pelo método Rb/Sr, e um evento metamórfico de pequeno porte ou resfriamento em  $479 \pm 2$  Ma, dada por isócrona Rb/Sr mineral, que seria evidenciado por uma foliação mineral. As razões iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7098-0,7117$  indicariam que o protólito do magma deve pertencer à crosta superior. Assumindo que estas rochas foram geradas por anatexia da crosta superior com razão Rb/Sr normal (0,2-0,5) e uma razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703$  para o manto, a extração do protólito do manto teria ocorrido entre 300 a 700 Ma antes da geração do magma. Esses autores dividiram os charnockitos em dois tipos: maciço e bandado, sem diferenças geoquímicas significativas.

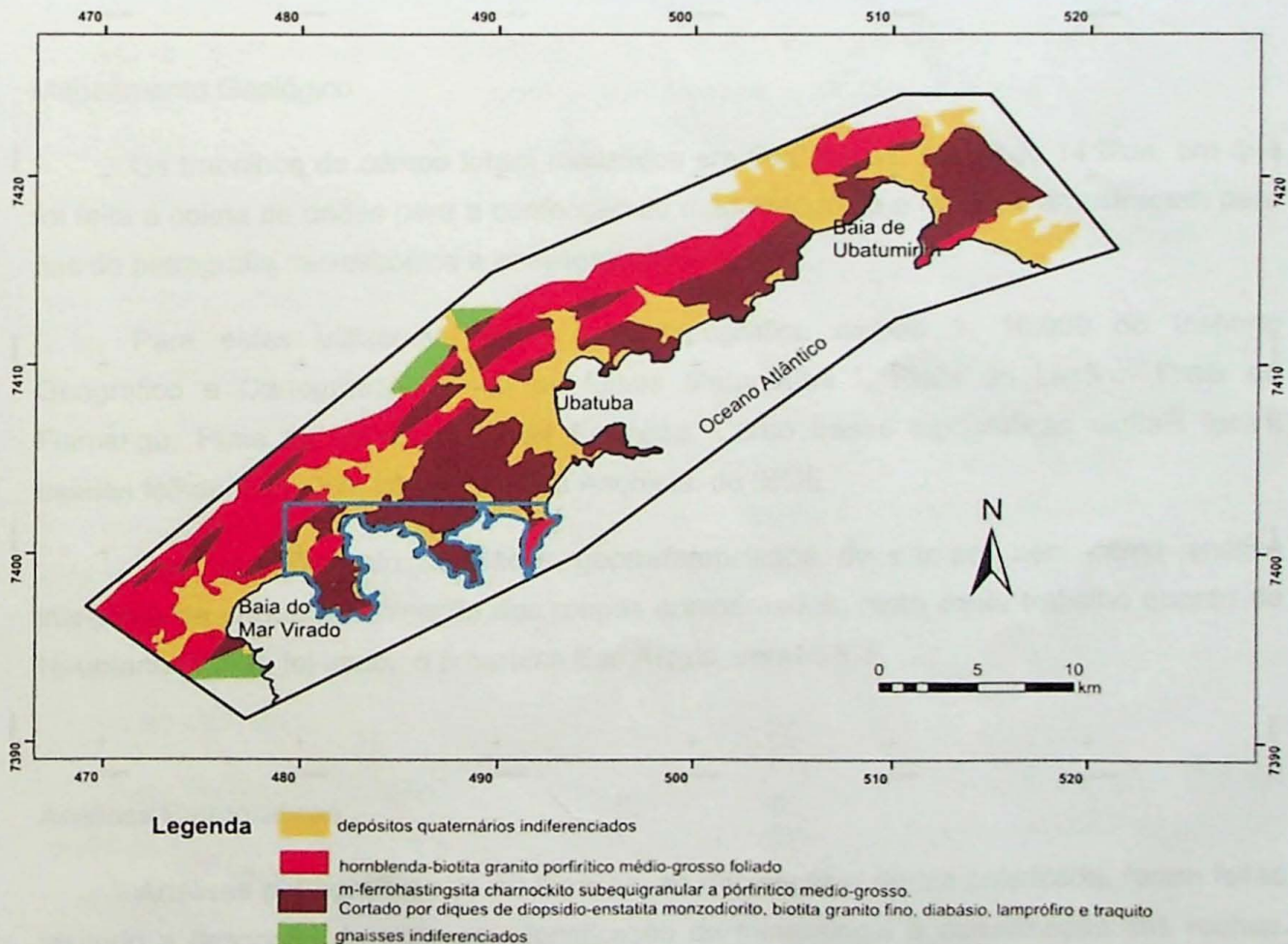


Fig.05 – Mapa Geológico de Ubatuba. Originalmente na escala 1: 100.000 (Modificado de Neumann, 1993). Limite da área de estudo deste trabalho em azul.

A cristalização do charnockito, segundo Neumann (1993), ocorreu sob condições de temperatura e pressão de aproximadamente  $850\pm 50^\circ\text{C}$  e  $7,0\pm 0,5\text{ kb}$ , em ambiente tardi-tectônico. A assinatura geoquímica, destacando o enriquecimento de Rb e Th com relação a Nb, ausência de anomalia negativa de Ba e gradiente suave de Nb até Y no gráfico de distribuição de elementos traços, caracteriza o charnockito como intra-placa (Neumann, 1993).

## **6. Materiais e métodos**

### Revisão Bibliográfica

Para o desenvolvimento deste trabalho foi realizada uma pesquisa bibliográfica sobre rochas charnockíticas e sobre o contexto regional no qual a área em estudo se encaixa.

### Mapeamento Geológico

Os trabalhos de campo foram realizados em três etapas, somando 14 dias, em que foi feita a coleta de dados para a confecção do mapa proposto e também amostragem para fins de petrografia microscópica e análises químicas.

Para estes utilizou-se como base topográfica mapas 1: 10.000 do Instituto Geográfico e Cartográfico, sendo as folhas Maranduba I, Praia do Lázaro, Praia do Flamengo, Praia da Enseada e Vila Formosa. Como bases topográficas digitais foram usadas folhas 1: 50.000, Ubatuba e Ilha Anchieta, do IBGE.

Para o tratamento de dados georreferenciados de campo, bem como análise integrada de dados e confecção dos mapas apresentados, tanto deste trabalho quanto de Neumann (1993), foi usado o programa Esri Arcgis, versão 9.3.

### Análises Petrográficas

Análises petrográficas de 40 lâminas, ao microscópio de luz polarizada, foram feitas visando a descrição de texturas, identificação da mineralogia e classificação das rochas. Serviram também para nortear a escolha das amostras para análises químicas, identificando possíveis alterações. Imagens digitais foram obtidas para documentar essas feições nos principais litotipos descritos.

A contagem modal das rochas charnockíticas em lâmina não foi considerada adequada devido à granulometria grossa destas rochas, optando-se por uma classificação qualitativa. A nomenclatura das rochas ígneas baseou-se nestas estimativas visuais em lâmina e em classificações geoquímicas.

#### Análises Químicas

As análises químicas de elementos maiores e traços, por fluorescência de raios X foram realizadas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Foram analisadas quinze amostras representativas de quatro grupos de rochas: leucogranitos, granitos cinza, charnockitos e diques sin-plutônicos.

Para a realização das análises as amostras foram serradas em fatias de até 3 cm e/ou fragmentadas com martelo em pedaços com dimensões de até 5 cm. A seguir foi utilizada um britador primário, com mandíbulas aço, a fim de obter fragmentos com dimensões menores que 1 cm. Como o volume de amostras foi sempre superior a 10 vezes o tamanho do maior cristal, e dada a granulometria grossa das amostras, foi feito um quarteamento após a britagem. O passo seguinte foi a diminuição da granulometria dos fragmentos para inferior a 2 mm na prensa hidráulica, com pistão de aço, seguido de quarteamento. A pulverização se deu em moinho de panela de ágata pré-descontaminada com um descarte da amostra.

A preparação das pastilhas utilizadas nas análises se deu de duas formas. Para o preparo das pastilhas de pó prensado uma quantidade de aproximadamente 7,0 g de pó (menor que 200 mesh) foi micronizada com 1,4 g de ligante. Após secagem em estufa o pó foi prensado em pastilhas de cerca de 5 cm de diâmetro e 30 mm de espessura. Para as pastilhas fundidas uma quantidade de  $2,0000 \pm 0,0001$ g da amostra foi misturada a  $10,0000 \pm 0,0002$  g de tetraborato de lítio, que atua como fundente. A mistura é fundida em cadinho de platina e resfriada em lingoteira de platina, gerando disco de cerca de 5 cm de diâmetro e 30 mm de espessura.

As pastilhas fundidas são utilizadas nas análises de elementos maiores e as pastilhas de pó prensado para os elementos traços, segundo procedimento descrito por Mori *et al.* (1999)

Para posterior interpretação dos dados, através de gráficos binários e diagramas classificatórios, foram utilizados os softwares Microsoft Excel 2007 e GCDkit 2.3.

## 7. Desenvolvimento do Trabalho

As atividades deste trabalho de formatura envolveram pesquisas bibliográficas, etapas de trabalho de campo, análises petrográficas e químicas.

Para a realização de análises químicas foi necessária a preparação das amostras, segundo procedimento descrito no capítulo 6.

Como etapas finais deste trabalho foram realizadas a interpretação e integração dos dados, a fim de constituir o volume final deste trabalho de formatura.

O cronograma destas atividades é apresentado na tabela 1.

ATIVIDADE	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Fundamentação Bibliográfica	■	■	■	■			■	■	
Projeto Inicial	■	■							
Etapas de Campo			■		■			■	
Petrografia				■	■	■			
Relatório de Progresso					■	■			
Preparação de Amostras (Geoq.)							■	■	
Análises Geoquímicas								■	■
Concatenação dos Dados								■	■
Monografia								■	■

Tabela 1 – Cronograma de atividades realizadas

O trabalho seguiu o cronograma proposto com exceção de análises químicas por ICP-MS, devido à indisponibilidade do aparelho.

## 8. Resultados Obtidos

### 8.1. Mapeamento geológico

A região mapeada apresenta quatro litotipos predominantes, que foram divididos em mangeritos, leucogranitos, granitos cinza e gnaisses. São cortados por diques compostos rompidos e diques graníticos aplíticos, ambos relacionados ao magmatismo do embasamento crisalino, e diques máficos toleíticos e alcalinos, de idade mesozóica.

Sedimentos quaternários recobrem estas rochas nos baixos topográficos, até poucos metros acima do nível do mar.

Os mapas geológico e de malha de pontos são apresentados nos anexos I e II, respectivamente.

## Descrição dos litotipos

### Gnaisses

As rochas deste grupo são caracterizadas por foliação gnáissica bem marcada e apresentam-se de maneira geral com duas texturas distintas, caracterizando duas rochas, uma fina, aparentemente granoblástica, e outra com aspecto porfiroclástico, fina a média. Não é observada uma repetição cíclica entre as rochas e o contato entre as mesmas é abrupto.

A foliação, em ambas as rochas, é evidenciada principalmente pelos leitos máficos compostos predominantemente por biotita. A composição dos leitos félsicos é de quartzo e feldspatos, alcalino e plagioclásio.

O único corpo de rochas gnáissicas registrado em mapa localiza-se na região da praia do Costa, mas ocorrência local de rochas gnáissicas foi observada na ponta sul da praia da Fortaleza.

Algumas porções de mangeritos e granitos acinzentados apresentam aspecto de gnaisse, com um realce na foliação, próximo a intrusões de diques graníticos (Fig.06 e 07).



Fig.06 – Granito acinzentado com foliação bem marcada, associado a veios aplíticos. UB-57



Fig.07 - Bandamento dado por diques aplíticos (leitos félsicos), granodioríticos (porção mais escura na base da foto) intrusivos na rocha charnockítica também foliada. UB-57

## Mangeritos

O grupo dos mangeritos abrange rochas denominadas charnockitos e mangeritos, sendo separadas pela quantidade de quartzo, entre 20 e 60% e menos que 20% respectivamente, normalizado no diagrama QAP.

