MARCOS AURÉLIO FARIAS DE OLIVEIRA

DEDALUS - Acervo - IGC

30900016436

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DA REGIÃO DE
SÃO JOSÉ DO RIO PARDO, ESTADO DE
SÃO PAULO**

Tese de Doutorado Apresentada ao
Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo

1972

Í N D I C E

I - INTRODUÇÃO	1
1 - Generalidades	1
2 - Trabalhos anteriores	2
3 - Metodologia	4
II - GEOLOGIA	6
1 - Aspectos gerais	6
2 - Estruturas	11
3 - Litologia; distribuição, ocorrência, contatos	14
4 - Dados geocronológicos	26
III - MINERALOGIA E PETROGRAFIA	29
1 - Gnaisses homogêneos	29
1.1. Mineralogia	29
1.2. Petrografia	36
2 - Gnaisses homogêneos com granada (Kinzigitos)	40
2.1. Mineralogia	40
2.2. Petrografia	43
3 - Gnaisses bandados (Migmatitos)	48
3.1. Mineralogia	48
3.2. Petrografia	54
4 - Granulitos alaskíticos	56
4.1. Mineralogia	57
4.2. Petrografia	59
5 - Hiperstênio granulitos (Charnockitos)	62
5.1. Mineralogia	62
5.2. Petrografia	72

6 - Anfíbolitos	80
6.1. Mineralogia	80
6.2. Petrografia	81
7 - Rochas calco-silicáticas	81
7.1. Mineralogia	83
7.2. Petrografia	87
IV - PETROGÊNESE	90
1 - Idéias relativas ao problema dos charnockitos e rochas afins	90
2 - Evidências de campo	92
3 - Evidências mineralógicas e petro- gráficas	94
4 - Evidências químicas	102
5 - Condições de metamorfismo	114
6 - Considerações finais sôbre a gê- nese das rochas metamórficas de São José do Rio Pardo	116
V - SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	118
VI - AGRADECIMENTOS	121
VII - BIBLIOGRAFIA	123

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1	- Determinações geocronológicas	28
TABELA 2	- Análises modais dos gnaisses homogêneos	37
TABELA 3	- Análises químicas, valores de Niggli e normas moleculares de quatro amostras de gnaisses homogêneos	39
TABELA 4	- Propriedades físicas das granadas dos kinzigitos de São José do Rio Pardo	41
TABELA 5	- Análises químicas e fórmulas químicas de duas granadas analisadas (na base de 24 átomos de oxigênio)	42
TABELA 6	- Análises modais dos kinzigitos	47
TABELA 7	- Análise química, norma molecular e números de Niggli de granada gnaiss (kinzigito)	49
TABELA 8	- Análises modais dos gnaisses bandados (migmatitos)	55
TABELA 9	- Análises modais dos granulitos alaskíticos	60
TABELA 10	- Análise química, norma molecular e valores de Niggli de uma amostra de granulito alaskítico	63
TABELA 11	- Propriedades ópticas dos ortopiroxênios	66
TABELA 12	- Análises modais dos hiperstênio granulitos	77
TABELA 13	- Análises químicas, valores de Niggli e normas moleculares de hiperstênio granulitos de São José do Rio Pardo. Cinco análises químicas de rochas de Varberg (Suécia) e Madras (Índia) são apresentadas para comparações	79

TABELA 14 - Análises modais, análises químicas, valores de Niggli e normas moleculares de algumas amostras de anfibolitos	82
TABELA 15 - Propriedades físicas dos clinopiroxênios dos piroxenitos	85
TABELA 16 - Propriedades físicas, análise química e fórmula química de granada de um granada piroxenito	86
TABELA 17 - Análises modais de algumas rochas calco-silicáticas	88
TABELA 18 - Análises químicas, valores de Niggli e normas moleculares de duas amostras de rochas calco-silicáticas	89
TABELA 19 - Médias das análises químicas dos principais tipos de rochas de São José do Rio Pardo e de rochas ígneas e sedimentares	104
TABELA 20 - Análises químicas em porcentagem catiônica das rochas charnockíticas de São José do Rio Pardo	107

I - INTRODUÇÃO

1. Generalidades

Na região centro norte do Estado de São Paulo, ocorrem rochas metamórficas de idade pré-cambriana, que, no mapa geológico de 1962 publicado pelo Instituto Geográfico e Geológico, acham-se agrupadas na denominação de Pré-Cambriano não discriminado. Esta região compreende os municípios paulistas de São José do Rio Pardo, Mococa, Caconde, Tapiratiba, Divinolândia, Vargem Grande do Sul e São Sebastião da Gramma, estando a área por nós estudada restrita quase que somente ao município de São José do Rio Pardo.

Iniciamos nosso trabalho no ano de 1968, com levantamento geológico regional, quando observamos a existência de tipos petrográficos interessantes, que mereciam um estudo mais pormenorizado. Tratavam-se de rochas metamórficas de alto grau de metamorfismo, com associações mineralógicas características das fácies anfíbolito e granulito, segundo Fyfe e Turner, 1966 e Turner, 1968. Regionalmente, a área é constituída por gnaisses homogêneos de composição que varia de granítica a diorítica, intercalados em migmatitos, e associados a granulitos portadores de ortopiroxênio, constituindo uma verdadeira "série charnockítica". Completando a litologia, encontraram-se gnaisses kinzigíticos, anfíbolitos, rochas calco-silicáticas e pequenos corpos de pegmatito.

No presente trabalho, daremos maior atenção às rochas portadoras de ortopiroxênios (charnockíticas), já que elas apresentam muitos pontos de controvérsia no que se refere à sua gênese. Para que pudéssemos chegar a conclusões petrogenéticas, foram levadas

dos a efeito estudos petrográficos e químicos dos principais tipos litológicos.

A região coberta pelo mapa geológico (Figura 2) soma aproximadamente 210 km^2 e está localizada entre os meridianos $46^{\circ}55'$ e $46^{\circ}47'$ a oeste de Greenwich e os paralelos $21^{\circ}30'$ e $21^{\circ}38'$ de latitude sul (Figura 1). O mapa planimétrico foi obtido a partir de fotografias aéreas na escala de 1:25.000 da firma Prospec S.A., voo de 1962. A inexistência de mapas da região, obrigou-nos a executar uma restituição a partir das fotos aéreas, pelo método da triangulação radial, com controle de campo.

A área acha-se cortada por boas estradas de rodagem e de ferro. Interligando as estradas maiores, existem outras de uso mais restrito, mas que oferecem boas condições de trânsito.

O complexo metamórfico mapeado nesta área estende-se também pelos municípios adjacentes. A intenção de executar um trabalho mais pormenorizado, nos levou a delimitá-la desta forma.

2. Trabalhos anteriores

O único trabalho que trata sobre a região de São José do Rio Pardo é o de Oliveira (1969), em que o autor descreve sumariamente a petrografia de algumas rochas charnockíticas. Não existem na literatura nacional estudos específicos sobre esta região. Somente em dois outros trabalhos foram encontradas referências sobre rochas charnockíticas que ocorrem nesta área; são eles os trabalhos de Ebert e Gonçalves (1968) e de Ebert (1968).

No primeiro os autores fazem menção a "charnockitos de origem metamórfica que ocorrem a le

te do Estado de São Paulo (São José do Rio Pardo, So
corro) e zonas adjacentes do Estado de Minas G~~e~~rais,"in
dicando metassedimentos (gauvaques, arc~~o~~sios e quartzi
tos) como material original e evidenciando a presença
de kinzigitos como tipos associados.

No segundo, é feito um relato das ocorrên
cias da fácies granulito no sul de Minas Gerais. A reg
ião de São José do Rio Pardo é localizada no ramo
"Araxaídes" do Grupo Paraíba e a origem dos tipos pouco
hidratados (charnockitos) é explicada a partir de
processos tect~~o~~nicos com forte milonitização das roch
as envolvidas, favorecendo a desidratação de pacotes
relativamente espessos de meta-sedimentos, que posteri
ormente cristalizar-se-iam em granulitos e charnockito
s.

Além dêstes dois trabalhos, citaremos mais
alguns que descrevem situações geológicas semelhantes
em áreas adjacentes ou que discutem a origem de rochas
granulíticas.

Franco e Coutinho (1957) descrevem charnock
itos e rochas associadas nos municípios de Amparo e
Socorro, Estado de São Paulo, classificando-as na fáci
es granulito. A geologia regional desta área, que
se situa um pouco ao sul de São José do Rio Pardo, foi
estudada por Wernick (1967) e em linhas gerais é consti
tuída por migmatitos e paragnaisses da fácies anfiboli
to.

Guimarães (1956 e 1961) explica as ocorr
rências de charnockitos da Serra do Mar e da região da
Mata, Minas Gerais, como originadas por um processo de
granitização de noritos, com preservação dos hiperstên
ios originais.

Para completar, podemos citar ainda dois
trabalhos geocronológicos, envolvendo rochas do Estado

do Rio de Janeiro e do sul de Minas Gerais. São eles os trabalhos de Cordani et al. (1968) e de Delhal et al. (1969). Estes autores concluem que os granulitos bandados da "Série Paraíba" representam sedimentos metamorfizados durante a orogênese datada de aproximadamente 2 000 m.a., tendo sido posteriormente afetados pela migmatização correspondente ao ciclo orogênico de 620 m.a. Esta referência é feita por tratar-se de área relativamente próxima e geologicamente muito semelhante à de São José do Rio Pardo.

3. Metodologia

Para execução do presente trabalho foi utilizada a seguinte metodologia:

a - Os estudos ópticos foram efetuados em microscópios Dialux-pol, marca Leitz e Standard RP, marca Zeiss; as fotomicrografias foram obtidas em fotomicroscópio marca Zeiss.

b - As análises modais foram calculadas por meio de contador de pontos, utilizando-se em geral 1 000 pontos por secção. A técnica é descrita por Chayes (1949).

c - Os índices de refração foram obtidos pelo método de imersão, utilizando-se fonte de luz de sódio. Estas determinações são passíveis de erros da ordem de $\pm 0,002$ para os minerais de índice inferior a 1,700 e da ordem de $\pm 0,005$ para os de índice superior a este valor.

d - Os ângulos $2V$ de anfibólios e piroxênios foram medidos em platina universal Leitz de quatro eixos, diretamente ou por projeção estereográfica.

e - A composição dos plagioclásios foi es

timada por dois métodos: em cortes contendo geminação albita, utilizou-se o método da extinção máxima na zona (010), de acôrdo com os gráficos reproduzidos por Tröger (1956) e em secções perpendiculares à bissetriz empregou-se o gráfico de Fouqué-Kohler (em Tröger, 1956).

f - Para obtenção de concentrados puros de granada e piroxênio, utilizaram-se vários processos de separação de minerais, envolvendo separador eletromagnético Frantz e líquidos de densidades elevadas, tais como iodeto de metileno, bromofórmio e solução de Clerici a 40°C.

g - O pêso específico de granadas e piroxênios foi obtido por meio de picnômetro, cuja capacidade é de 10 cc. A densidade das rochas foi medida por meio de balança tipo Stoe.

h - A medida da triclinicidade dos feldspatos potássicos foi obtida em difratogramas efetuados em aparelho Philips Norelco, utilizando-se velocidade de 0,5° por minuto.

i - A cela unitária das granadas foi determinada em câmara Debye-Scherer, segundo as indicações de Gomes et al. (1968).

j - As análises químicas de rochas e minerais foram efetuadas por métodos clássicos gramétricos (SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O^+ e H_2O^-), colorimétricos (TiO_2 , MnO e P_2O_5), volumétricos (Fe_2O_3 e FeO) e por espectrofotometria de absorção atômica (Na_2O , K_2O , CaO , MgO e MnO).