O índice de cor nestas rochas varia de 5% a 15%.

Na área mapeada estas rochas afloram na região entre as praias da Lagoinha e Vermelha do Sul, em uma faixa estreita de direção NW-SE entre as praias Dura e Domingas Dias e em faixa com largura de cerca de 2 km, de direção NE-SW, na região das praias Santa Rita e Enseada.

Estas rochas apresentam-se com coloração esverdeada a alaranjada, quando alteradas, têm textura equigranular a porfírica, de granulometria média a grossa. A rocha apresenta-se ora maciça ora foliada; a foliação é dada pela orientação de minerais e/ou aglomerados máficos (Fig.08). A mineralogia principal destas rochas é formada por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, orto- e clinopiroxênio, hornblenda e biotita.

Há enclaves microgranulares máficos associados à esta unidade. Estes enclaves são esféricos e normalmente apresentam-se com tamanho médio de ~4 cm.

Na porção leste da praia da Lagoinha há um bandamento composicional (Fig.09) dada por bandas milimétricas a centimétricas, com repetição aparentemente cíclica e contato transicional entre elas.



Fig.08 - Foliação em mangerito evidenciada pela orientação de minerais e aglomerados máficos.



Fig.09 - Bandamento composicional em mangerito. UB-29

Na região da praia Domingas Dias há bolsões leucocráticos em que observa-se bordas máficas e zonas locais de cisalhamento paralelas à foliação (Fig.10 e 11).



Fig.10 – Borda máfica ao redor de bolsão de leucogranito no mangerito. UB-50



Fig.11 – Zona de cisalhamento local em contato do mangerito com leucogranito. UB-51

Zonas de intrusões aplíticas e graníticas evidenciam a foliação destas rochas, chegando a causar bandamentos gnáissicos locais (Fig.07).

### Leucogranitos

As rochas denominadas leucogranitos apresentam índice de cor baixo, por volta de 5%.

Este grupo é constituído majoritariamente por sienogranitos equigranulares a inequigranulares, com matriz fina a média. Em algumas partes apresentam foliação bem evidente, dada pela orientação de minerais e/ou aglomerados máficos e por vezes estiramento de quartzo. A variação composicional nesta unidade é ampla, apresentando exemplares de monzogranitos e granodioritos, bem como álcali feldspato granitos. Em todos os casos há variações quanto a continuidade da foliação e granulometria.

Um bandamento composicional, dado por camadas centimétricas com variação no teor de minerais máficos, sem repetição cíclica e com contato transicional, foi observado no leucogranito no pontão entre as praias Vermelha Sul e Brava da Vermelha (Fig.12).

As rochas deste grupo formam a unidade predominante na área mapeada, com ampla exposição nas regiões entre as praias Vermelha do Sul e Dura, Sununga e Perequê-Mirim, e Enseada e Toninhas.



Fig.12 – Leucogranito com bandamento composicional. UB-09

### Granitos Cinza

Nesta unidade são descritas rochas graníticas com índice de cor entre 10% e 15%, com coloração acinzentada, por vezes levemente rosada, equigranular e maciça.

Estas rochas apresentam quartzo pouco desenvolvido mas ainda caracterizam-se como granitos. Em geral não apresentam foliação evidente, porém, foi observada na ponta do Lázaro, próximo ao contato com leucogranito, foliação bem desenvolvida paralela a uma zona com muitas venulações (Fig.13), seguida de uma porção isótropa adjacente ao contato.

No leucogranito que aloja o granito cinza há veios e vênulas deste, veios estes que truncam a foliação do leucogranito. Também na região do contato entre granito cinza e leucogranito nota-se bandamento composicional no primeiro, de escala milimétrica e paralelo ao contato, bem como xenólitos do leucogranito foliado no granito cinza isótropo (Fig.14).



Fig.13 - Porção venulada do granito cinza próximo ao contato com leucogranito. UB-56



Fig.14 – Xenólito de leucogranito em quartzo monzonito. UB- 59

São observados dois corpos desta unidade na área mapeada, um na região da praia do Lázaro e outro na praia da Xandra, o segundo aparentemente contínuo ao corpo descrito na Ilha Anchieta por Azevedo Sobrinho *et al.* (2010).

#### Diques compostos rompidos

Diques compostos rompidos metabásicos cortam tanto os mangeritos quanto as unidades dos leucogranitos e gnaisses. Estes diques apresentam feições de contato plástico com a rocha encaixante (Fig.15), sendo considerados sin-plutônicos.

Bolsões de rocha metabásica também são comuns nas proximidades dos diques rompidos.

Duas gerações destes diques podem ser distinguidas, visto que os mangeritos e leucogranitos não são tidos como contemporâneos aos gnaisses.



Fig.15 – Contato plástico entre dique e rocha encaixante gnáissica. UB-24

A coloração destes diques é escura, dada pelo alto índice de cor, e granulometria fina em alguns casos.

Os bolsões apresentam-se tanto estirados na foliação da rocha encaixantes quanto esféricos, com aspecto de bolhas (Fig.16), em meio à rocha encaixante.

O bandamento dentro do dique é destacado por dobras de fluxo. Nota-se o amoldamento de pedaços da rocha encaixante carregados para dentro dos diques por estas bandas (Fig.17).



Fig.16 – Bolsão básico em rocha granítica. UB-51



Fig.17 - Bandamento no dique moldando porção do granito encaixante. UB-63

Normalmente estes diques estão paralelos à foliação, com exemplos locais de truncamento da foliação. Muitos dos diques apresentam falhas, a maioria destrais, com cristalização de granito hololeucocrático no plano de falha, feição indicativa de tectônica sin-magmática (Fig.18).



Fig.18 – Falha em dique sin-plutônico preenchida por granito hololeucocrático. UB-60

#### Diques graníticos aplíticos

Os diques graníticos, de composição desde granodiorítica até sienogranítica, cortam as rochas por toda a área. Estes são sempre mais félsicos em relação às rochas encaixantes.

São em geral de textura equigranular a inequigranular, com matriz fina a média, índice de cor baixo, no máximo 5%, e espessura máxima de 40 cm. Não apresentam direção preferencial, muitas vezes oblíquos à foliação, a não ser nas zonas de cisalhamento locais, em que são paralelizados à foliação.

Na região da praia do Cedro, foi observada uma mudança gradual de rocha esverdeada para levemente rosada na proximidade de dique granítico (Fig.19). Neumann

(1993) descreve efeitos de “decharnockitização” nas proximidades de alguns diques, observado pela passagem do feldspato alcalino verde para rosado nos charnockitos.



Fig.19 – Mudança gradual de rocha charnockítica esverdeada para levemente rosada na proximidade de dique granítico. UB-37

#### Diques de Diabásio, Olivina Basaltos e Lamprófios

Por toda a área é comum a existência de diques de diabásio, olivina basaltos e lamprófios, majoritariamente com orientação aproximadamente NE-SW.

Os diques de diabásio (Fig.20), por vezes chegam a ter mais de 10 metros de espessura, mas em geral têm de entre menos de um metro até dois metros. Apresentam granulometria fina, por vezes porfírica, com fenocristais de plagioclásio (Fig.21).

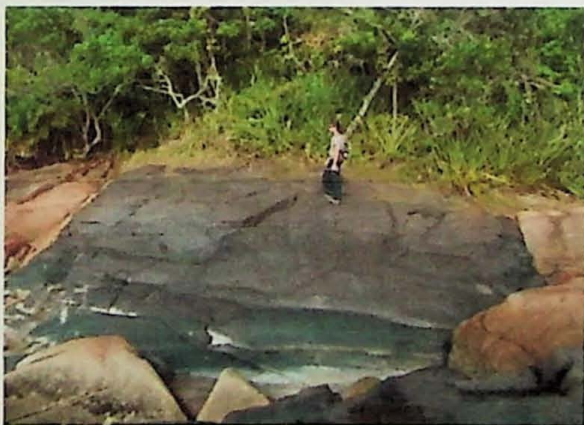


Fig.20 – Dique métrico de diabásio. UB-81



Fig.21 – Fenocristais de plagioclásio em dique de diabásio. UB-21

Diques de olivina basaltos se assemelham aos diques de diabásio, por vezes porfíricos, com fenocristais de olivina.

Os diques lamprófiros não chegam a ter mais de 1 metro de espessura, sendo comum em escala decimétrica. Apresentam um zonamento borda-núcleo (Fig.22), definido por camadas, com variações composicionais e granulométricas, paralelas à borda com contatos abruptos entre si.



Fig.22 – Zonamento borda-núcleo em dique lamprófiro. UB-51

## Geologia Estrutural

Em geral os mangeritos apresentam foliação pouco evidente, dada principalmente pela orientação dos aglomerados de minerais máficos. Dentro destes aglomerados não há orientação alguma. Em alguns casos ocorre estiramento de quartzo, porém não são observadas texturas de recristalização deste mineral.

O estiramento de quartzo e de minerais máficos sugere uma deformação em estado sólido.

Em zonas de cisalhamento locais, próximos a contatos e intrusões, essa foliação é mais intensa, dada por linhas contínuas de minerais máficos.

Para os outros litotipos também valem estas características, visto que a foliação também é evidenciada pela orientação dos minerais máficos. Nos leucogranitos a foliação é melhor observada.

As medidas obtidas, plotadas no estereograma (Fig.23), mostram duas tendências principais dos planos de foliação, uma NE-SW e outra NW-SE. A concentração de planos com orientação NW-SE é devido ao grande número de medidas em uma parte restrita do mapa, visto que maior parte as estruturas apresenta direção NE-SW. O mergulho dos planos varia para todas as direções, mas tende à verticalidade.

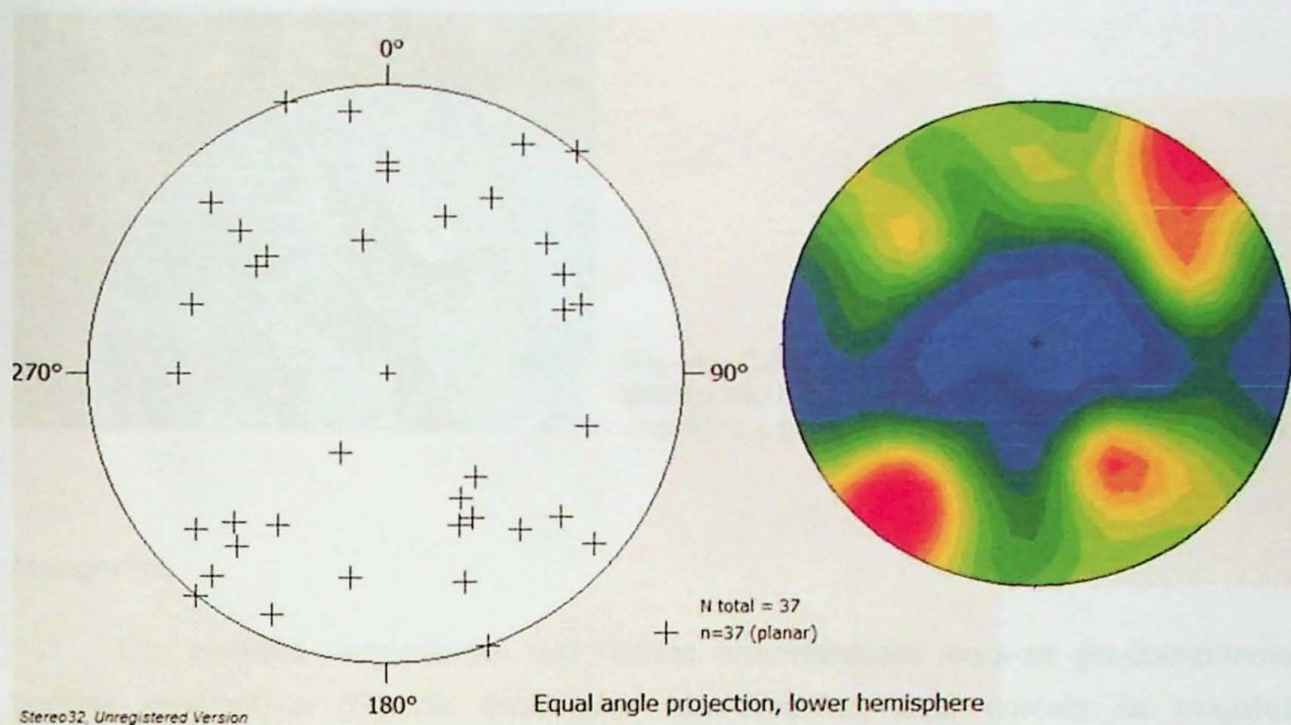


Fig.23 – Estereogramas de pólos e densidade, plotados no hemisfério inferior, com as medidas de foliação principal observadas (Programa Stereo32).