II - GEOLOGIA

1. Aspectos Gerais

A área de 210 km² por nós estudada está localizada próximo à borda da Bacia Sedimentar do Paraná e apresenta relêvo pouco acidentado, com altitudes variando entre 700 e 900 m. Do ponto de vista geomorfológico pode ser dividida em três compartimentos: um a noroeste com relêvo bastante movimentado, um central bem aplainado e rebaixado em relação aos outros dois e outro a sudeste, da mesma forma que o primeiro, com cotas mais elevadas e variadas. Os três compartimentos limitam-se por linhas de falha de direção nordeste que cortam a área de lado a lado; com o falhamento os blocos norte e sul foram elevados em relação ao bloco central e sofreram mais intensamente o ataque erosional o que evidenciam as formas mais recortadas de seu relêvo. A fotografia nº 1 dá uma idéia geral, da paisagem local.

A drenagem principal é feita pelo rio Pardo que atravessa a área de leste para oeste, ora seguindo as linhas de falha (NE), ora seguindo a direção de gnaissificação (NW). Tanto o rio Pardo, como seus principais afluentes na área, apresentam muitos meandros, principalmente nos trechos em que atravessam a parte central, em consequência do abaixamento e aplainamento por ela sofrido.

A ação do intemperismo na região pode ser qualificada de irregular. De maneira geral formam-se solos relativamente profundos, mas são comuns, salpicando a paisagem, os matacões e outros tipos de afloramentos de gnaisses e granulitos quartzo-feldspáticos fres

cos. O fato encontra explicação na maior resistência física e química oferecida por aquelas rochas ao intemperismo, resistência não esperada, por exemplo, em charnockitos, que originam facilmente solos avermelhados.

Figura 1

A geologia da área em estudo está representada pelo mapa da figura 2 na escala aproximada de 1:50.000. O levantamento foi realizado de modo a se anotar o maior número possível de pontos no campo (den

cidade de observações = 2 pontos por km²), a fim de se estabelecer as relações exatas entre as diversas litologias. O levantamento geológico foi dificultado à altura dos contatos, na maioria das vezes transionais, exigindo com freqüência, o auxílio da interpretação fotogeológica, especialmente para delimitação de corpos charnockíticos.

A área representada pelo mapa geológico é constituída por um conjunto de rochas metamórficas de idade pré-cambriana, enquadradas na ramificação noroeste do grupo Paraíba, denominada Araxaídes por Ebert (1968) em seu trabalho sôbre a geologia do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes.

Na litologia da área, predominam os gnaisses homogêneos, assim denominados devido à sua estrutura, onde os máficos (principalmente biotita) se agrupam em leitos isorientados, curtos e descontínuos. Foram adjetivados, de acôrdio com os tipos petrográficos, em gnaisses graníticos, granodioríticos, dioríticos, quartzíticos, porfiroblásticos e kinzigíticos. Embora indicando aspecto textural, os tipos porfiroblásticos foram também incluídos na lista acima e representados no mapa; constituem verdadeiros "augen" gnaisses de composição adamelítica e poderão ter certa utilidade na elucidação da petrogênese do complexo metamórfico em estudo.

Gnaisses bandados, migmatíticos, são rochas bastante comuns e, juntamente com os gnaisses homogêneos, cobrem cêrca de dois terços da área. Da mesma forma que os tipos homogêneos, êstes gnaisses receberam a denominação de bandados, tendo-se em vista a sua estruturação em bandas ou leitos máficos (anfibólios e biotitas), alternando-se com bandas claras quartzo-feldspáticas.

Foto 1 - Vista geral da região de São José do Rio Pardo tomada de Sul para Norte 4 km a SE da cidade (ponto correspondente à amostra 53 da Figura 3). No primeiro plano está o compartimento geomorfológico sudeste, tendo à frente a parte central rebaixada e aplainada e ao fundo o compartimento noroeste mais elevado e acidentado.

Completando a litologia são descritos granulitos róseos, alaskíticos, orientados, hiperstênio granulitos (charnokitos), anfibolitos, piroxenitos e granada piroxenitos. Os dois últimos tipos citados estão agrupados pela denominação de rochas calco-silicáticas, em vista de seus característicos químicos e pelo fato de sua gênese estar relacionada ao metamorfismo de antigas lentes calcárias. Restos de calcários impuros, recristalizados foram encontrados no extremo nordeste da área, associados a corpos de piroxenitos.

No mapa da figura 3 estão localizadas as amostras estudadas e das quais é feita referência no texto.

2. Estruturas

Os dados estruturais, lançados no mapa geológico, revelam estrutura geral orientada na direção NW-SE. As medidas da gnaissificação de quase todos os tipos litológicos representados na área em questão variam entre $N20^{\circ}W$ e $N65^{\circ}W$ com valores dominantes em tôrno de $40^{\circ}NW$. As estruturas planares (гнаissificação) mergulham predominantemente para SW, com inversões locais bastante raras. Os ângulos de mergulhos são suaves, em média da ordem de 30° , com valores mínimos de 15° e máximos de 60° .

A região não apresenta dobramentos, salvo em escala de afloramento, associados aos migmatitos. Grandes dobramentos devem existir, porém em escala regional. Ao que tudo indica a área de São José do Rio Pardo constitui a aba sul de um grande anticlinal de eixo NW.

A tectônica rígida manifesta-se intensamente na região através de grande quantidade de falhas

Figura 3

Foto 2 - Vista parcial da área estudada, tomada nas proximidades da cidade de São José do Rio Pardo, vendo-se o Rio Pardo e matações de granulito róseo.

Foto 3 - Os matações constituem elementos comuns à paisagem de toda a área mapeada.

gravitacionais, direcionais e de diaclasamentos associados.

O principal sistema de falhas possui direção NE e divide a área em três blocos dos quais o bloco central desceu relativamente aos blocos noroeste e sudeste originando o que podemos chamar de um graben. Zonas milonitizadas são comuns ao longo das linhas de falha, tendo afetado, às vezes, veios pegmatíticos, agora totalmente cataclasados e intensamente epidotizados.

O fraturamento generalizado dos diversos tipos litológicos em toda a região favoreceu a formação de grande quantidade de veios de quartzo preenchendo fraturas. Tais veios são formados essencialmente de quartzo branco, leitoso, com alguma magnetita associada. Ocorrem preferencialmente na direção dos falhamentos (NE), sendo também comum a direção E-W.

3. Litologia: distribuição, ocorrência, contatos.

No item 2.1, Aspectos Gerais, foram relacionados os tipos compondo a litologia da área estudada e que se representam no mapa geológico da figura 2. No presente item serão tecidas considerações sobre a distribuição, o modo de ocorrência e os contatos entre os diversos tipos.

Os gnaisses homogêneos distribuem-se por toda a região, totalizando aproximadamente metade da área e constituindo-se no tipo litológico regional. Apresentam gnaissificação seguindo direções predominantemente noroeste (N-20-65W) mergulhando para sul com ângulos de aproximadamente 30° (valor médio).

Os estudos petrográficos permitiram subdi

vidi-los em diversos tipos (a base para a subdivisão se
rã discutida no capítulo seguinte). Dentre êstes os
gnaisses de composição granítica são os mais comuns e
passam a outros tipos através de contatos transicionais.
Os gnaisses granodioríticos que se seguem aos graníti
cos em abundância, predominam no canto nordeste da área
enquanto que os dioríticos e porfiroblásticos são mais
restritos e aparecem apenas em alguns pontos; êste últi
mo tipo ocupa área de dimensões razoáveis um pouco a
nordeste da cidade de São José do Rio Pardo. Gnaisses
sieníticos, adamelíticos e quartzo dioríticos também fo
ram observados em alguns afloramentos, como variações
dos demais.

Gnaisse quartzítico é a denominação usada
para indicar a variedade em que o quartzo é o elemento
predominante da composição mineralógica, chegando a cons
tituir mais de 50% da rocha, quando então transicionam
para quartzitos propriamente ditos. Afloram na porção
centro-leste do mapa nas proximidades do rio Pardo. Em
um dos afloramentos, próximo ao rio do Peixe, camadas
decimétricas de gnaisse quartzítico ou quartzito grana
tífero, cujo acamamento parece confundir-se com a gnais
sificação atual, associam-se a granada gnaisses.

Por fim, ainda dentro da denominação gnais
ses homogêneos estão incluídos alguns corpos lenticula
res de biotita-granada gnaisses ou kinzigitos, como já
referido anteriormente. São corpos pequenos e normal
mente alongados na direção de gnaissificação, com conta
tos transicionais, isto é, passam gradativamente aos
gnaisses mais comuns pelo desaparecimento da granada.
Em uma das ocorrências foi observada, nos kinzigitos a
presença de sillimanita e cordierita (amostra 58).

Em muitos pontos da área êstes gnaisses a
presentam características nitidamente metassedimentares.

É o caso dos tipos mais ricos em quartzo, muitas vezes verdadeiros quartzitos, ausentes do mapa geológico, por constituírem corpos pequenos demais para representação em escala. Em outros pontos o aspecto metassedimentar está obscurecido pelo intenso metamorfismo sofrido, levando à formação de gnaisses graníticos ou granodioríticos, cuja gênese fica então meramente especulativa.

Os gnaisses migmatíticos constituem na área estudada expressivo grupo de rochas e aparecem principalmente nas porções nordeste e sudoeste do mapa geológico. Orientam-se concordantemente à gnaissificação regional NW, e apresentam estrutura bandada, às vezes bem distinta e às vezes irregular (foto 4). Nelas, distinguem-se duas partes: uma hospedeira, representada por gnaisses escuros e granulitos e outra intercalada na primeira, e que pode ser granítica, granodiorítica, quartzo-diorítica ou pegmatóide. Utilizando-se a nomenclatura de Mehnert (1968) os migmatitos locais podem constar de: paleossoma anfibolítico, gnáissico ou granulítico associado a neossoma leucossomático granítico, granodiorítico, quartzo-diorítico ou pegmatóide.

Duas porções migmatizadas, ocorrendo na parte nordeste da área, são formadas por material composto de faixas anfibolíticas, alternadas com outras de granodiorito, onde o clinopiroxênio (diopsídio) é o máfico principal. As bandas possuem espessuras variáveis normalmente alguns milímetros até decímetros (fotos 5, 6 e 7). Todavia o anfibolito chega por vezes a formar lentes com espessuras de até centenas de metros. A área migmatítica do extremo norte, junto à estrada de ferro, acha-se cortada por numerosos veios e diques de pegmatito com direções nordeste, bem como por algumas intercalações de gnaisses kinzigíticos.

Foto 4 - Afloramento de gnaiss bandado, mostrando bandas irregulares, sendo o paleossoma, gnaiss biotítico e o neossoma granítico (Próximo a amostra 137, figura 3).

Foto 5 - Bloco de migmatito composto por uma faixa central de anfibolito, intercalada em granodiorítico (Amostra 103, figura 3).

Foto 6 - Outro bloco do mesmo migmatito, mostrando bandas de anfibolito dentro do granodiorito.

Nos demais migmatitos da área observa-se um leucossoma granítico fino, por vezes aplítico, ou grosseiro, (até pegmatóide) e um paleossoma normalmente gnáissico e menos comumente granulítico (charnockítico) (foto 8). As bandas são quase sempre irregulares, com espessuras variáveis, podendo em certos pontos desaparecer, tornando a aparecer logo em seguida, com espessuras diferentes.

Muito freqüente na área são as estruturas dobradas dentro dos migmatitos (foto 9), podendo em muitos pontos constituir estruturas ptigmáticas, com as bandas graníticas dobradas e retorcidas, cortando as bandas de anfibolito. Da mesma forma freqüentes são as lentes, bolsas ou "buchos" constituídos por anfibolito (foto 7) ou por agregados biotíticos. Xenólitos foram encontrados, principalmente junto a corpos pegmatíticos; são constituídos por rochas chornockíticas e gnássicas.

A migmatização não se restringe às áreas assinaladas no mapa geológico. Ela generaliza-se em

tôdas as escalas e intensidades, tornando muito difícil a delimitação de litologias, especialmente a separação dos gnaisses homogêneos de verdadeiros migmatitos.

Granulitos róseos, alaskíticos, constituem corpos irregulares ou lenticulares de pequenas dimensões (1 a 2 km de diâmetro), bem como intercalações de dimensões não representadas em mapa e que se distribuem por toda a área estudada. Acrescente-se também que estas rochas constituem frequentemente bandas claras dentro dos gnaisses bandados ou migmatitos. São rochas quartzo-feldspáticas, (quartzo e mesopertita são os componentes principais) com poucos minerais ferromagnesianos e orientação ditada pelo alongamento de grãos de quartzo, concordantemente à direção regional. Em muitos locais são verdadeiros aplitos, muito semelhantes aos descritos por Quensel (1951) em seu trabalho sobre as rochas charnockíticas da Suécia. Seus contatos, são de modo geral transicionais; quando associados aos gnaisses regionais, para estes graduam-se com o aparecimento de biotita em quantidade crescente até imprimir à rocha, gnaissificação característica.

Observou-se em toda a área que os granulitos alaskíticos sofreram migmatização mais intensa que os tipos hiperstênicos. Na verdade os corpos lenticulares e as intercalações dentro dos charnockitos nada mais são que porções menos atingidas pela migmatização; nas áreas vizinhas destes núcleos conservados o que se tem são migmatitos em que o neossoma granítico parece ser proveniente da mobilização dos próprios granulitos róseos.

Outro aspecto interessante é o de que a estrutura bandada, encontrada em muitos locais onde os granulitos alaskíticos correspondem aos leitos claros,

Foto 7 - Lentes isoorientadas de anfibolitos em ma
triz de pegmatito granítico.

Foto 8 - O bloco entre duas fraturas verticais mostra
charnockito com intercalações irregulares
de granulito alaskítico. (Amostra
89, figura 3:)

Foto 9 - Estrutura dobrada em migmatito cujas fai
xas escuras são anfibolíticas e as claras
granodioríticas (Amostra 103, figura 3).

parece ser anterior à formação dos migmatitos, não ten
do sido afetada por êste fenômeno.

Os hiperstênio granulitos ou charnockitos
ocorrem em tôda a área sob a forma de corpos lenticulares,
alongados na direção NW-SE ou de pequenos corpos
tabulares. Os corpos maiores não possuem contatos bem
definidos com as rochas encaixantes; existe quase sem
pre uma zona de transição constituída por intercala
ções de gnaisses biotíticos e charnokitos; as concen
trações de biotita nesta zona transicional parecem cor
responder a resíduos de máficos charnockíticos trans
formados ocorrendo em uma zona de contato onde as tro
cas metassomáticas levaram também à venulação neossomá
tica e conseqüente formação de rocha intermediária e

gradacional. Os corpos tabulares são poucos e mostram contatos mais nítidos com as rochas vizinhas; não apresentam padrão direcional definido, sendo ora concordante com a gnaissificação regional, ora discordantes, cortando-a segundo as direções principais de fraturamento NE.

Quanto ao tamanho, as rochas charnockíticas formam pequenos corpos, o maior deles atingindo 8 km de comprimento por 2 km de largura (Fazenda Tubaca). Quase sempre evidenciam boa orientação, com os minerais máficos agrupados e dispostos em linhas paralelas. A direção de gnaissificação é concordante com a direção dos gnaisses regionais, aproximadamente N50°W.

Rochas deste tipo têm sido descritas em diversas regiões do mundo e denominadas "charnockitos" pelos vários autores que as estudaram. As características apresentadas pelos hiperstênio granulitos de São José do Rio Pardo permitem-nos aplicar-lhes aquela denominação, uma vez que o termo não acarreta implicações genéticas. A denominação de charnockito, usada por Holland (1900) (citação em Parras, 1958) para rochas hiperstênicas da região de Madras, Índia e amplamente utilizada por muitos autores, em todo o mundo, define uma composição mineralógica, em que o ortopiroxênio é o máfico característico, uma textura granoblástica e xenoblástica e um aspecto externo peculiar (coloração com tonalidades cinza esverdeadas ou azuladas).

As rochas charnockíticas da região deste trabalho apresentam características mineralógicas e químicas que nos permitem enquadrá-las dentro da "série charnockítica", denominação introduzida também por Holland e largamente utilizada na literatura geológica. A "série charnockítica" constitui-se de tipos ácidos, intermediários e básicos, de acordo com o conteúdo variável de sílica. Os tipos intermediários formam a maioria

das rochas charnockíticas em São José do Rio Pardo. Os tipos básicos são normalmente pequenos corpos tabulares, intercalados nos charnockitos intermediários (fotos 10 e 11) ou nos gnaisses. Formam também um pequeno corpo circular, associado a piroxenito, na parte central do mapa geológico (Amostra 180-C - figura 3). Os tipos ácidos quase não são encontrados na área e tendem a confundir-se com os "charnockitos félsicos" de Quensel (1951). São rochas ricas em quartzo e peritita, quase sem máficos ou contendo apenas restos de hiperstênio alterado. No campo apresentam gradações para os tipos intermediários ou para os granulitos alaskíticos, sem qualquer delimitação observável. Às rochas formadas pela intercalação dos charnockitos intermediários, félsicos e granulitos alaskíticos Quensel denomina híbridas. Não foi verificada a ocorrência de tipos ultrabásicos. Outro fato notório é a associação de charnockitos e granulitos alaskíticos, muito comum em toda a região levantada. As rochas granulíticas róseas ocorrem nas bordas dos corpos charnockíticos ou neles intercaladas. No último caso assumem às vezes aspecto aplítico e podem formar corpos irregulares e discordantes da encaixante (foto 12).

Os anfibolitos são rochas relativamente abundantes na região de São José do Rio Pardo, aparecendo normalmente intercalados nos gnaisses bandados, constituindo as bandas máficas. Formam também corpos lenticulares de pequenas dimensões dentro dos migmatitos ou dos gnaisses. São rochas normalmente grosseiras, granoblásticas, não exibindo qualquer orientação ou xistosidade.

Sob a denominação de calco-silicáticas estão agrupadas rochas de antecedentes calcários. Piroxenitos e granada piroxenitos são os tipos petrográficos mais comuns. Estas rochas têm distribuição restrita e

Foto 10 - Afloramento de charnockito básico. Há intercalações com tipo intermediário. Corte da estrada que leva a Guaxupé (Km 264); ao sul da cidade de São José do Rio Pardo (a mostra 111, figura 3).

Foto 11 - Charnockito básico (escuro), cortando charnockito intermediário (mais claro e grosseiro). Notar a convexidade do contato voltada para o tipo mais básico, dando a impressão de que êste está sendo absorvido pelo tipo intermediário (Amostra 111, figura 3).

Foto 12 - Corpo irregular de granulito róseo, cortando charnockito intermediário intensamente diaclasado. Trata-se do mesmo corte de estrada das fotos 10 e 11.

aparecem em quatro pequenas lentes no mapa geológico. A lente no extremo nordeste está associada a calcários metamórficos, o que sugere sua origem metassedimentar, a partir de calcários impuros.

Deve-se ainda mencionar neste item a grande quantidade de diques e veios pegmatíticos observados na área. São, na maioria das vêzes, corpos pequenos e acham-se intercalados nos migmatitos e gnaisses. Todavia, foram encontrados em alguns pontos (parte central do mapa) blocos de pegmatito exclusivamente quartzo-feldspáticos (cristais de até 20 cm) integrando possiivelmente longos diques (1 a 2 km) de pequena espessura e direção NE (indicação fotogeológica).

Pelo que foi dito até aqui, pode-se concluir que os contatos entre as litologias descritas são quase sempre gradacionais, não havendo possibilidade de traçar-se limite exato ou aproximado entre tipos de rocha confinantes. Tal fato trouxe grandes dificuldades.

dades para elaboração do mapa geológico, forçando a representação das litologias através de uma simbologia transicional. Constituem exceção as lentes calco-silicáticas e alguns corpos tabulares de charnockitos básicos. Nos demais casos, o que se tem é a passagem de um tipo litológico para outro pelo enriquecimento ou empobrecimento em determinados minerais (charnockitos para gnaisses ou granulitos róseos para gnaisses), por uma modificação gradativa na estrutura (gnaisses homogêneos para gnaisses bandados) ou por intercalações dos dois tipos de rochas confinantes. O último caso é verificado nas bordas dos corpos de charnockitos intermedíarios quando em contato com gnaisses ou migmatitos.

4. Dados geocronológicos

Algumas amostras da área de São José do Rio Pardo foram encaminhadas para datação geocronológica. Efetuaram-se cinco análises com resultados concordantes, na ordem de 600 milhões de anos.

Daqueles resultados, quatro foram obtidos no Centro de Geocronologia da Universidade de São Paulo pelo método potássio-argônio (K/Ar) em anfibólios. O quinto resultado provém de rocha total, trabalhada pelo método rubídio-estrôncio (Rb/Sr) no Centre Belge de Géochronologie.