Os diques sin-plutônicos estão predominantemente orientados segundo a foliação NW-SE.

A existência de muitos blocos rolados e costões em que não é possível observar a atitude exata do plano foram dificuldades observadas na coleta de dados estruturais.

## 8.2. Petrografia

### Gnaisses

Nas rochas gnáissicas a composição é dada principalmente por quartzo, microclínio e oligoclásio nos leitos félsicos, e biotita nos leitos máficos.

Como minerais acessórios aparecem zircão, apatita, allanita e sericita, este último como alteração tardia, principalmente incluso em plagioclásio.

Em escala de afloramento nota-se textura porfiroclástica em partes do gnaise, porém em análises petrográficas ao microscópio não é observada tal textura. Há um claro predomínio de plagioclásio, cerca de 50% da composição total da rocha, com cristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio intersticiais nos leitos félsicos (Fig.24).

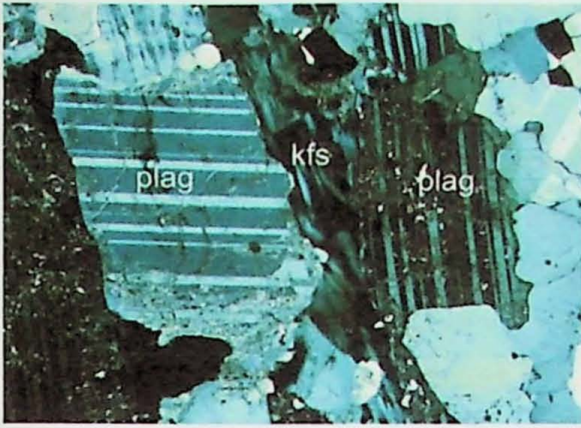


Fig.24 – Cristais intersticiais de feldspato alcalino entre cristais de plagioclásio. Aumento de 4X, polarizadores cruzados. Lado maior 3,25 mm. UB-14a – gnaisse.

## Mangeritos

Em análises petrográficas das rochas charnockíticas nota-se predominância de textura xenomórfica (Fig.25), localmente hipidiomórfica, com cristais de plagioclásio subédricos (Fig.26), na amostra com feições de bandamento composicional. Normalmente apresenta cristais maiores e fenocristais de feldspato alcalino, por vezes de quartzo, e plagioclásio predominantemente intersticial (Fig.27).

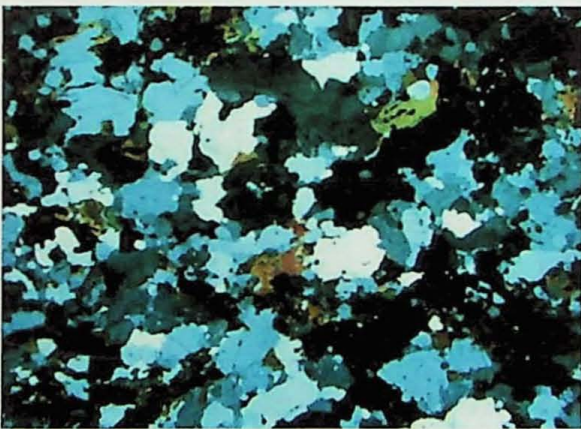


Fig.25 - Textura xenomórfica em charnockito. Aumento de 1.25X, polarizadores cruzados. Lado maior 10,4 mm. UB-11c – charnockito.

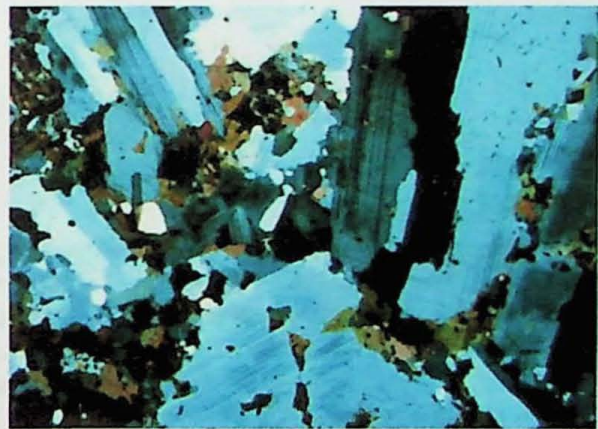


Fig.26 – Cristais subédricos de plagioclásio. Aumento de 1.25X, polarizadores cruzados. Lado maior 10,4 mm. UB-29- mangerito.

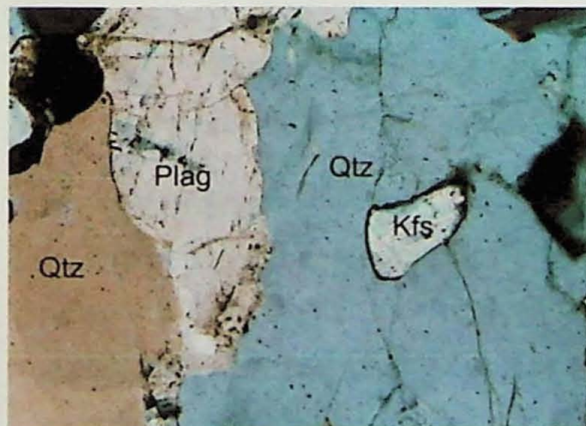


Fig.27 – Cristal intersticial de plagioclásio entre cristais de quartzo, um deles englobando feldspato alcalino. Aumento de 10X, polarizadores cruzados. Lado maior 1,3 mm. UB-18a - mangerito.

Os cristais de feldspato alcalino variam entre microclínio e ortoclásio, e é comum a existência de lamelas pertíticas gerando bolsões e bordas albíticas.

O plagioclásio, essencialmente oligoclásio, na maioria das amostras parece ser todo gerado a partir destas exsoluções, formando cristais menores intersticiais. Há formação de mirmequitas (Fig.28) em grande parte dos contatos entre feldspato alcalino e plagioclásio. Em algumas lâminas há presença de cristais de feldspato alcalino como exsoluções no plagioclásio, formando anti-pertitas (Fig.29).



Fig.28 – Mirmequita em plagioclásio em contato com feldspato alcalino. Aumento de 10X, polarizadores cruzados. Lado maior 1,3 mm. UB-21 - mangerito.

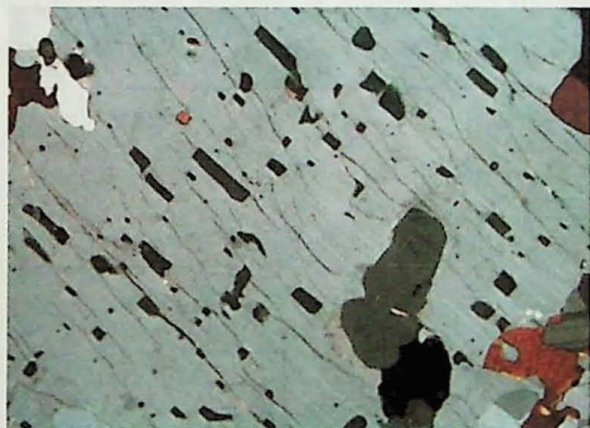


Fig.29 – Anti-pertita formada por exsoluções de feldspato alcalino, partes escuras, em plagioclásio. Aumento de 4X, polarizadores cruzados. Lado maior 3,25mm. UB-46 - mangerito.

Cristais de quartzo aparecem tanto intersticiais quanto maiores, englobando cristais menores de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo (Fig.27).

Os minerais máficos estão geralmente aglomerados, por vezes esparsos. Hornblenda e biotita são os mais comuns, representando até 15% da mineralogia da rocha.

Hornblenda costuma se desenvolver ao redor de cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio, que ainda aparecem como núcleos em aglomerados máficos (Fig.30). Alguns cristais de hornblenda são formados a partir de cristais de ortopiroxênio, provavelmente reagindo também com plagioclásio.

Os cristais de ortopiroxênio variam entre 3% e 6% na composição da rocha, e estão normalmente bem alterados, ao longo de uma clivagem bem marcada (Fig.31).

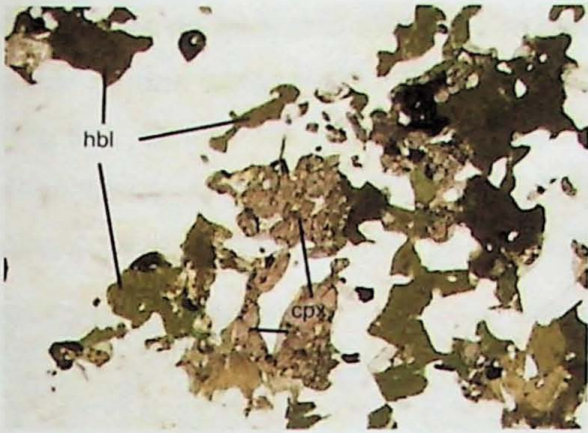


Fig.30 – Aglomerado máfico com clinopiroxênio no núcleo, cercado por hornblenda. Aumento de 4X, polarizadores paralelos. Lado maior 3,25 mm. UB-11c - charnockito.

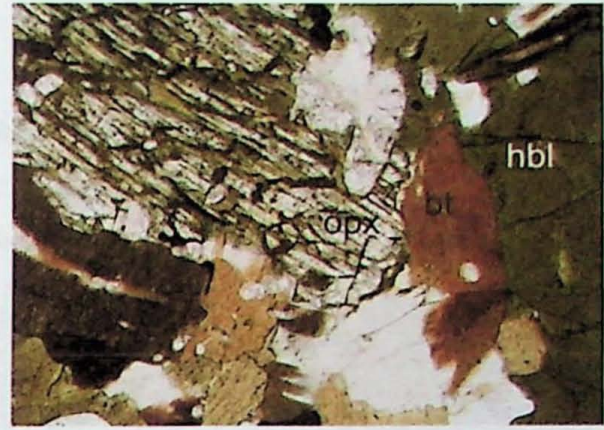


Fig.31 – cristal de ortopiroxênio alterado em aglomerado máfico associado com hornblenda e biotita. Aumento de 10X, polarizadores paralelos. Lado maior 1,3 mm. UB-29 – mangerito.

Duas gerações de biotita são distinguidas, uma castanha, outra esverdeada, menos abundante, e aparentemente proveniente de alteração de piroxênio, hornblenda e da biotita da primeira geração.

Zircão está presente em abundância nesta unidade, muitas vezes em cristais idiomórficos. Apatita e allanita são minerais acessórios presentes em praticamente todas as lâminas. Em alguns casos allanita causa halo pleocróico em biotita (Fig.32).

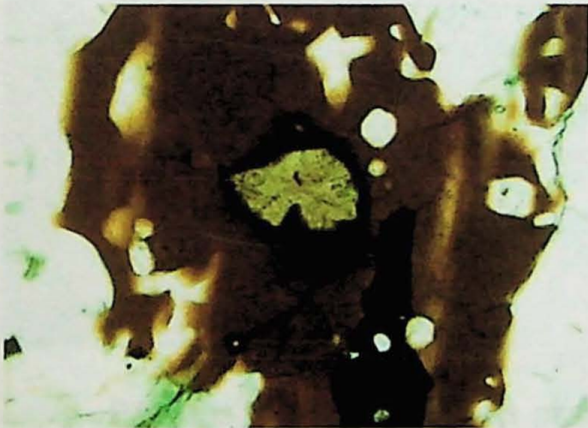


Fig.32 – Allanita inclusa em biotita formando halo pleocróico. Aumento de 10X, polarizadores paralelos. Lado maior 1,3 mm. UB-21 – charnockito.