Três resultados K/Ar referem-se a amostras de anfibolitos. Duas delas (6 e 70) são rochas associadas às calco-silicáticas do extremo nordeste da área; a terceira amostra (137) corresponde a faixa anfibolítica de rocha migmatítica de leucossoma granítico ocorrendo na parte sul da área estudada. A amostra restante (24) representa pequeno corpo de hiperstênio granulito básico e localiza-se na parte central da área (figura 3).

A idade Rb/Sr foi obtida em granulito róseo, alaskítico, composto essencialmente de mesopertita, quartzo, microclínio e oligoclásio: amostra 53.

Os dados apresentados estão resumidos na Tabela 1. A idade radiométrica média de 600 m.a. corresponde à formação do cinturão orogenético Paraíba, definido por Cordani et al. (1968 a e b). Pode-se deprender do mapa apresentado por estes autores que a área de São José do Rio Pardo está situada aproximadamente na convergência do cinturão orogenético Paraíba com o cinturão orogenético Brasília.

Os resultados aqui obtidos e analisados em conjunto com as observações geológicas e petrográficas nos permitem deduzir que a idade de 600 m.a. corresponde à fase de intensa migmatização que afetou a região, provocando fenômenos de metassomatismo, deformações e recrystalizações em rochas pré-existentes (hiperstênio granulitos, por exemplo). Maiores comentários e discussões sobre a evolução geológica da região de São José do Rio Pardo serão apresentados nos capítulos finais deste trabalho.

TABELA 1 - Determinações geocronológicas

Rocha	Nº Campo	Nº do Exemplar	Método	Material	Idade (m.a.)
Anfibolito	6	SPK-1817	K^{40}/Ar^{40}	Anfibólio	666 ± 26
Anfibolito	70	SPK-1818	Idem	Idem	617 ± 8
Anfibolito	137	SPK-2067	Idem	Idem	677 ± 32
Hiperstênio granulito	24	SPK-2392	Idem	Idem	598 ± 10
Granulito rôseo	53	SPR-1004	$Rb^{87}/Sr^{87} (*)$	Rocha total	620 ± 50

(*) $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ e $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$ (assumido) = $0,708 \pm 0,004$

III - MINERALOGIA E PETROGRAFIA

No presente capítulo abordam-se aspectos mineralógicos, texturais e da composição química dos tipos petrográficos que ocorrem na área estudada, caracterizando os principais minerais e fornecendo valores modais e normativos das rochas mais representativas.

1 - Gnaisses homogêneos

Os gnaisses homogêneos apresentam uma composição mineralógica relativamente simples, embora cerca de vinte minerais diferentes sejam encontrados nos diversos tipos petrográficos. Quartzo e feldspatos são os constituintes predominantes, perfazendo 50 por cento ou mais em volume das amostras. Seguem-se em importância a biotita, a hornblenda e o diopsídio (Tabela 2).

1.1 - Mineralogia

Quartzo

Com uma ou outra exceção, o quartzo está presente em todos os tipos petrográficos incluídos no grupo dos gnaisses homogêneos. Seus grãos medem em média 2 mm e apresentam-se bastante imbricados e muitas vezes alongados paralelamente à gnaissificação. Quase sempre exibem sinais de deformação, com extinção ondulante, fraturamento e posterior recrystalização, englobando esporadicamente cristais de plagioclásio, biotita, zircão ou mesmo quartzo. O quartzo parece reagir prontamente aos efeitos do metamorfismo, pois seus cristais, produtos de recrystalização reunindo indivíduos

menores, são em geral maiores que os indivíduos de outras espécies metamórficas (Fotomicrografia 1).

Feldspatos potássico e pertita

Feldspato potássico está presente em pequena quantidade em quase todos os gnaisses. O microclínio, com geminação em grade bem pronunciada em alguns tipos e incipiente em outros é a forma predominante. O hábito mais comum é o intersticial associado a quartzo e plagioclásio (Fotomicrografia 2). Faz parte também das antipertitas e dos intercrescimentos pertíticos.

Intercrescimentos pertíticos aparecem em grande número de rochas gnáissicas em quantidades variáveis e perfazendo em muitas delas mais de 50% em volume. Os maiores grãos de pertita medem em média 2 mm e a quantidade de albita presente pode perfazer mais da metade do indivíduo hospedeiro (mesopertita). A albita assume formas variadas dentro do feldspato potássico: gotículas arredondadas, fios orientados segundo 010 ou eixo cristalográfico c, ou não orientados; às vezes as gotículas são tão pequenas que justificam o nome criptopertita. Evidências de deformação são comuns em grãos de pertita que mostram com frequência extinção ondulante e microclinização nas bordas (Fotomicrografia 3).

Plagioclásio e antipertita

Plagioclásio sódico, com teor de anortita variando entre 20 e 34%, isto é, de oligoclásio a andesina sódica, é mineral comum a todas as rochas enquadradas neste título; em muitas amostras totaliza mais de 50% da composição global. Apresenta-se comumente,

sem geminação em grãos xenomórficos eqüidimensionais, límpidos, medindo aproximadamente 2 mm de diâmetro. Os grãos geminados seguem a lei da albita mais frequentemente, e do periclíneo, em alguns casos. Os cristais de plagioclásio podem exibir deformação, evidenciada pela geminação albita recurvada, extinção ondulante e fraturamento com micro-granulação dos indivíduos. Sericita, carbonatos e epidoto são produtos de alteração do plagioclásio, presentes em quase todas as lâminas estudadas. Ao que tudo indica resultam de um segundo metamorfismo, de caráter mais brando, imposto a este material e que produziu efeitos como cataclase, deformação e recristalização. Inclusões de apatita, zircão, hornblenda e biotita podem aparecer nos plagioclásios de algumas variedades petrográficas.

A demistura plagioclásio-feldspato potássico está presente também sob a forma de antipertita, onde o plagioclásio é o hospedeiro do feldspato potássico. Este comumente é ortoclásio e algumas vezes microclínio com sua geminação característica. As quantidades de feldspato potássico são pequenas e nunca atingem 10% do volume do grão hospedeiro e os pequenos cristais inclusos apresentam formas geométricas, com seções retangulares e a maior dimensão orientada paralelamente ao plano 010; há casos porém em que o ortoclásio assume formas sinuosas, preenchendo fraturas do plagioclásio e dispondo-se de maneira irregular dentro deste.

Um aspecto interessante observado nas antipertitas, refere-se à ocorrência de inclusões de cristais de apatita idiomórfica prismática ou xenomórfica, dentro do feldspato potássico. Na amostra 85 estão presentes em quase todos os cristais de ortoclásio (Fotomicrografia 4). Uma explicação possível para o fato seria a seguinte: o feldspato potássico ao se demisturar cresceria englobando as inclusões, por en-

Fotomicrografia 1 - Grãos de quartzo imbricados, um tanto alongados e deformados, junto a plagioclásio e biotita. Gnaiss homogêneo. Amostra 84, Nicóis semi-cruzados. X 30.

Fotomicrografia 2 - Microclínio com hábito intersticial, rodeado por plagioclásio em gnaiss homogêneo. Amostra 68. Nicóis cruzados. X 75.

Fotomicrografia 3 - Grão de pertita em parte mi
croclinizado. Gnaiss homogêneo. Amostra
188. Nicóis cruzados. X 75.

Fotomicrografia 4 - Antipertita com inclusões
de prismas de apatita idiomórficos dentro
do feldspato potássico. Gnaiss homogêneo.
Amostra 85. Nicóis cruzados. X 180.

contrar nos seus contatos uma superfície favorável ao seu desenvolvimento. Cristais de zircão, hornblenda e opacos podem aparecer algumas vezes em lugar da apatita.

Merece menção, ainda dentro deste item o intercrescimento entre plagioclásio e quartzo, a mirmequita, presente em pequenas quantidades em algumas rochas estudadas. Aparece em grãos submilimétricos, intersticiais, ou em grãos maiores, com o plagioclásio muitas vezes geminado segundo a lei da albita e o quartzo assumindo formas vermiculares, características deste intercrescimento.

Biotita e hornblenda

A biotita é um componente encontrado em todos os gnaisses em quantidades variáveis que atingem até 17% em volume das rochas. Apresenta-se em grãos que medem cerca de 1 mm de comprimento, com largura bem inferior a esta dimensão; são portanto, grãos bem alongados e orientados paralelamente à gnaissificação das rochas.

O mineral exibe um forte pleocroísmo que pode ser expresso pela fórmula: $X = \text{amarelo} < Y = Z = \text{pardo avermelhado escuro}$. O ângulo $2V_x$ fica muito próximo de 0° . Algumas vezes resulta da alteração de outros minerais como hornblenda e diopsídio. Por outro lado, altera-se freqüentemente em uma variedade de cor verde e birrefringência mais baixa ou à clorita verde comum.

Hornblenda aparece em pequenas quantidades em alguns gnaisses, associada à biotita ou ao diopsídio. Apresenta granulação que varia entre 0,5 e 2,0 mm e os grãos prismáticos estão orientados paralelamente

te a gnaissificação. O pleocroísmo d^este mineral é intenso e característico dos tipos mais comuns, podendo ser indicado como segue: X = verde amarelado, Y = verde e Z = verde azulado escuro. O ângulo de extinção $Z \wedge c$ mede aproximadamente 17° e seu $2V_X$ está ao redor de 65° .

Além de ser mineral primário do metamorfismo, a hornblenda aparece também como resultado de alteração do diopsídio. Sua própria alteração produz biotita, clorita e opacos.

Clinopiroxênio

Clinopiroxênio está presente em pequenas quantidades nos tipos granodioríticos e dioríticos. Constitui grãos xenomórficos de contornos irregulares com diâmetro médio de 1 mm e levemente pleocróicos; X = incolor, e Y = Z = verde pálido. Mostra, às vezes uma lamelação muito fina e está constantemente alterado em hornblenda verde clara, biotita, opacos, epídoto e titanita ou em anfibólio fibroso (Fotomicrografia 5). Apresenta as seguintes propriedades ópticas: $Z \wedge c = 42^\circ$, $N_Z = 1,722$ e $N_X = 1,696$, $2V_Z = 59^\circ$ o que segundo Hess (1949) indica os termos salita e ferrosalita da série diopsídio-hedenbergita.

Outros minerais

Completando a mineralogia dos gnaisses homogêneos arrolam-se ainda os minerais: apatita, zircão, opacos, epídoto, allanita.

Apatita está presente em todas as rochas em quantidades que atingem até 1% em volume, constituindo cristais xenomórficos que chegam a medir 1 mm de diâmetro. Associa-se comumente a opacos e biotita ou aparece como inclusão nos diversos minerais.

Os opacos são representados por magnetita e ilmenita e o zircão aparece sempre em pequenos cristais (0,1 mm em média) com formas arredondadas (Fotomicrografia 6); mesmo os cristais prismáticos têm as extremidades bem arredondadas.

Epídoto comum, verde claro, é constituinte de alguns tipos e resulta quase sempre de alteração de diopsídio, hornblenda ou plagioclásio. Alguns grãos de allanita foram encontrados associados à biotita ou isolados; é pleocrônica com cores que variam de pardo amarelado a pardo avermelhado e um ou outro cristal apresenta-se zonado.

Acessório relativamente raro é ainda a titanita, em grãos xenomórficos. Clorita, carbonato, sericita, muscovita e prehnita são todos produtos de alteração de diopsídio, plagioclásio, biotita e hornblenda, principalmente.

1.2 - Petrografia

Os gnaisses homogêneos são rochas leucocráticas cujas cores variam de cinza claro a rosa. A estrutura gnaissica é definida pelos máficos, agrupados e orientados sub-paralelamente em linhas descontínuas. A textura é do tipo granoblástica ou granolepidoblástica, com a maioria dos constituintes xenoblásticos (Fotomicrografia 7); a textura porfiroblástica está presente às vezes. Em quase todas as amostras estudadas há evidências de milonitização, com posterior recristalização; estas evidências são indicadas por deformações, fraturamentos e microgranulação dos grãos de quartzo e feldspato, principalmente.

A Tabela 2 apresenta análises modais de diversas amostras de gnaisses homogêneos, permitindo agrupá-los em vários tipos, desde graníticos até diorí-

TABELA 2

Análises modais dos gnaisses homogêneos

	84	88	66	65	57	68	211	188	22	36	63	227	150	85	200	55	52
Quartzo	54,3	42,6	39,4	38,5	35,7	27,5	27,5	23,1	22,8	22,3	20,9	14,3	2,9	2,5	1,9	-	-
Feldspato potássico	1,8	0,4	1,2	4,7	1,2	1,9	6,2	2,0	13,4	5,5	3,3	-	3,1	1,5	-	8,9	-
Pertita	-	-	-	2,0	21,4	-	33,8	34,6	24,2	4,0	34,4	-	-	0,6	55,1	15,4	-
Plagioclásio	30,4	31,6	48,7	42,0	27,2	28,0	22,6	29,8	25,2	48,7	34,6	74,2	57,4	54,9	34,7	47,6	47,1
Antipertita	9,2	15,6	5,9	2,5	-	29,5	-	-	-	4,0	-	0,8	2,3	14,1	-	-	-
Mirmequita	pr	-	-	1,7	3,8	-	2,4	3,3	1,6	1,0	1,2	-	-	0,8	1,3	-	-
Hornblenda	0,1	-	-	-	1,8	0,5	4,9	-	-	-	0,6	0,6	8,5	12,5	4,1	3,9	29,4
Biotita	3,1	9,3	-	4,4	6,5	0,5	1,0	5,9	10,0	9,5	2,4	-	-	8,1	1,0	17,5	10,9
Clinopiroxênio	-	pr	3,5	-	-	8,3	-	-	-	-	-	8,4	23,7	-	-	1,6	5,0
Opacos	0,2	0,1	0,5	1,4	1,6	3,1	0,9	0,7	2,2	1,9	1,1	0,1	1,3	4,0	1,7	3,1	4,8
Apatita	0,1	0,1	0,1	0,6	0,6	0,7	0,3	0,1	0,3	1,2	0,1	0,4	0,6	0,8	0,1	1,2	1,1
Zircão	pr	0,3	0,1	-	-	pr	-	0,1	-	0,1	0,1	pr	0,1	0,1	0,1	0,2	-
Titanita	-	-	-	pr	-	-	-	-	-	-	-	1,0	0,1	-	-	-	-
Clorita	0,3	-	-	1,0	-	-	0,4	0,2	-	0,9	1,1	-	pr	0,1	-	-	-
Epidoto	-	-	-	0,3	-	pr	-	-	-	-	-	0,1	pr	pr	-	0,5	0,7
Allanita	-	-	-	0,4	-	pr	-	-	-	-	pr	-	-	-	-	-	-
Carbonato	-	-	0,3	-	-	-	-	pr	-	-	-	0,1	-	-	-	0,1	-
Sericita	-	-	-	-	0,2	-	-	-	0,3	0,9	0,2	-	-	-	-	-	1,0
Muscovita	0,5	-	0,3	0,5	-	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(pr = presente)

ticos, utilizando-se "mutatis mutandi", a nomenclatura proposta por Streckeisen (1967) para as rochas ígneas. Os tipos graníticos e granodioríticos predominam, tendo os primeiros quartzo e perlitita como componentes principais e os últimos quartzo e plagioclásio (termo oligoclásio-andesina). Há também variedades muito ricas em quartzo (amostra 84, Tabela 2), que se poderiam classificar como quartzitos feldspáticos. Os tipos porfiroblásticos representados no mapa geológico, na classificação aqui adotada, corresponderiam a tipos de composição adamelítica, sendo os porfiroblastos de feldspato potássico centimétricos; tais porfiroblastos são muitas vezes poiquiloblásticos, incluindo cristais de biotita. Constituem bons exemplos de "augen" gnais ses.

Das amostras constantes da Tabela 2, quatro foram analisadas quimicamente; são elas a 55, gnaisse monzo-diorítico a 227, gnaisse diorítico, 188, gnaisse granítico e 200, gnaisse sienítico ou monzonítico (Figura 3). As análises químicas, juntamente com as normas C.I.P.W. e números de Niggli são apresentadas na Tabela 3. O cálculo da norma segue a sequência normal para rochas ígneas de acordo com a indicação de Eskola (1952), em que ele sugere modificações somente para rochas portadoras de granada.

Os resultados indicados na Tabela 3 mostram que realmente a amostra 188 tem a composição aproximada de um granito, ao passo que as amostras 200, 227 e 55 correspondem respectivamente à composição de sienito, granodiorito e monzo-diorito, embora apresentem porcentagem um pouco elevadas de Al_2O_3 . As implicações genéticas destas observações serão discutidas no capítulo da petrogênese.

TABELA 3

Análises químicas, valores de Niggli e normas moleculares de quatro amostras de gnaisses homogêneos

	Valores de Niggli								Norma					
	227	188	200	55		227	188	200	55		227	188	200	55
SiO ₂	72,46	70,12	60,62	54,34	si	354	342	216	160	Qz	26,34	30,42	4,14	-
TiO ₂	0,33	0,60	0,10	0,76	qz	126	126	-8	-24	Or	5,56	23,35	43,37	27,24
Al ₂ O ₃	15,39	13,66	16,55	18,36	al	44,3	39,2	35,7	31,8	Ab	51,35	29,34	34,06	36,15
Fe ₂ O ₃	0,08	3,12	5,29	5,38	fm	8,8	24,0	27,2	31,8	An	11,95	7,78	5,28	17,24
FeO	0,14	1,89	2,27	4,15	c	15,2	8,2	7,5	15,5	Di	1,97	-	3,46	5,16
MnO	0,21	0,08	0,10	0,18	alk	31,7	28,6	30,6	20,8	Hy	1,70	1,83	1,30	1,10
MgO	1,02	0,67	1,17	2,09	k	0,1	0,4	0,5	0,8	Ol	-	-	-	2,78
CaO	2,90	1,56	1,95	4,95	mg	0,8	0,2	0,2	0,3	Co	-	0,61	-	-
Na ₂ O	6,08	3,45	4,01	4,30						Il	0,61	1,06	0,15	1,37
K ₂ O	0,96	3,95	7,32	4,64						Mt	-	4,41	7,19	7,89
H ₂ O ⁺	0,36	0,54	0,30	0,49						Ap	-	-	-	0,34
H ₂ O ⁻	0,02	0,20	0,23	0,19						Hm	-	-	0,32	-
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,06	0,23	Amostras:									
Total	99,98	99,87	99,97	100,06	227 - Gnaisse diorítico.									
Pêso específico	2,68	2,67	2,65	2,76	188 - Gnaisse granítico.									
					200 - Gnaisse sienítico ou monzonítico.									
					55 - Gnaisse monzo-diorítico.									

Analista: Raphael Hypolito - DMP-IG

2 - Gnaisses homogêneos com granada (Kinzigitos)

Estas rochas estão descritas separadamente por apresentarem uma mineralogia algo diferente das demais, dada a presença da granada, cordierita e silimanita, variações nos teores de anortita dos plagioclásios e maiores quantidades de quartzo e biotita.

Faz-se referência apenas aos minerais que apresentam características diversas das descritas anteriormente.

2.1 - Mineralogia

Granada

Este mineral está presente em todos os tipos kinzigíticos em quantidades variáveis desde 0,1% até 16,4% (Tabela 6). Seus cristais rosados medem em média 2 mm de diâmetro e muitas vezes constituem porfiroblastos.

A granada apresenta-se idiomórfica, tendendo às vezes ao xenomorfismo, com intensa fraturação. Uma textura poiquiloblástica está quase sempre presente, sendo quartzo, biotita e opacos (magnetita) as inclusões mais comuns (Fotomicrografia 8). Associa-se à biotita e percebe-se que ao cristalizar-se empurrou e deformou as placas de biotita à sua volta.

A granada pode estar alterada em biotita verde, clorita, epídoto ou opacos, sendo a alteração um aspecto comum a todos os demais minerais destas rochas.

Na Tabela 4 estão relacionadas as propriedades físicas de algumas granadas estudadas. São elas índice de refração (n), pêso específico (D) e parâmetro da cela unitária (a_0).

TABELA 4 - Propriedades físicas das granadas dos kinzigitos de São José do Rio Pardo

	83	58	56	40	154	163
n	1,791	1,803	1,803	1,803	1,795	1,803
D	3,986	4,048	4,016	4,054	4,031	4,013
a_0 (Å)	11,52	11,52	11,50	11,52	11,50	11,51

Êstes valores projetados nos diagramas de Sriramadas (1957), que correlacionam índice de refração e parâmetros da cela unitária com a composição química das granadas, nos indicam t $\hat{e}$ rmos formados por almandina (60% aproximadamente) e piropo, com pequenas quantidades das "mol $\acute{e}$ culas" de espessartita, grossul $\acute{a}$ ria e andradita.

Para confirmar êstes dados as amostras 83 e 58 foram analisadas e os resultados s $\tilde{a}$ o apresentados na Tabela 5, juntamente com as f $\acute{o}$ rmulas qu $\acute{e}$ micas na base de 24 $\acute{a}$ tomos de oxig $\hat{e}$ nio; a raz $\tilde{a}$ o $RO_2 : R_2O_3 : RO$ se aproxima bastante do valor te $\acute{o}$ rico. Podemos ver pela tabela que realmente os t $\hat{e}$ rmos almandina e piropo per fazem juntos mais de 90% das "mol $\acute{e}$ culas" presentes.

Sillimanita e cordierita

Êstes dois minerais foram encontrados em um $\acute{u}$ nico afloramento de kinzigito, representado pela amostra 58. A sillimanita exibe h $\acute{a}$ bito prism $\acute{a}$ tico t $\acute{i}$ pico, com prismas orientados subparalelamente, boa cli vagem 010, elonga $\tilde{c}$ ao positiva, $2V_Z = 20^\circ$ aproximadamen te. Pode aparecer tamb $\acute{e}$ m formando agregados de peque nos cristais. Alguns s $\tilde{a}$ o fibrosos e constituem a va riedade fibrolita; altera-se em sericita ou muscovita.