### Leucogranitos

A mineralogia dos leucogranitos é parecida com a dos mangeritos, notando-se a ausência de piroxênios, sendo constituída principalmente por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, e como minerais acessórios allanita, zircão, apatita e opacos. Muscovita aparece como alteração tardia em alguns casos.

Como no caso dos mangeritos, a textura predominante é xenomórfica, com muitos dos cristais maiores constituídos por quartzo e feldspato alcalino, microclínio e oligoclásio.

Os cristais de feldspato alcalino têm elevada proporção de lamelas perfiticas que chegam a gerar bordas albíticas (Fig.33) e cristais intersticiais de plagioclásio entre os cristais maiores (Fig.34). O teor de anortita nos cristais de plagioclásio é baixo ( $An < 20$ ), caracterizando oligoclásio, raramente albíta. Há formação de textura anti-rapakivi, com cristais de plagioclásio totalmente envolvidos em feldspato alcalino (Fig.35).

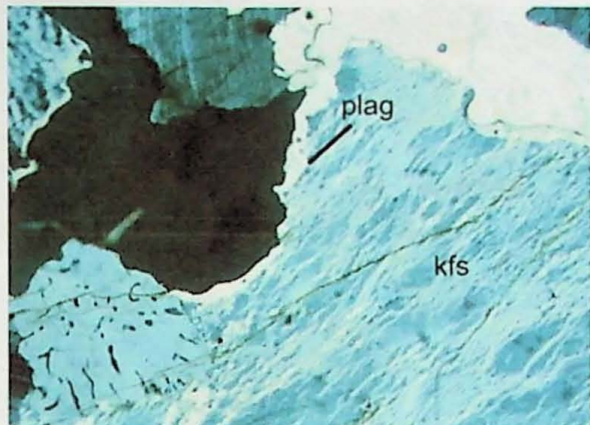


Fig.33 – Borda albítica em cristal de feldspato alcalino perfitico. Aumento de 10X, polarizadores cruzados. Lado maior 1,3 mm. UB-02 – leucogranito.

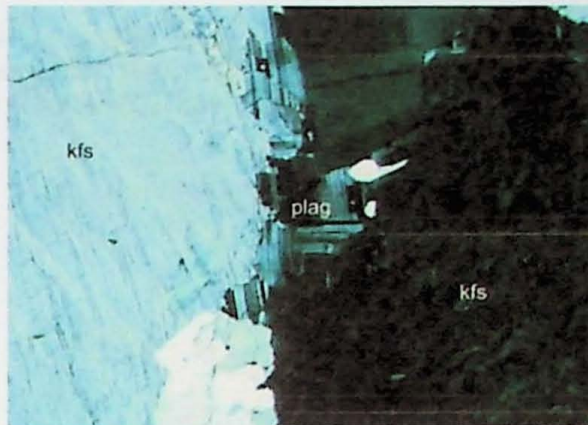


Fig.34 – Cristais intersticiais de plagioclásio ente cristais de feldspato alcalino. Aumento de 4X, polarizadores cruzados. Lado maior 3,25 mm. UB-42 – leucogranito.



Fig. 35 – Textura anti-rapakivi, com cristal de plagioclásio totalmente envolto por feldspato alcalino. Aumento de 10X, polarizadores cruzados. Lado maior 1,3 mm. UB-72 – leucogranito.

Biotita e hornblenda são os minerais máficos observados e, normalmente, formam pequenos aglomerados. Allanita é comum nestes aglomerados, inclusive em cristais bem desenvolvidos (Fig.36).

De modo não generalizado, é comum a observação de biotita simplectítica intercrescida com quartzo (Fig.37).



Fig.36 – Cristal bem desenvolvido de allanita. Aumento de 10X, polarizadores paralelos. Lado maior 1,3 mm. UB-27a – granito avermelhado.



Fig.37 – Biotita simplectítica junto de mineral opaco. Aumento de 4X, polarizadores paralelos. Lado maior 3,25 mm. UB-27a – granito avermelhado.

Zircão e apatita aparecem por toda a rocha, sendo em alguns casos mais abundantes, somando até 1% da mineralogia total da rocha.

#### Granitos cinza

As rochas desta unidade apresentam textura predominantemente xenomórfica. A mineralogia principal é composta por microclínio (30 a 50%), plagioclásio (oligoclásio) (~30%), quartzo (~20%), biotita e hornblenda. Como minerais acessórios há zircão, allanita, apatita e titanita. Os minerais acessórios variam em quantidade nas lâminas em alguns casos apresentando cristais precoces de apatita. A presença de titanita é restrita a esta unidade.

Inclusões de quartzo são comuns por toda a lâmina, por vezes formando bolsões somente com cristais esféricos de quartzo.

Cristais de feldspato alcalino e plagioclásio apresentam zonamento. Nos cristais em que há inclusões de quartzo estas se concentram quase que exclusivamente na porção externa (Fig.38, 39). Cristais de plagioclásio totalmente envolvidos por feldspato alcalino também são observados, caracterizando textura anti-rapakivi. Neste caso as inclusões de quartzo, quando presentes, também são restritas à parte externa (Fig.40).

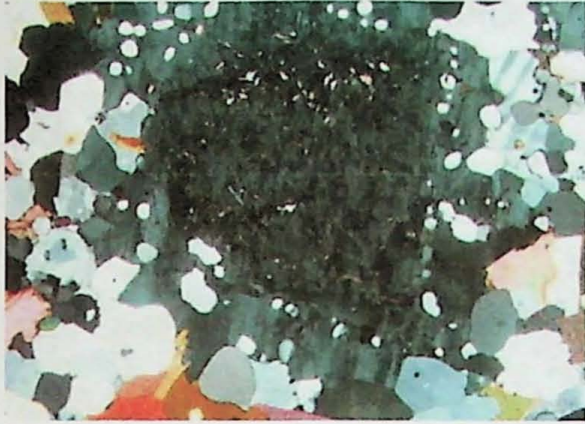


Fig.38 – Cristal zonado de feldspato alcalino com inclusões na porção externa. Aumento de 4x, polarizadores cruzados. Lado maior 3,25 mm. UB-58b – granito

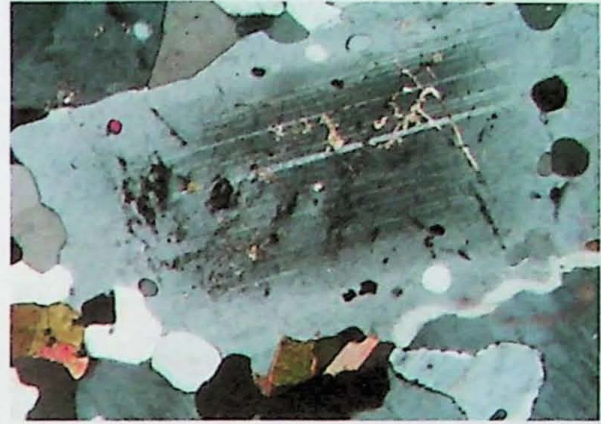


Fig.39 – Cristal zonado de plagioclásio com inclusões na porção externa. Aumento de 4x, polarizadores cruzados. Lado maior 3,25 mm. UB-56c – granito

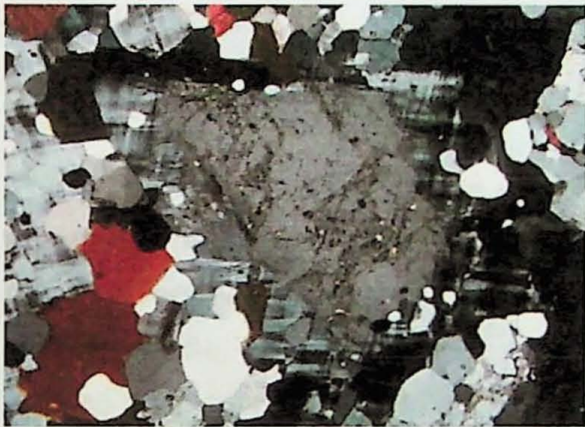


Fig.40 – Cristal de plagioclásio envolto por feldspato alcalino (textura anti-rapakivi) com inclusões na porção externa, no feldspato alcalino. Aumento de 4x, polarizadores cruzados. Lado maior 3,25 mm. UB-58b – granito

#### Diques compostos rompidos

As porções máficas dos diques compostos rompidos são formadas principalmente por plagioclásio, biotita e hornblenda. A ausência de quartzo e de feldspato alcalino, aliada ao caráter máfico, caracteriza essas rochas como metabásicas. O índice de cor nessas rochas é alto, entre 30% e 40%, com predomínio de biotita e hornblenda, além de algum clinopiroxênio (até 7%), e minerais acessórios como zircão e apatita. Essas rochas apresentam foliação bem definida por leitos nematoblásticos, nas porções com mais hornblenda, e pela orientação de cristais de biotita (Fig.41 e 42).

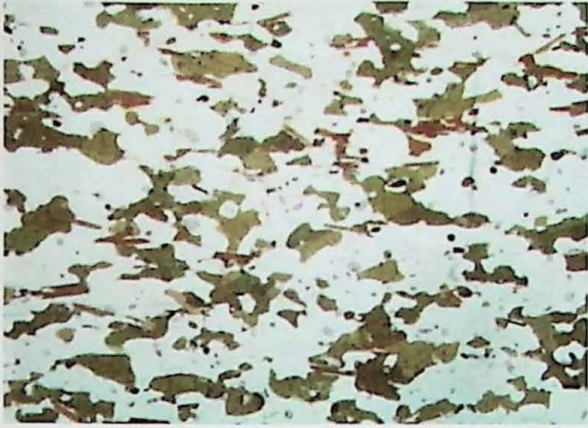


Fig.41 – Foliação evidenciada por cristais de hornblenda e biotita. Aumento de 1,25X, polarizadores paralelos. Lado maior 10,4 mm. UB-60b.



Fig.42 – Foliação evidenciada por cristais de hornblenda e biotita. Presença de piroxênio (mineral incolor de relevo alto). Aumento de 1,25X, polarizadores paralelos. Lado maior 10,4 mm. UB-63b.

### Diques graníticos aplíticos

Em análises petrográficas a textura é predominantemente xenomórfica, equigranular a inequigranular com matriz fina. A mineralogia é semelhante aos leucogranitos descritos, com microclínio, quartzo, oligoclásio, biotita e hornblenda como minerais principais e allanita, zircão, apatita e fluorita como acessórios. Cristais de fluorita foram observados apenas uma lamina (UB-09b) de sienogranito, com allanita inclusa.

Modalmente, variam de granodiorito a sienogranito, diferindo dos leucogranitos mapeados na granulometria fina e índice de cor menor.

### Diques de diabásio, olivina basaltos e lamprófiros

Em análise petrográfica dos diques de diabásio nota-se fenocristais de plagioclásio em meio à matriz de clinopiroxênio e plagioclásio. Os fenocristais de plagioclásio apresentam um claro zonamento, e muitas vezes têm inclusões concentradas no núcleo diminuindo em quantidade para a borda (Fig.43).

Um xenólito de rocha cumulática também foi observado, com cristais arredondados de piroxênio e alguma apatita, em meio à matriz fina (Fig.44).