A cordierita aparece em gr $\tilde{a}$ os xenom $\acute{o}$ rfi cos confund $\acute{i}$ veis com quartzo ou feldspato e distingui

TABELA 5

Análises químicas e fórmulas químicas de duas granadas analisadas (na base de 24 átomos de oxigênio)

	83	58			83	58
SiO ₂	37,64	35,73	RO ₂	Si	5,843	5,624
TiO ₂	0,41	0,55		Al	0,157	0,376
Al ₂ O ₃	21,31	21,93				
Fe ₂ O ₃	3,45	2,69		Al	3,739	3,688
FeO	26,14	29,23	R ₂ O ₃	Fe ⁺³	0,410	0,321
MnO	0,53	0,80		Ti	0,046	0,066
MgO	8,90	8,30				
CaO	1,43	0,69		Mg	2,069	1,966
Na ₂ O	0,06	0,07		Fe ²⁺	3,383	3,837
K ₂ O	0,03	0,05		Mn	0,065	0,104
Total	99,90	100,04	RO	Ca	0,242	0,113
				Na	0,010	0,009
				K	-	-
			RO ₂		6,000	6,000
			R ₂ O ₃		4,195	4,075
			RO		5,769	6,029

Porcentagem molecular

Almandina	58,6	67,7
Piropo	35,4	32,1
Andradita	4,1	2,6
Grossulária	1,5	0,9
Espessartita	1,4	1,7

Analista: Raphael Hypólito - DMP-IG

da destes pela presença da geminação, halos pleocrôicos ao redor de inclusões de zircão e alteração característica em pinita. Pode apresentar-se às vezes em intercrescimentos com quartzo, semelhantes a mirmequitas.

Outros minerais

Entre os demais minerais devemos fazer menção à biotita que apresenta um pleocroísmo mais intenso que nos gnaisses comuns em tons vermelhos sendo X = amarelo alaranjado e Y = Z = pardo avermelhado intenso; uma variedade verde a ela se associa, sendo também pleocrôica com X = verde pálido e Z = Y = verde claro e $2V_X$ próximo de 0° ; esta biotita verde muitas vezes resulta de alteração da granada ou provém da própria biotita parda, sendo provavelmente um termo intermediário entre esta e a clorita.

O plagioclásio é andesina sódica com teores de anortita variando entre 30 e 44%. Antipertita está presente em pequenas quantidades em algumas rochas da mesma forma que o feldspato potássico (ortoclásio). (Fotomicrografia 9.)

O opaco predominante é magnetita, sendo encontrado também o espinélio verde em alguns casos. Zircão e apatita estão presentes em quase todos os gnaisses estudados, juntamente com clorita sericita e epídoto que são produtos de alteração. O rutilo aparece em uma única amostra em prismas isolados ou sob a forma de agulhas incluídas na biotita.

2.2 - Petrografia

Os gnaisses homogêneos granatíferos são rochas de coloração cinza escura, granulação média de

Fotomicrografia 5 - Diopsídio alterado em hornblenda e opacos junto a titanita resultante da alteração de opacos (ilmenita). Gnaiss homogêneo. Amostra 150. Nicóis descruzados. X 75.

Fotomicrografia 6 - Cristal de zircão de contornos arredondados, incluso em quartzo; os demais grãos são de biotita. Gnaiss homogêneo. Amostra 84. Nicóis descruzados. X 75.

Fotomicrografia 7 - Textura granolepidoblástica muito comum nos gnaisses homogêneos: vê-se grãos de biotita orientada, junto a quartzo, plagioclásio e pertita. Amostra 57. Nicóis semi-cruzados. X 30.

Fotomicrografia 8 - Grãos de granada fraturados, englobando quartzo e biotita. Kinzigito. A mostra 40. Nicóis descruzados. X 30.

2 mm, estrutura gnáissica, exibindo às vezes uma venulação quartzo-feldspática, pouco nítida e mostrando textura granoblástica ou porfiroblástica. Neste último caso as granadas constituem porfiroblastos. Há evidências de uma milonitização incipiente que provocou fraturamentos e deformações em quase todos os minerais e facilitou os processos de alteração.

As análises modais de dez amostras são apresentadas na Tabela 6. Pode-se observar que as quantidades de quartzo presentes são sempre elevadas em tôdas as amostras, sendo superior a 70% no exemplar 145 que pode ser denominado quartzito granatífero. De modo geral, os tipos petrográficos são muito semelhantes. Ocorrem encaixados dentro dos gnaisses comuns, à exceção da amostra 93 que está associada a migmatitos e corpos pegmatíticos.

A denominação kinzigitos para estas rochas está sendo empregada de acôrdo com a definição da da por Mehnert (1968), que caracteriza rochas semelhantes em regiões migmatizadas da Alemanha (Kingig). Por outro lado, Parras (1958), em seu trabalho sôbre os charnockitos do sudoeste da Finlândia, prefere denominar os gnaisses com granada associados, lutogenitos, atribuindo-lhes uma origem metassedimentar, a partir de sedimentos argilosos (lutitos), sem a intervenção de processos metassomáticos. Embora neste trabalho, concorde-se com a origem metassedimentar, foi dada preferência ao termo kinzigito devido à associação genêtica, embora rara, com termos mais ricos em Mg, Fe e Al (levando à paragênese com cordierita-sillimanita-espinélio) e pelo fato de ocorrer em área, pelo menos em parte, migmatizada. Da análise modal apresentada na Tabela 6 conclui-se que a amostra 58 é a que mineralôgicamente, melhor corresponde à definição de Mehnert

TABELA 6 - Análises modais dos kinzigitos

Amostras	83	58	40	56	59	64	154	21	145	93
Quartzo	29,8	36,6	32,5	32,2	38,5	52,3	33,7	30,7	74,7	34,5
Feldspato potássico	0,9	0,4	-	0,4	0,2	0,2	5,4	-	9,6	4,0
Pertita	3,9	-	-	-	0,6	-	-	1,0	-	-
Plagioclásio	12,1	17,8	18,7	42,7	27,5	16,7	21,0	26,7	1,0	20,7
Antipertita	4,6	-	7,0	0,5	5,5	-	2,4	28,1	-	31,3
Mirmequita	0,1	-	-	0,5	-	-	0,7	0,6	-	-
Biotita	34,4	12,0	30,9	10,5	17,3	20,2	19,6	12,1	3,6	0,3
Granada	14,0	8,8	10,7	11,2	8,9	8,9	16,4	0,1	8,8	4,0
Sillimanita	-	10,2	-	-	-	-	-	-	-	-
Cordierita	-	8,6	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita	-	-	-	0,9	0,8	1,0	-	pr	1,6	1,9
Sericita	-	2,0	-	-	-	-	0,4	-	-	-
Clorita	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	1,6
Epidoto	-	-	-	-	-	-	-	pr	-	1,6
Opacos	0,1	3,6	0,1	1,0	0,7	0,6	0,4	0,3	0,3	0,1
Apatita	-	-	0,1	-	-	-	-	0,3	-	-
Zircão	0,1	pr	-	0,1	pr	0,1	pr	pr	-	pr
Rutilo	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-
Espinélio	-	pr	-	-	-	-	-	-	-	-

(pr = presente)

(1968), por ser portadora, além da granada, da sillimanita, cordierita e espinélio.

Na Tabela 7 apresentamos a análise química da amostra 83, juntamente com a norma CIPW, modificada por sugestão de Eskola (1952) para rochas granulíticas ou associadas e os valores de Niggli. Da mesma Tabela constam também a análise química de um granada-cordierita granulito, fornecida por Eskola (1952) e a média de 6 análises de kinzigitos apresentados por Simonen, 1953, muito semelhantes à rocha de São José do Rio Pardo.

3. Gnaisses Bandados (Migmatitos)

Estas rochas apresentam uma mineralogia bastante semelhante àquela dos gnaisses de estrutura homogênea, constituindo os aspectos texturais e estruturais as diferenças mais marcantes entre os dois tipos.

Na descrição sumária que se segue ressaltam-se apenas os aspectos mais importantes dos minerais presentes.

3.1. Mineralogia

Quartzo e Feldspatos

Quartzo é constituinte comum a quase todas as amostras estudadas (Tabela 8). Também aqui apresenta-se em grãos bem imbricados, alongados e orientados, constituídos pela recristalização de diversas partes associadas. Uma microgranulação nas bordas dos grãos maiores, pode ser observada em diversas amostras, evidenciando a ação acentuada de esforços. O quartzo

TABELA 7

Análise química, números de Niggli e norma molecular de granada gnaiss (Kinzigito)

				Valores de Niggli		Norma	
	83(*)	A	B		83		83
SiO ₂	57,45	59,5	59,64	si	173	Qz	13,26
TiO ₂	0,80	0,2	0,75	qz	21	Or	17,79
Al ₂ O ₃	15,58	16,9	17,42	al	27,6	Ab	22,01
Fe ₂ O ₃	4,31	3,3	2,42	fm	50,7	An	12,79
FeO	8,70	9,9	5,84	c	8,3	Ga	14,84
MnO	0,21	0,2	0,13	alk	13,3	Hy	11,64
MgO	4,14	4,2	3,82	k	0,4	Mt	6,26
CaO	2,57	1,9	1,82	mg	0,4	Ru	0,80
Na ₂ O	2,64	1,4	1,98				
K ₂ O	3,02	1,8	3,32	83 -	Gnaiss kinzigítico de São José do Rio Pardo		
H ₂ O ⁺	0,40		2,23				
H ₂ O ⁻	0,16	0,3	-	A -	Granada-cordierita granulito de Lapland, Finlândia.(Eskola,1952).		
P ₂ O ₅	-	-	0,04	B -	Média de 6 kinzigitos(Simonen,1953).		
Total	99,98	99,9	99,41				
Pêso específico	2,95	-	-				

(*) Analista: Raphael Hypolito - DMP-IG

apresenta-se também como inclusão nos plagioclásio, an
fibólitos e piroxênios.

O feldspato potássico que ocorre nestas rochas é o microclínio, estando o ortoclásio presente em alguns poucos tipos. Medidas da triclinicidade le
vadas a efeito em duas amostras de microclínio de acôr
do com a fórmula de Goldsmith e Laves (1954) fornece
ram: $\Delta = 12,5 (d_{131} - d_{1\bar{3}1})$ e revelaram os seguintes valores: 0,67 e 0,79 que indicam triclinicidade eleva
da. O hábito do microclínio é comumente intersticial e a geminação em grade aparece mais ou menos nítidamente
em tôdas as amostras portadoras do mineral.

A pertita presente em algumas lâminas é do tipo micropertita em fios ("hair perthite") ou gotículas elípticas e constitui cristais muitas vezes centimétricos. Os grãos são xenomorfos com extinção ondulante e a albita presente pode ocupar até 50% do hospedeiro (mesopertita).