Fig.43 – Cristal zonado de plagioclásio, em diabásio, com diminuição de inclusões do núcleo para a borda. Aumento de 4X, polarizadores cruzados. Lado maior 3,25 mm. UB-16d

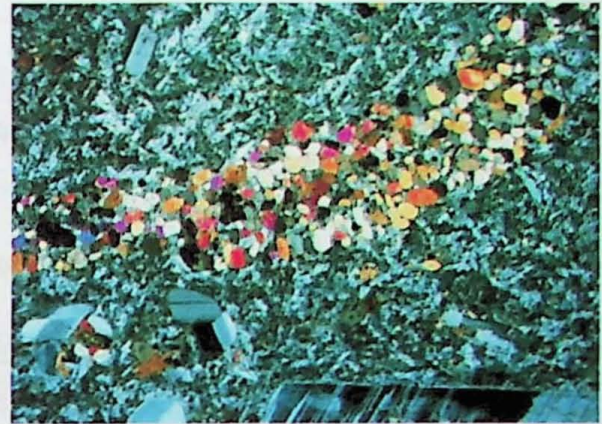


Fig.44 – Xenólito cumulático em diabásio. Aumento de 1.25X, polarizadores cruzados. Lado maior 10,4 mm. UB-16d

Nos diques de lamprófiro observa-se textura porfírica, formada por uma matriz fina, composta principalmente por biotita, piroxênio e olivina, e fenocristais de olivina, esta já praticamente toda alterada (Fig.45). Fenocristais de biotita são pouco comuns.

Olivina basaltos são porfíricos, constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio e olivina tanto como fenocristais, até 7 mm, quanto como matriz fina. Os maiores fenocristais são de olivina e piroxênio, estes por vezes zonados (Fig.46).

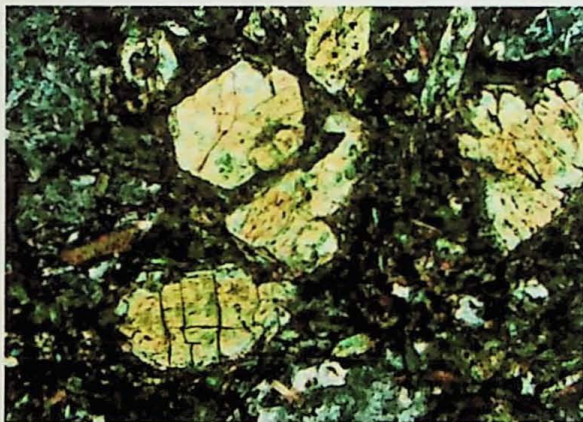


Fig.45 – Textura porfírica em lamprófiro. Aumento de 4X, polarizadores cruzados. Lado maior 3,25 mm. UB-05b



Fig.46 – Textura porfírica de olivina basalto. Cristais de piroxênio zonado no centro e canto superior esquerdo da foto. Aumento de 4X, polarizadores paralelos. Lado maior 3,25 mm. UB-84

### 8.3. Geoquímica

As análises químicas realizadas, um total de 15, compreendem quatro grupos de rochas, sendo eles mangeritos, granitos cinza, leucogranitos e diques metabásicos. A tabela com os dados geoquímicos encontra-se em anexo (Anexo III).

As amostras referidas como graníticas englobam os três primeiros grupos.

Estes dados, quando plotados em diagramas classificatórios de rochas ígneas, apresentam clara correlação com os grupos descritos em campo.

#### 8.3.1. Classificação

As rochas charnockíticas tanto no diagrama  $R_1-R_2$ , de De La Roche *et al.* (1980) (Fig.47), como no diagrama TAS de Middlemost (1994) (Fig.48), têm concentração no campo do quartz monzonite, e por este motivo foram denominadas mangeritos devido à presença de ortopiroxênio (Streckeisen, 1976). A mesma relação é encontrada para os granitos cinza nos dois diagramas, ambos com concentração no campo granítico. Para os leucogranitos há uma leve divergência entre os diagramas, com concentração das amostras no campo do granito no primeiro e como álcali granito no segundo.

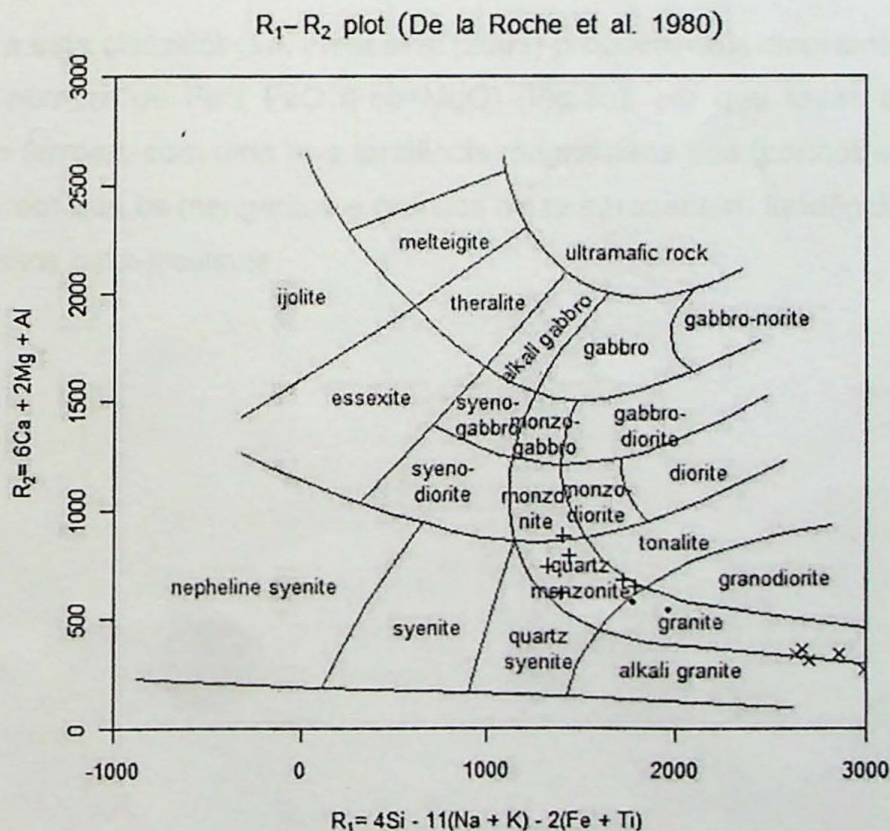


Fig.47 – Diagrama classificatório de rochas graníticas  $R_1-R_2$  de De La Roche *et al.* (1980).

Legenda: • - granitos cinza; + - mangeritos; x – granitos.

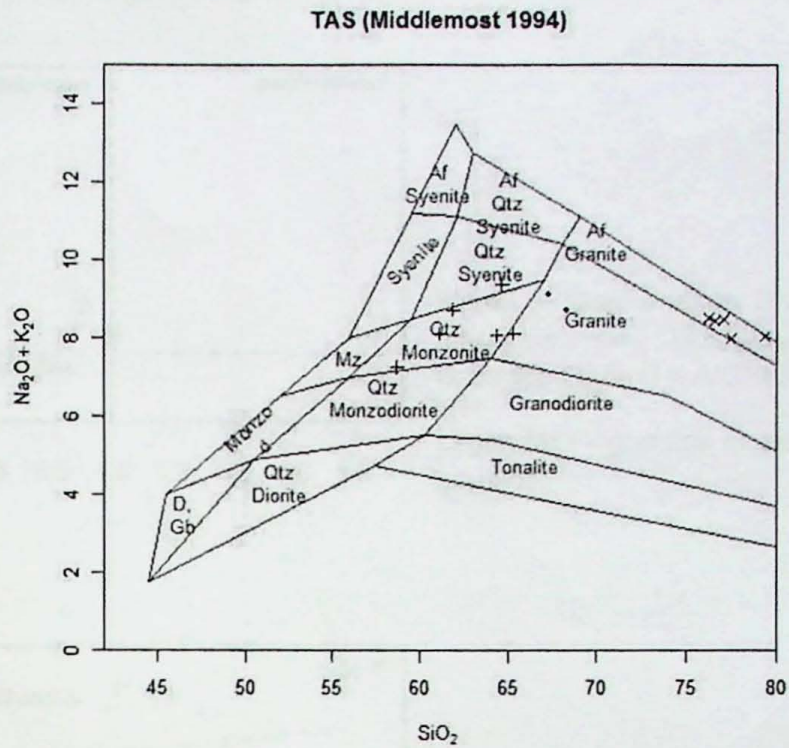


Fig.48 – Diagrama classificatório de rochas graníticas TAS – total álcalis x sílica, de Middlemost (1994). Legenda: • - granitos cinza; + - mangeritos; x – granitos.

Todas as amostras de mangeritos são plotadas no campo metaluminoso, segundo o diagrama de Shand (1943) (Fig.49). As amostras de leucogranitos e uma de granito ficam bem no limite metalumino-peraluminoso, próximo ao limite peralcalino.

Aliada a esta classificação, Frost *et al.* (2001) propõem dois diagramas classificatórios baseados no número de Fe ( $FeO / FeO + MgO$ ) (Fig.50), em que todas as amostras são plotadas como *ferroan*, com uma leve tendência magnesianas dos granitos cinza, e no índice MALI (Fig.51), em que os mangeritos e granitos cinza apresentam tendências álcali-cálcicas e os leucogranitos cálcico-alcálicas.

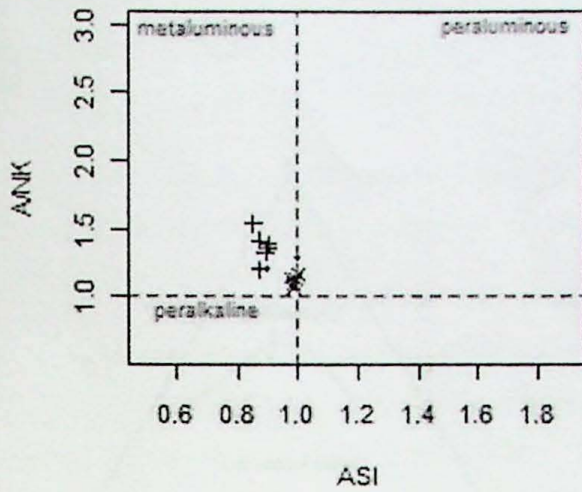


Fig.49 - Diagrama de Shand (1943) para as amostras de Ubatuba. ASI (Aluminum Saturation Index) = A/CNK.

Legenda: • - granitos cinza; + - mangeritos; x - granitos.

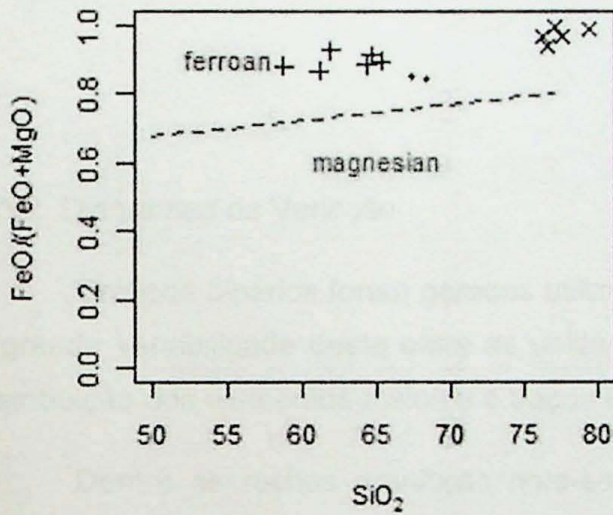


Fig.50 - Diagrama de número Fe versus SiO<sub>2</sub> de Frost *et al.* (1943) para as amostras de Ubatuba.

Legenda: • - granitos cinza; + - mangeritos; x - granitos

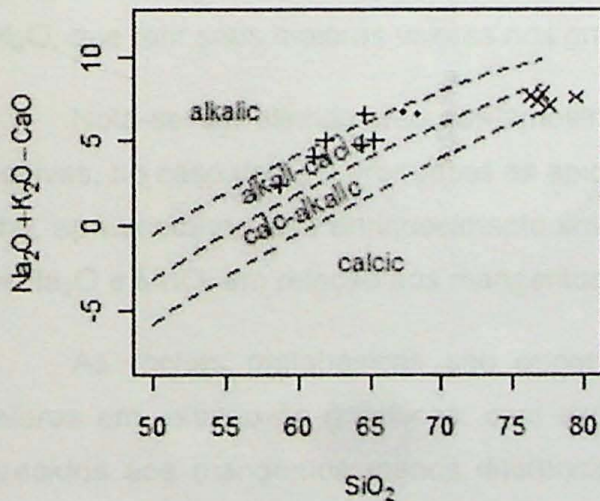


Fig.51 - Diagrama MALI (modified álcali lime index) de Frost *et al.* (2001) para as amostras de Ubatuba.

Legenda: • - granitos cinza; + - mangeritos; x - granitos

Para as rochas básicas, o diagrama AFM mostra um comportamento próximo ao limite toleítico – cálcio-alcalino (Fig.52).

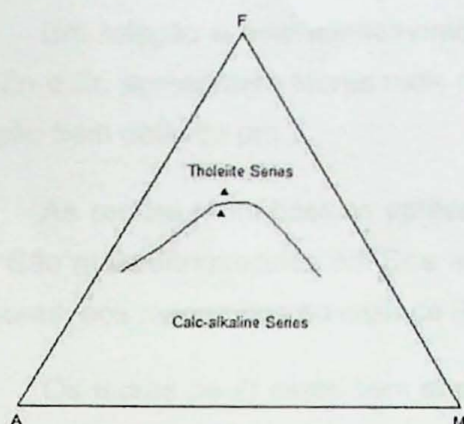


Fig.52 – Diagrama AFM, de Irvine e Baragar (1971). Amostras de diques metabásicos.

### 8.3.2. Diagramas de Variação

Gráficos binários foram gerados utilizando  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação devido à grande variabilidade deste entre as unidades analisadas. As figuras 53 e 54 mostram a distribuição dos elementos maiores e traços em relação à sílica.

Dentre as rochas graníticas nota-se um decréscimo de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  com o aumento de  $\text{SiO}_2$ . A relação de  $\text{Na}_2\text{O}$  com sílica é de leve depleção com o aumento desta. O único óxido maior que acompanha o aumento em sílica é o  $\text{K}_2\text{O}$ , que tem seus maiores valores nos granitos mais enriquecidos em  $\text{SiO}_2$ .

Nota-se um alinhamento das amostras graníticas, com curvas suaves negativas ou positivas, no caso do  $\text{K}_2\text{O}$ . Por vezes as amostras de granitos cinza encontram-se fora desta linha, apresentando leve enriquecimento em  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , e leve depleção em  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{MnO}$ , em relação aos mangeritos e leucogranitos.

As rochas metabásicas são enriquecidas praticamente em todos os elementos maiores em relação às graníticas, com exceção de Al, Na e Mn, que apresentam teores parecidos aos mangeritos menos diferenciados, e K, que apresenta teores menores em relação às outras rochas.

Com relação aos elementos traços, há um alinhamento entre mangeritos e leucogranitos, decrescente no caso de Ba, Ce, Sr, Nb, Zn, Nd e Zr, e crescente no caso do Rb. Para Y e La os teores são relativamente constantes.

Em relação a este alinhamento, os granitos cinza são concordantes nos elementos Rb, Zn e Zr, apresentam teores mais elevados no caso de Ba, Ce, Sr, La, Nb e Nd. Não há relação bem definida pra Y.

As rochas meta-básicas apresentam teores similares às rochas graníticas, de Ce e La. São mais enriquecidas em Sr e apresentam teores próximos, mas em geral levemente menores, aos mangeritos no caso de Ba, Nb, Zn, Nd e Rb.

Os teores de Zr estão bem abaixo das amostras graníticas com teores de  $\text{SiO}_2$  mais próximos aos das metabásicas.

Uma análise mais detalhada do conjunto de mangeritos mostra que existe uma dispersão sistemática, com duas amostras se destacando das demais por apresentarem teores de elementos presentes nos feldspatos (K, Ba e Sr) maiores, para um mesmo teor de sílica. Esta característica pode estar relacionada à acumulação relativa de minerais félsicos e máficos.

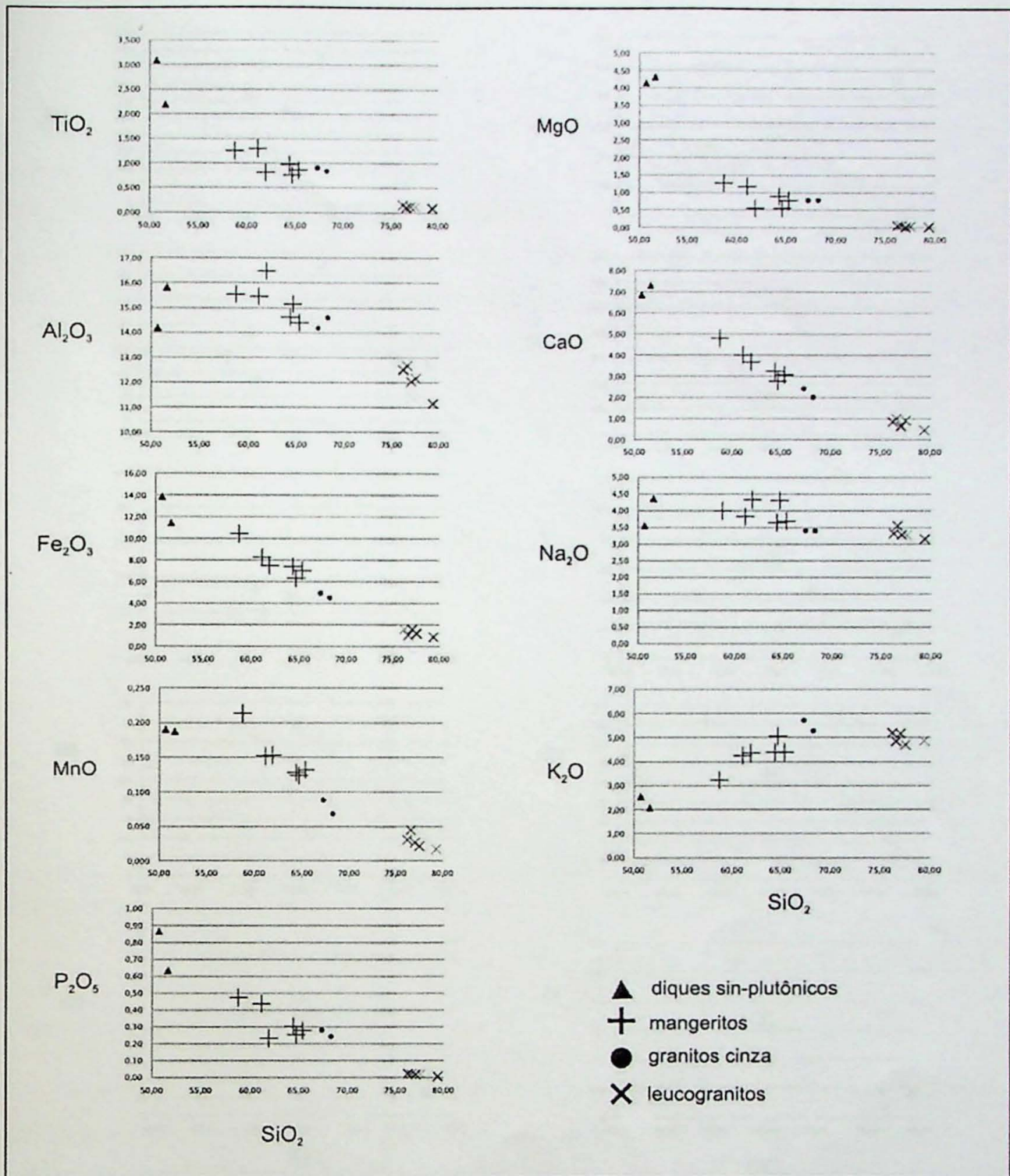


Fig.53 – Diagramas SiO<sub>2</sub> versus óxidos de elementos maiores das amostras de Ubatuba.

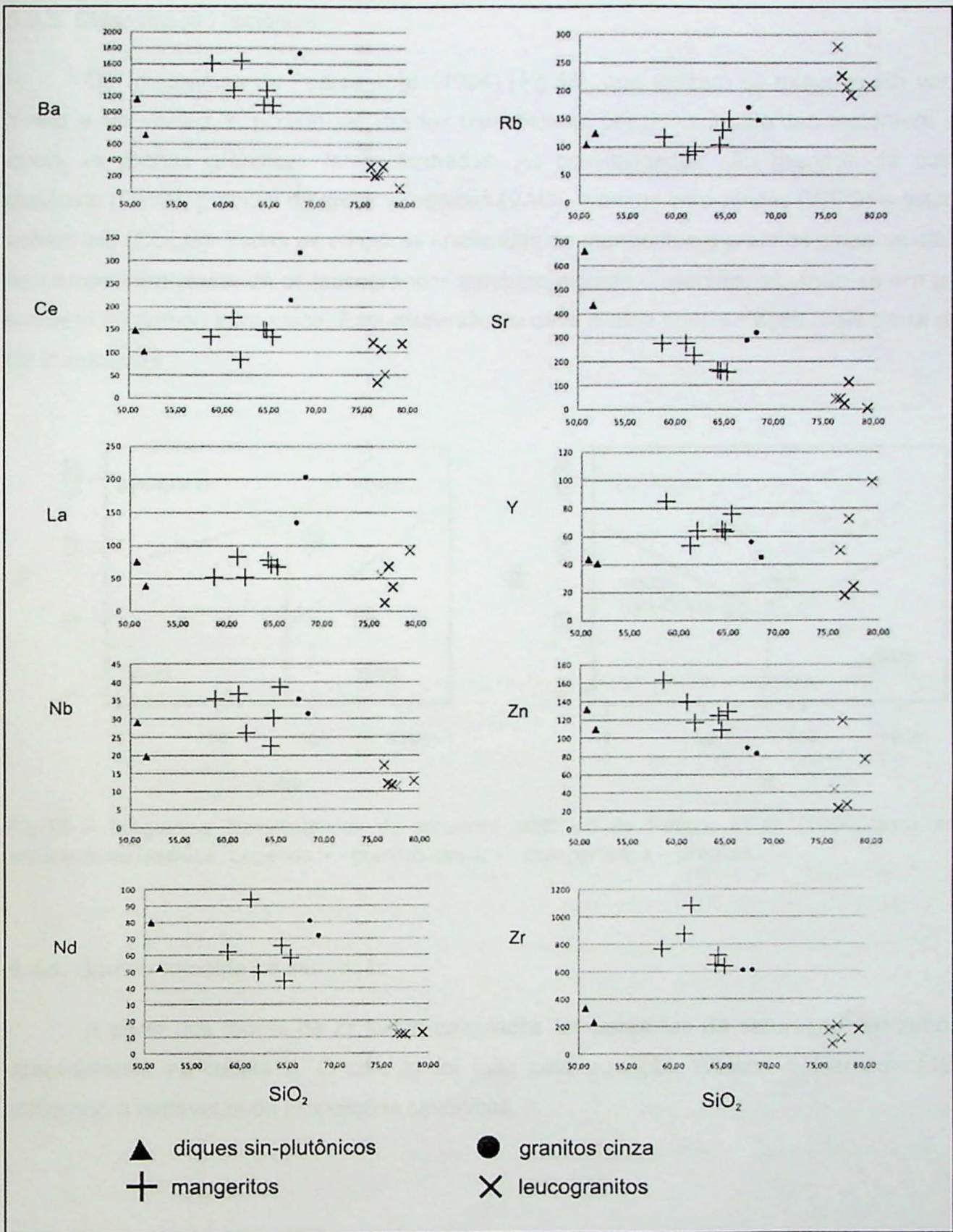


Fig.54 – Diagramas SiO<sub>2</sub> versus elementos traços das amostras de Ubatuba.

### 8.3.3. Classificação tectônica

Os diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Fig.55), que utilizam as relações Rb versus Y+Nb e Nb versus Y, podem ser usados para estimar possíveis ambientes tectônicos nos quais as rochas graníticas foram formadas. As possibilidades são granitos de cadeia oceânica (ORG), granitos de arcos vulcânicos (VAG), granitos intra-placas (WPG) e granitos colisionais (COLG). Todas as amostras analisadas de mangeritos e granitos cinza se situam no campo intra-placa. Já os leucogranitos mostram alguma dispersão, situando-se em parte também no campo intra-placa. Esta dispersão se deve a uma concentração mais baixa de Y de 2 amostras.