O plagioclásio é constituinte de tôdas as amostras estudadas e sua composição varia desde An_{20} a An_{32} para as bandas claras e de An_{20} até An_{40} para as bandas escuras, anfibolíticas. A variação dos teo
res de anortita nos plagioclásios de uma mesma lâmina, pode ser interpretada tanto pela existência de mais de uma geração de plagioclásios, como pela possível dife
renciação metamórfica em acamamento críptico. Os pla
gioclásios apresentam-se em cristais límpidos quase sem geminação; esta quando presente é do tipo albita ou periclíneo e poucas vezes Carlsbad, estando frequentemente recurvadas, indicando a ação de esforços. Muitos grãos mostram inclusões de quartzo, hornblenda, opacos e apatita ou podem estar saussuritizados. A pre
sença de inclusões pode ser indicativa de um crescimento
posterior ao dos minerais inclusos ou de uma recris.

talização após cataclase ou milonitização, muito comum em todos estes tipos de rochas.

Os intercrescimentos antipertíticos devem também ser mencionados pois estão presentes na maioria dos migmatitos e se caracterizam pela pequena quantidade de feldspato potássico dentro do plagioclásio. As formas e orientações do feldspato potássico dentro do hospedeiro são variadas: idiomórfica com secções aproximadamente retangulares, xenomórfica em gotículas ou fios, orientadas ao longo de uma clivagem, da geminação albita ou das duas clivagens quando assume um aspecto "gráfico" muito interessante (Fotomicrografia 10). Muitas vezes o feldspato potássico da demistura é representado por pertita muito fina.

A mirmequita também foi verificada em alguns exemplares e aparece sempre associada e em contacto com feldspato potássico ou pertita.

Hornblenda, clinopiroxênio e biotita

Hornblenda é o mineral ferromagnesiano mais comum e característico das bandas anfibolíticas; nos demais tipos petrográficos é quase sempre o resultado de alteração do clinopiroxênio. Quando primária é normalmente uma hornblenda verde comum, com o ângulo $Z \wedge c$ medindo 18° a 22° e $2 V_X = 66^\circ$; apresenta-se comumente em grãos xenomórficos sendo biotita parda e verde, clorita, epídoto e opacos seus produtos de alteração; pode apresentar inclusões de quartzo e plagioclásio ou constituir inclusão nos plagioclásios.

Clinopiroxênio está presente nos migmatitos de composição granodiorítica ou nos anfibolitos (Tabela 8). Trata-se de um tipo incolor ou levemente esverdeado, $N_Z = 1,725$ e $N_X = 1,696$, $Z \wedge c$ aproximadamente 42° e $2V_Z = 59^\circ$, constituindo o termo salita da série

Fotomicrografia 9 - Aspecto típico da antipertita nos kinzigitos de São José do Rio Par
do. Amostra 93. Nicóis cruzados. X 30.

Fotomicrografia 10 - Antipertita "gráfica"; o
feldspato potássico orienta-se paralelament
te às duas clivagens e ocupa boa parte do
plagioclásio hospedeiro. Os demais compon
entes são quartzo e plagioclásio. Migmatíto.
Amostra 103. Nicóis cruzados. X 75.

rie diopsídio-hedenbergita. Aparece sob a forma de grãos xenomorfos com diâmetro médio de 2 mm, fraturados e geralmente alterados a hornblenda verde-clara, epídoto e opacos. Titanita foi observada preenchendo fraturas no diopsídio ou próximas a êle. Além disso pode apresentar inclusões de quartzo, plagioclásio e apatita.

A biotita dos migmatitos é em geral do tipo pardo comum, com $2 V_X$ muito próximo de 0° . Associa-se comumente a um tipo verde claro, já mencionado anteriormente, e que difere da biotita parda somente na cor. Parece tratar-se de um tipo intermediário entre este mineral e a clorita.

Outros minerais

Os demais minerais, com exceção da apatita, zircão e opacos, acessórios menores, frequentes nos exemplares examinados, ocorrem esporadicamente e são quase todos produtos de alteração. Apenas epídoto, titanita e granada podem aparecer como minerais primários. Mesmo o epídoto resulta em parte da alteração da hornblenda, clinopiroxênio ou plagioclásio e aparece sob a forma de agregados ou de pequenos cristais verde claros levemente pleocróicos; a titanita é quase sempre xenomórfica, crescendo em fraturas ou inclusa no diopsídio, parecendo ser produto de alteração deste ou de opacos (ilmenita) aos quais também está associada. A granada foi encontrada em uma única amostra, em grãos submilimétricos tendendo ao idiomorfismo e geralmente cercados de clorita.

Apatita aparece muitas vezes em quantidades superiores a 1% na análise modal de algumas amostras (Tabela 8) e seus cristais podem atingir até 1,5 mm de diâmetro; está geralmente associada aos opa

cos, clinopiroxênios ou ainda, constitui inclusões nos plagioclásios. Já o zircão ocorre sempre em grãos prismáticos com as extremidades bem arredondadas. Os opacos são representados por magnetita e ilmenita, principalmente, podendo aparecer pirita em algumas rochas.

A tremolita teve sua presença verificada em apenas um exemplar enquanto que clorita, muscovita, prehnita e carbonatos (calcita) são produtos de alteração e já foram mencionados na descrição dos demais minerais.

3.2. Petrografia

Os gnaisses bandados ou migmatitos são rochas macroscopicamente compostas, consistindo de duas partes petrograficamente diferentes: o paleossoma, representado pelos gnaisses regionais anfibolitos e granulitos e o neossoma, material granitóide ou pegmatóide.

Na Tabela 8 são relacionadas as análises modais de diversas amostras de migmatitos. Com os dados disponíveis foi possível classificar as rochas que representam as bandas claras em granitos, granodioritos e quartzo dioritos, utilizando-se novamente, por analogia, a nomenclatura de Streckeisen (1967) para rochas ígneas. As bandas escuras são gnaisses dioríticos ou anfibolitos.

As bandas leucossomáticas são representadas por rochas sem orientação, exibindo textura granoblástica xenoblástica, frequentemente milonítica com os grãos minerais deformados, fraturados e por vezes rodeados por material de granulação mais fina (textura em moldura, fotomicrografia 11). O fabric é equigranular de granulação média, com exceção dos pegmatóides que possuem granulação grosseira. Os tipos de composi

TABELA 8

Análises modais dos gnaisses bandados (migmatitos)

	14	97	109	37-B	95-A	92	114	103	13	95B	37-A	107	10	11	12	106
Quartzo	34,1	13,3	26,7	25,0	25,3	16,6	14,0	19,3	23,2	24,8	1,8	10,9	-	4,4	0,8	4,4
Feldspato potássico	0,9	14,2	1,8	3,1	9,4	4,3	2,8	1,8	0,7	2,5	3,1	4,8	-	0,9	0,5	3,0
Pertita	57,5	42,7	48,6	20,6	42,8	-	0,3	-	5,8	-	-	4,0	-	-	-	-
Plagioclásio	3,0	20,0	17,9	44,3	13,7	57,3	23,8	51,3	50,5	58,6	57,5	37,1	60,1	49,7	57,8	29,7
Antipertita	-	2,6	-	-	-	16,1	53,1	18,3	5,6	0,9	18,3	9,7	-	4,2	-	5,0
Mirmequita	1,8	5,1	0,8	2,3	2,5	-	pr	-	3,1	-	-	0,8	-	-	-	-
Hornblenda	pr	0,2	-	1,2	-	pr	3,0	0,7	1,0	6,8	10,5	23,0	34,0	22,7	20,9	48,4
Biotita	1,2	0,5	2,1	2,0	-	-	0,4	-	6,3	2,7	4,3	8,0	1,6	13,4	16,0	7,7
Clinopiroxênio	-	0,5	-	-	-	4,7	-	5,5	-	-	-	-	0,1	0,9	-	-
Epídoto	-	-	-	-	0,5	-	0,3	0,5	pr	0,5	0,5	0,2	0,1	-	-	-
Titanita	-	pr	pr	-	-	-	-	0,2	pr	0,3	-	-	-	-	-	-
Tremolita	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Granada	-	-	-	-	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	0,5	0,2	1,1	0,9	1,1	0,1	1,4	1,2	2,7	0,8	2,5	1,0	2,7	2,7	2,8	0,9
Apatita	-	0,1	pr	0,5	-	0,6	0,3	0,7	0,7	1,4	1,5	0,1	1,2	1,1	1,5	0,2
Zircão	-	pr	0,1	0,1	pr	-	0,1	pr	0,2	pr	-	0,1	pr	-	0,2	-
Clorita	0,6	0,5	0,6	-	2,6	-	0,5	-	0,2	0,1	pr	0,3	0,2	-	-	0,1
Muscovita	pr	pr	0,2	-	1,2	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-
Prehnita	-	0,1	-	-	pr	-	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-
Carbonato	0,4	-	0,1	-	pr	0,3	-	-	-	pr	-	-	-	-	-	0,6

(pr = presente)

ção granodiorítica e quartzo diorítica predominam no canto nordeste da área, ao passo que os graníticos são comuns no canto sudoeste. Nos primeiros, plagioclásio com teores de anortita entre 20 e 30%, antipertita e quartzo são os constituintes siálicos mais importantes e biotita, hornblenda e clinopiroxênio (salita) os ferromagnesianos principais, enquanto nos últimos, quartzo, pertita e microclínio somam quase sempre 90% do volume das amostras. Leucossoma pegmatóide, embora menos abundante, distribui-se amplamente e constitui-se em geral de, microclínio micropertita, plagioclásio (oligoclásio), quartzo e biotita.

O melanossoma é constituído principalmente por anfibolitos ou rochas dioríticas e menos comumente por concentrações de biotita (biotititos). A composição essencial dos anfibolitos ou dioritos resume-se em plagioclásio com teores de anortita entre 25 e 40%, hornblenda e biotita, sendo a textura granoblástica ou por vezes nematoblástica.

O limite entre o leucossoma e o melanossoma é normalmente nítido, chamando atenção em muitos pontos as formas convexas do leucossoma voltadas para o melanossoma, fato mencionado por Mehnert (1968) como sendo comum a todas as regiões migmatizadas.

Gnaisses regionais de composições variadas constituem o paleossoma predominante das porções migmatizadas. Também foram encontradas nas proximidades dos corpos charnockíticos zonas atingidas pela migmatização; o paleossoma parece ser a própria rocha charnockítica de composição intermediária.

4. Granulitos alaskíticos

Os granulitos alaskíticos são rochas granulares róseas compostas essencialmente por quartzo, meso

pertita, microclínio e plagioclásio, sendo praticamente desprovidas de minerais ferromagnesianos.

4.1. Mineralogia

Nestas rochas o quartzo constitui os grãos maiores alongados e orientados (de 0,5 a 1,0 cm de comprimento) resultantes da união de diversos grãos menores. Os grãos componentes apresentam-se imbricados, com contornos bem irregulares, intercrescidos e com extinção ondulante, o que indica ação de forças de formadoras durante ou após recristalização. Como inclusões encontram-se frequentemente grãos estirados de pertita ou plagioclásio (Fotomicrografia 12).

A pertita pode formar, juntamente com o quartzo, os cristais maiores ou ainda compor-se em massa mais fina, cujos grãos medem em média 0,3 mm de diâmetro. É do tipo mesopertita com formas de fios, "cabelos" (hair perthite), gotículas ou filmes. Pode conter quartzo idiomórfico como inclusão.

Microclínio é o feldspato potássico destas rochas, exibindo geminação em grade. Seu hábito é xenomórfico e intersticial. O exame petrográfico indica que o microclínio resulta de uma segunda fase metamórfica, sendo comumente encontrado ao redor dos grãos maiores de mesopertita e na massa mais fina recristalizada (Fotomicrografia 13).

O plagioclásio é oligoclásio com 20% de anortita; mostra-se sempre xenomórfico, raramente geminado, parcialmente sericitizado e caulinizado, incluindo, às vezes, grãos de pertita ou microclínio. Mirmequita associada a pertita completa a relação dos componentes siálícos destas rochas.

Quanto aos constituintes ferromagnesianos foram encontrados apenas hornblenda verde, biotita par

Fotomicrografia 11 - Plagioclásio rodeado por material de granulação mais fina composto de quartzo e plagioclásio (Textura em moldura). Migmatito. Amostra 103. Nícois cruzados. X 30.

Fotomicrografia 12 - Grãos de quartzo alongados (parcialmente extintos) englobando grão de pertita estirado. Granulito alaskítico. Amostra 53. Nícois cruzados. X 30.

da e verde e clorita, sempre em quantidades inferiores a 2% do total de minerais (Tabela 9). Mesmo assim, a hornblenda está sempre alterada em biotita ou clorita e a biotita, cloritizada.

Entre os minerais acessórios identificou-se zircão alongado e arredondado, apatita e opacos (magnetita); êstes últimos mais abundantes mesmo que os ferromagnesianos transparentes. Titanita aparece raramente ao redor dos opacos como produto de alteração.

4.2. Petrografia

Petrográficamente os granulitos alaskíticos evidenciam pelo menos duas fases de cristalização: a primeira é representada pelos elementos mais grosseiros; quartzo, pertita e plagioclásio e a segunda, caracterizada pela ação de esforços deformadores com posterior recristalização em condições de metamorfismo mais brandas. Nesta fase houve redução da granulação, estiramento e orientação dos grãos de quartzo e, às vezes, de pertita; houve também recristalização de quartzo, neo-cristalização de microclínio e alteração dos plagioclásios e dos poucos máficos presentes. O que atualmente se vê ao microscópio são grãos maiores xenomórficos e alongados de quartzo e pertita rodeados por material de granulação mais fina, xenoblástico, composto de quartzo, microclínio, pertita e plagioclásio. (Fotomicrografia 14).

Uma terceira fase pode também estar presente, tendo como consequência apenas a milonitização.

As análises modais das seis amostras mais típicas são apresentadas na Tabela 9; a composição mineralógica corresponde a grosso modo a dos granitos enquanto a composição química é muito semelhante a des-

TABELA 9
Análises modais dos granulitos alaskíticos

	30	54	29	53	28	3
Quartzzo	35,3	35,3	36,6	41,4	44,8	48,5
Microclínio- -Pertita	2,3	6,0	pr	7,6	30,9	4,9
Pertita	34,3	37,3	44,7	25,5	16,5	26,8
Plagioclásio	24,1	15,9	8,5	20,9	4,4	14,3
Mirmequita	2,9	4,8	6,1	3,6	2,7	3,0
Hornblenda	0,4	pr	-	-	-	-
Biotita	0,1	-	pr	0,1	-	2,1
Clorita	pr	0,2	1,8	-	0,1	pr
Muscovita	-	-	-	-	0,6	-
Apatita	0,1	-	pr	-	-	-
Zircão	pr	0,1	-	pr	-	pr
Opacos	0,5	0,4	2,3	0,9	-	0,4
Titanita	-	pr	-	-	-	pr

Fotomicrografia 13 - Cristal de mesopertita com desenvolvimento da geminação de microclínio nas bordas. Granulito elaskítico. Amostra 3. Nicois cruzados. X 30.

Fotomicrografia 14 - Textura típica dos granulitos elaskíticos: grãos de quartzo maiores, a longados e orientados em meio a fino agregado composto por quartzo, mesopertita e plagioclásio. Amostra 30. Nicois cruzados. X 30.

tas rochas e consta da Tabela 10, contendo a análise química da amostra 30, com valores de Niggli e dados normativos.

5. Hiperstênio granulitos (charnockitos)

Os hiperstênio granulitos ou charnockitos apresentam uma composição mineralógica relativamente simples e que varia de acordo com os tipos mais básicos ou mais ácidos. Os tipos básicos compõe-se essencialmente de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda, os tipos intermediários de quartzo, pertita, plagioclásio e ortopiroxênio e os tipos ácidos, de quartzo, pertita, plagioclásio e restos de ortopiroxênio.

5.1. Mineralogia

Quartzo

O quartzo é constituinte essencial dos tipos ácidos e de alguns tipos intermediários; apresenta-se em grãos equidimensionais de contornos irregulares, bem imbricados, com diâmetro médio de 1 mm ou em grãos alongados e orientados, deformados e recristalizados, que atingem até 4 mm de comprimento. A orientação do quartzo parece relacionada a fenômenos tectônicos posteriores à formação destas rochas e que também provocaram deformações e recristalizações nos demais componentes.

Pertita e feldspato potássico

Todo o feldspato potássico dos hiperstênio granulitos encontra-se na forma de pertita, à exceção de uma ou outra amostra em que microclínio, com .

TABELA 10

Análise química, valores de Niggli e norma molecular de uma amostra de granulito alaskítico

			Valores de Niggli		Norma	
	30(*)	A		30		30
SiO ₂	74,06	73,72	si	406	Qz	26,76
TiO ₂	0,19	0,20	qz	142	Or	25,02
Al ₂ O ₃	13,60	13,58	al	43,7	Ab	42,44
Fe ₂ O ₃	0,73	0,60	fm	8,5	An	1,95
FeO	0,55	1,12	c	6,2	Di	2,00
MnO	0,03	0,02	alk	41,4	Il	0,30
MgO	0,28	0,14	k	0,3	Mt	1,16
CaO	1,09	1,04	mg	0,3		
Na ₂ O	5,02	2,43				
K ₂ O	4,20	6,87				
H ₂ O ⁺	0,16	0,18				
H ₂ O ⁻	0,04	0,09				
P ₂ O ₅	0,10	-				
Total	100,05	99,99				
Pêso específico	2,61					

30 - Granulito alaskítico de São José do Rio Pardo.

A - Granito aplítico do distrito de Varberg, Suécia. (Quensel, 1951).

(*) Analista: Raphael Hypolito - DMP-IG

ou sem intercrescimento, aparece em grãos intersticiais como resultado de recristalizações. A pertita é muito fina (micropertita ou criptopertita) e do tipo mesoper_tita capilar (hair perthite) ou em gotas elípticas e seus cristais são ligeiramente maiores que os demais componentes, atingindo até 6 mm de comprimento; exibem extinção ondulante e são sempre xenomórficos. A extinção ondulante é para Eskola (1952) uma indicação de início de microclinização. O componente potássico das pertitas está mais próximo do microclínio que do ortoclásio, uma vez que as medidas de triclinicidade em duas amostras representativas (89 e 176) deram os seguintes valores: 0,64 e 0,71 o que segundo os dados de Goldsmith e Laves (1954) indica triclinicidade média. As cores macroscópicas deste mineral em São José do Rio Pardo variam de pardo a verde escuro e parecem estar ligadas à existência de fraturas muito finas, preenchidas por material de coloração verde ou amarela (Oliveira, 1969).

Plagioclásio, antipertita e mirmequita

Plagioclásio é componente de todos os tipos de granulitos com ortopiroxênio, sendo o único constituinte siálico essencial dos tipos mais básicos. Nos tipos ácidos e intermediários é representado por oligoclásio ou andesina sódica com teores de anortita variando entre 20 e 32%, enquanto que nos tipos básicos é encontrada a andesina com teor de anortita entre 35 e 46%. Nas rochas intermediárias e ácidas o plagioclásio é sempre xenomórfico, límpido e quase sem geminação: esta quando presente segue a lei da albita e frequentemente apresenta as lamelas recurvadas. Uma poeira de sericita e epídoto pode estar, às vezes, impregnando os grãos mais alterados. Plagioclásio poiquiloblástico pode aparecer em algumas lâminas, com inclusões de magnetita e biotita.

As amostras correspondentes aos charnockitos básicos revelam uma quantidade maior de plagioclásio que também se apresenta xenomórfico ou, às vezes, hipidiomórfico, límpido ou com geminações complexas nas leis da Albita, Periclinio e Carlsbad superpostas em um mesmo indivíduo. Pode estar alterado em sericita ou epídoto e apresentar-se fraturado, com fraturas preenchidas por material verde ou amarelado de birrefringência média e natureza provavelmente clorítica. A cor megascópica dos plagioclásios nestas rochas varia de cinza claro a cinza esverdeado escuro.

Uma pequena quantidade de antipertita é sempre encontrada nos granulitos, sendo o componente potássico de distribuição rala, formando microcristais retangulares orientados paralelamente ao plano 010, ou ainda xenomórficos, raramente portadores da geminação gradeada (Fotomicrografia 15). Também a mirmequita pode aparecer nas variedades mais ricas de quartzo, sempre associada a cristais de pertita.

Piroxênios, hornblenda e biotita

Ortopiroxênio é o mineral ferromagnésiano característico deste grupo de rochas, estando presente em todos os tipos em pequenas quantidades; os termos encontrados são o hiperstênio, o ferrohiperstênio e a eulita com valores da molécula de ferrossilita variando entre 40 e 80%; estes dados foram obtidos utilizando o diagrama de Hess (1952) com medidas de índice de refração e 2 V. Estas medidas constam da Tabela 11.

Nos granulitos mais básicos o hiperstênio é bastante pleocróico com X = rosa Y = incolor e Z = verde pálido. Seus grãos são equidimensionais ou às vezes prismáticos de contornos irregulares, corroídos e frequentemente fraturados. Limonita, biotita verde ou.

TABELA 11

Propriedades Ópticas dos ortopiroxênios

	N_Z	N_X	Δ	$2V_X$	% Fs	
61	1,760	1,742	0,018	72°	78	Eulita
47	1,750	1,735	0,015	61°	70	Eulita
89	1,738	1,722	0,016	57°	60	Ferrohiperstênio
201	1,735	1,720	0,015	54°	58	Ferrohiperstênio
62	1,730	1,715	0,015	55°	55	Ferrohiperstênio
20	1,720	1,705	0,015	54°	45	Hiperstênio
180-C	1,715	1,700	0,015	53°	40	Hiperstênio
191	1,715	1,700	0,015	53°	40	