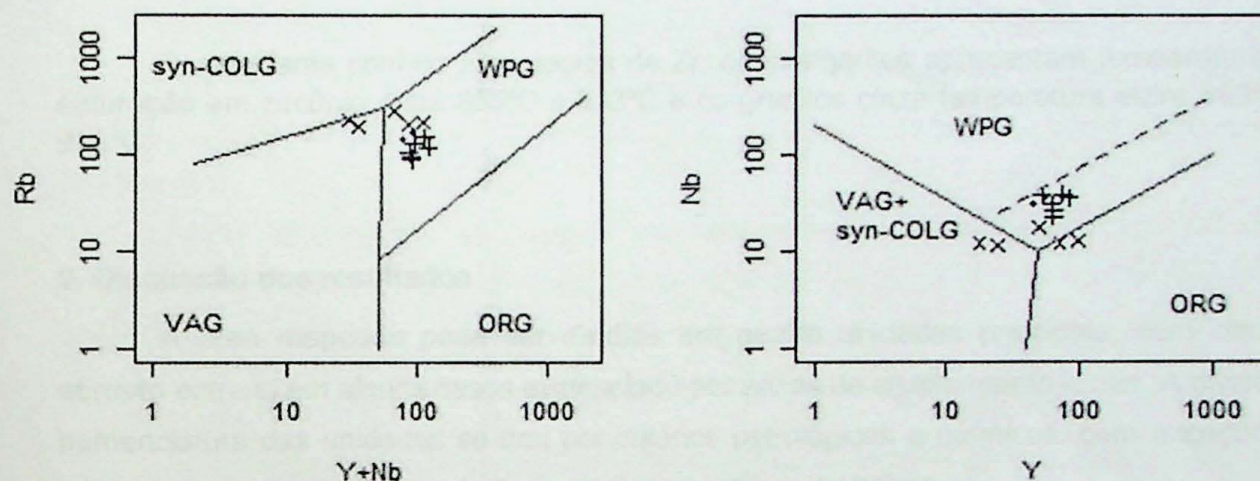


Fig.55 – Diagramas classificatórios de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984) para as amostras de Ubatuba. Legenda: • - granitos cinza; + - mangeritos; x – granitos.

### 8.3.4. Geotermometria de saturação

A partir dos teores de Zr foram calculadas temperaturas da saturação em zircônio, apresentadas na tabela 2. O cálculo foi feito pela equação Watson e Harrison (1983) utilizando a variável  $m$  de proporções catiônicas.

Amostra	Grupo	Temperatura (°C)
UB-69	Mangerito	874
UB-29	Mangerito	900
UB-37	Mangerito	933
UB-21	Mangerito	884
UB-75	Mangerito	891
UB-46	Mangerito	885
UB-92	Granito cinza	883
UB-56C	Granito cinza	902
UB-88	Leucogranito	794
UB-27	Leucogranito	723
UB-08	Leucogranito	812
UB-60	Leucogranito	760
UB-02	Leucogranito	802

Tabela 2 – Temperatura de saturação em zircônio.

Concordante com os altos teores de Zr, os mangeritos apresentam temperatura de saturação em zircônio entre 885°C e 933°C e os granitos cinza temperatura entre 883°C e 902°C.

## 9. Discussão dos resultados

A área mapeada pode ser dividida em quatro unidades principais, com contato abrupto entre si em alguns casos evidenciado por zonas de cisalhamento locais. A divisão e nomenclatura das unidades se deu por critérios petrológicos e químicos, com exceção da unidade gnáissica para a qual não foram feitas análises químicas.

A unidade gnáissica, pouco aflorante na área, é a mais antiga por apresentar elevado grau metamórfico e foliação gnáissica bem marcada, inexistente nas outras unidades. A presença de diques sin-plutônicos nos gnaisses implica em um protólito ígneo.

Em relação às rochas charnockíticas analisadas por Neumann (1993), as análises deste trabalho apresentam rochas menos quartzosas, mais máficas, que foram classificadas, com base em estimativas modais e nas análises químicas, como mangeritos.

O corpo charnockítico mapeado apresenta aspectos de bandamento composicional, evidenciado por feições de afloramento e químicas, como a repetição de picos positivos e negativos de elementos compatíveis com uma mineralogia félsica, neste caso feldspato alcalino, ou máfica.

Os leucogranitos podem representar uma fase félsica dos mangeritos dada uma associação química mais diferenciada, porém concordante a uma linha de fracionamento. Esta hipótese também é suportada pela literatura (Neumann, 1993, e Azevedo Sobrinho *et al.*, 2011).

Nota-se um hiato de sílica entre os grupos dos mangeritos (58-65%) e leucogranitos (76-80%) na área de estudo. No charnockito Ubatuba como um todo este hiato não é observado, visto que Neumann mapeou charnockitos com valores intermediários de sílica nas proximidades da área de estudo, não implicando em magmas diferentes para geração de mangeritos e leucogranitos.

O contato abrupto entre as unidades, co-magmáticas, pode indicar que a geração do leucogranito não se deu no local, caso contrário esperar-se-ia um contato transicional.

A unidade de granitos cinza é vista como mais nova que todas as outras por apresentar relações de intrusão com as outras unidades (veios e vênulas na encaixante e xenólitos dos leucogranitos)

Mapas prévios da área mostram uma expressiva ocorrência de rochas charnockíticas, o que em trabalho de mapeamento não foi confirmado em sua totalidade, obtendo grande destaque as rochas graníticas com baixo índice de cor e ausência de ortopiroxênio.

Estruturalmente não se observa uma atitude exclusiva da foliação NE-SW como proposto em trabalhos anteriores, com grande parte das camadas orientadas NW-SE, o que conseqüentemente, ao menos nesta região, não permite inferir que as rochas charnockíticas ali descritas estejam totalmente dispostas em lentes alongadas NE-SW.

As análises químicas concordam com trabalhos anteriores no que diz respeito a um ambiente tectônico intra-placa de formação dos mangeritos e leucogranitos e caráter metaluminoso.

Os valores obtidos para a temperatura de saturação em zircônio nos mangeritos, entre 874°C e 933°C, podem ser próximos à temperatura de cristalização dos mesmos, evidenciado por uma cristalização relativamente precoce do zircão e baixos teores de zircônio nos leucogranitos, indicando uma depleção deste no fracionamento, portanto saturação nos mangeritos. Estes valores mostram-se elevados em comparação a rochas graníticas em geral, devido a presença de mineralogia não hidratada.

As rochas metabásicas são contemporâneas aos leucogranitos e mangeritos, evidenciado por aspectos de contatos plásticos entre elas, e apresentam feições de mingling, em que as partes máficas e félsicas são bem separadas.

Estas rochas máficas não são co-magmáticas aos mangeritos devido ao comportamento não linear quanto indicadores de fracionamento (elementos maiores e menores *versus* sílica). O aumento no teor de minerais máficos, em relação às análises apresentadas por Neumann (1993), pode ter contribuição dos diques máficos sin-plutônicos.

## 10. Conclusões

O estudo da porção SW do charnockito de Ubatuba permitiu dividir a área mapeada em quatro unidades: gnaisses, mangeritos, leucogranitos e granitos cinza.

Uma origem ortoderivada é proposta para a unidade gnáissica, baseado na presença de diques tido como sin-plutônicos ao protólito.

As rochas charnockíticas deste trabalho apresentam diferenças químicas em relação a trabalhos anteriores (Neumann, 1993), são mais máficas e menos quartzosas. Além disto, foram observadas localmente feições de bandamento magmático típicas de rochas de caráter cumulático. Variações químicas compatíveis com acumulação de minerais reforçam a idéia de que os mangeritos da área estudada têm um componente cumulático.

A unidade dos leucogranitos apresenta contatos abruptos com os mangeritos, mas o alinhamento das análises químicas de rochas das duas unidades nos gráficos indicativos de fracionamento indicam relação com os mangeritos. Dado o hiato composicional entre as unidades, o leucogranito não foi gerado no local, uma vez que com a geração no local esperar-se-ia um contato transicional e um fracionamento contínuo, entre mangeritos e leucogranitos.

O granito cinza é intrusivo nas outras unidades, como indicado por estruturas predominantemente isótropas, veios e vênulas do mesmo invadindo leucogranitos e mangeritos e presença de xenólitos de leucogranitos.

A presença de diques metabásicos sin-plutônicos pode ter contribuído no teor mais elevado de minerais máficos nas rochas charnockíticas deste trabalho em relação às rochas analisadas no trabalho de Neumann (1993).

A ocorrência expressiva de rochas charnockíticas na área mapeada exibida em mapas anteriores não foi comprovada, tendo maior destaque, em área, rochas félsicas sem ortopiroxênio. Observou-se também que as estruturas não apresentam atitude exclusivamente NE-SW, com grande parte dos planos de foliação exibindo atitude NW-SE, o que não permite inferir que as rochas charnockíticas estejam sempre dispostas em lentes NE-SW, como proposto por Neumann (1993).

## Referências Bibliográficas

- Azevedo Sobrinho, J.M., Janasi, V.A., Simonetti, A., Heaman, L.M., Santoro, J., Diniz H.N., 2011. The Ilha Anchieta Quartz Monzonite: the southernmost expression of ca. 500 Ma post-collisional magmatism in the Ribeira Belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências.*, 83(3):891-906
- Bento dos Santos, T.M., Munhá, J.M., Tassinari, C.G.C., Fonseca, P.E., Dias Neto, C., 2010. Thermochronology of central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: Petrological and geochronological evidence for long-term high temperature maintenance during Western Gondwana amalgamation. *Precambrian Research* 180: 285-290.
- Campos Neto, M.C. e Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (2): 143–162.
- De la Roche, H., Leterrier, L., Grandclaude, P. e Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1, R_2$ -diagrams and major element analysis-its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- 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. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40: 215-229 (suplemento).
- Freitas, R.O., 1976. Definição petrológica, estrutural e geotectônica das cintas orogênicas antigas do litoral norte do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto de Geologia*, 1:1-175.
- Frost, B. R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R. J., Ellis, D.J. e Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11):2033-2048.
- Gasparini, P. e Mantovani, M.S.M., 1979. Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth Planet Sciences Letters*, 42 (2): 311-320.
- Hasui, Y., Fonseca, M.J.G. e 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 1:2.500.000*. Brasília. DNPM: 307-325.

- Heilbron, M. e Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil). *Precambrian Research*, 125 (1-2): 87-112.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R.A.J. e Janasi, V.A., 2004. Província Mantiqueira. In Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. e Brito-Neves, B.B., coord. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. P:203-235.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J., Tupinambá, M., Siga Jr, O. e Trouw, R., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1): 211-237.
- IPT, 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. 2 volume. *Instituto de Pesquisa Tecnológicas do Estado de São Paulo*. São Paulo.
- Irvine, T. N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Middlemost, E.A., 1984. *Magmas and magmatic rocks - An Introduction to igneous petrology*. Longman Scientific & Technical London.
- Mori, P.E, Reeves, S., Correia, C.T., Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Sao Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3):441-446.
- Neumann, R., 1993. Contribuição à petrologia das rochas charnockíticas de Ubatuba, leste do estado de São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. *Dissertação de Mestrado*, 86 p.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. e Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25, 956-983.
- Schmitt R.S. 2000. Um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira - sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, IGUF RJ, *Tese de Doutorado*, 273 p.
- Shand, S.J., 1943. *The eruptive rocks*. 2ed. Nova York. John Wiley. 444p
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.

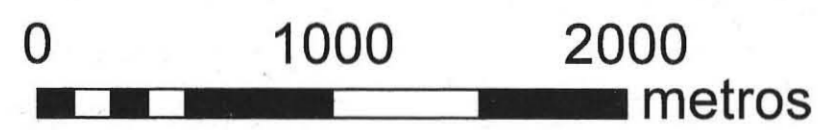
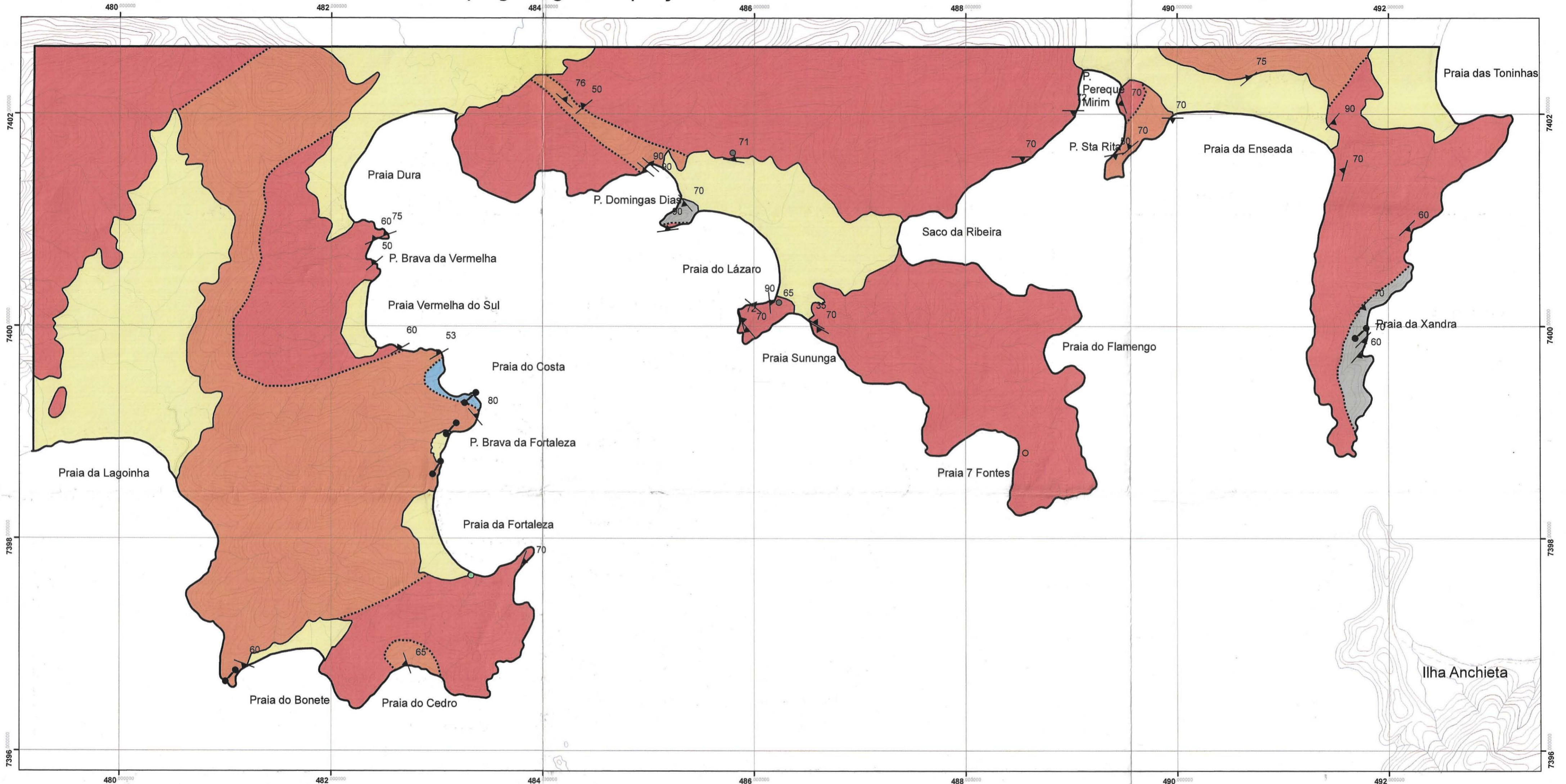
- Tupinambá, M., Teixeira, W. e Heilbron, M., 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 7-11.
- Watson, E.B. and Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295-304.

Anexo I

Mapa geológico

# Mapa geológico da porção SW do charnockito Ubatuba - TF 11-05

24543  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP  
- BIBLIOTECA -



Base topográfica: Folhas Ubatuba e Ilha Anchieta 1:50000, IGBE  
Datum SAD 1969 23S



## Legenda

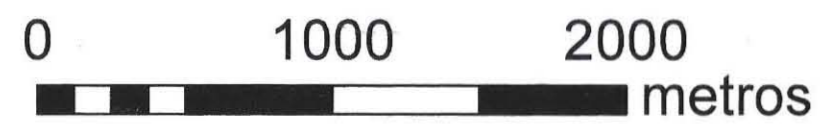
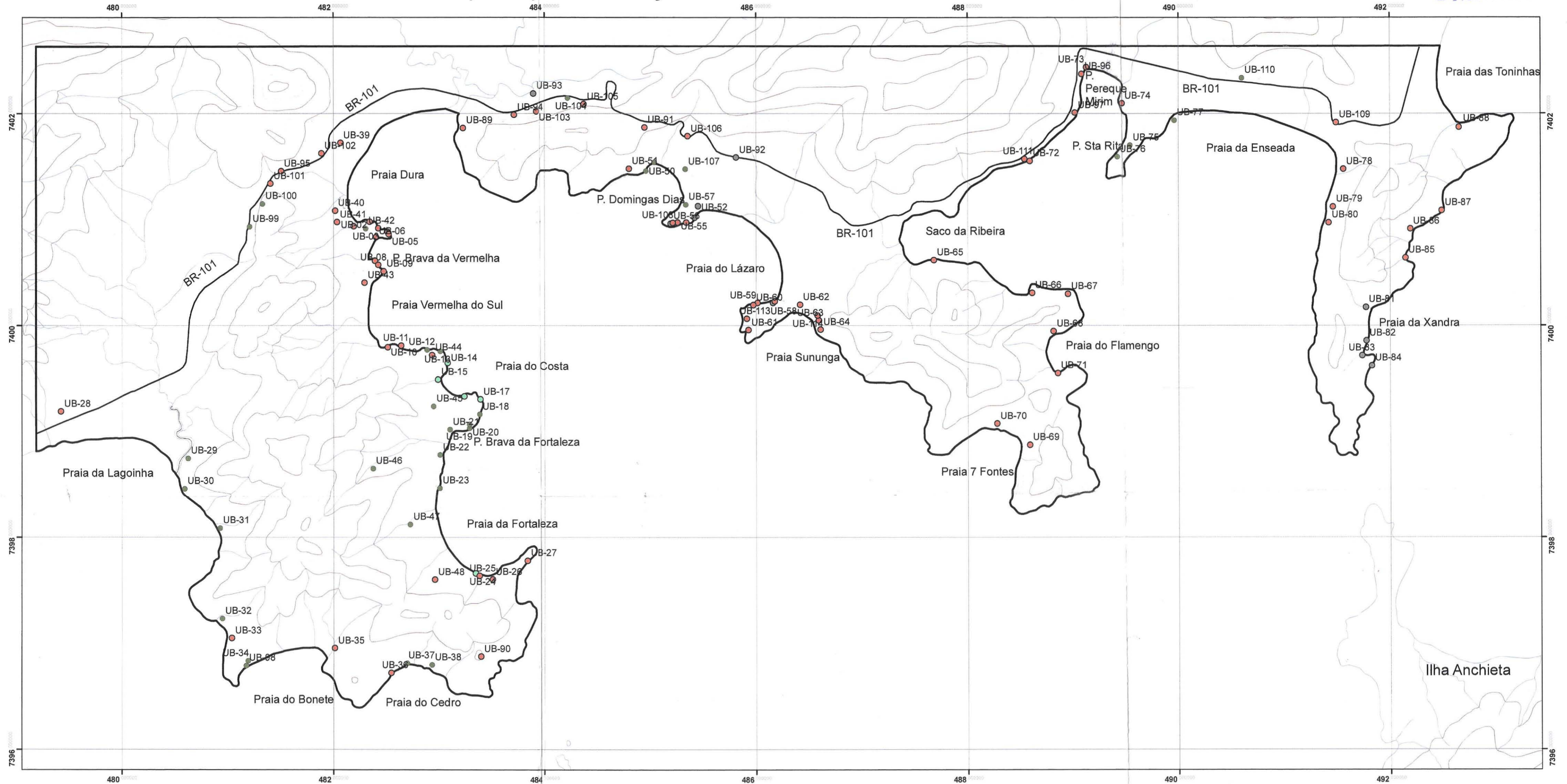
- sedimentos quaternários
- ocorrência de diques de diabásio, com espessura maior que 5 metros
- granito cinza
- leucogranitos
- mangeritos
- gnaisses

- limite dos sedimentos quaternários
- contato inferido
- foliação
- ocorrência local

## Anexo II

Mapa de pontos

# Mapa de pontos - Porção SW do charnockito Ubatuba - TF 11-05



Base topográfica: Folhas Ubatuba e Ilha Anchieta 1:50000, IGBE  
Datum SAD 1969 23S



## Legenda

- granitos cinza
- leucogranitos
- mangeritos
- gnaisses

Anexo III

Tabela de dados químicos

The image shows a large, empty grid of graph paper, which is intended for a chemical data table. The grid is composed of many small squares, typical of graph paper used for scientific data recording. The text 'Anexo III' and 'Tabela de dados químicos' is centered on the page above the grid.



	UB-98	UB-63B	UB-69	UB-29	UB-37	UB-21	UB-75	UB-46	UB-92	UB-56C	UB-88	UB-27	UB-08	UB-60	UB-02
mg#	37,21	42,70	19,50	21,84	12,50	19,23	14,80	17,57	23,72	25,32	5,83	10,34	1,25	6,24	2,20
A/CNK	0,67	0,69	0,83	0,85	0,89	0,88	0,86	0,88	0,87	0,98	0,99	0,98	0,98	1,00	0,99
A/NK	1,64	1,67	1,54	1,41	1,39	1,36	1,20	1,33	1,20	1,29	1,13	1,14	1,09	1,16	1,06
N/K	2,12	3,17	1,87	1,37	1,51	1,26	1,29	1,27	0,91	0,98	0,97	1,11	0,96	1,06	0,98
Zrsat	732,2	711,8	874,9	900,6	933,6	884,6	891,1	885,5	883,5	902,9	794,2	723,2	812,3	760,3	802,2

Zrsat = temperatura de saturação de zircão, em graus Celsius; mg# = razão molecular MgO/(MgO+FeO(total)); A/CNK = razão molecular Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O); A/NK = razão molecular Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O); N/K = razão molecular Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O.

Norma CIPW	UB-98	UB-63B	UB-69	UB-29	UB-37	UB-21	UB-75	UB-46	UB-92	UB-56C	UB-88	UB-27	UB-08	UB-60	UB-02
ap	2,02	1,48	1,10	1,02	0,55	0,71	0,59	0,65	0,65	0,56	0,05	0,05	0,04	0,05	0,01
il	5,88	4,18	2,40	2,47	1,57	1,86	1,45	1,64	1,72	1,60	0,30	0,20	0,25	0,24	0,18
or	15,11	12,41	19,20	25,21	25,89	26,08	29,97	26,13	33,80	31,26	30,79	28,77	30,67	27,86	28,86
ab	30,16	35,39	33,85	32,57	36,72	30,91	36,50	31,23	28,85	28,76	28,15	30,12	27,85	27,71	26,75
an	15,16	17,34	14,89	12,33	12,58	10,49	7,04	9,69	6,49	8,43	3,83	4,26	2,76	4,39	1,83
mt	2,01	1,66	1,52	1,20	1,09	1,08	0,92	1,03	0,72	0,65	0,24	0,15	0,23	0,18	0,13
di	11,17	12,42	5,13	4,04	3,57	3,11	4,50	3,24	3,20	0,00	0,23	0,51	0,38	0,00	0,31
hy	9,23	0,00	15,25	11,95	10,18	10,89	7,95	10,12	6,67	7,70	2,36	1,44	2,14	1,82	1,14
q	0,00	0,00	6,67	9,22	7,85	14,87	11,08	16,27	17,90	20,84	34,05	34,50	35,69	37,68	40,81
ol	9,27	14,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ne	0,00	0,87	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
cor	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00



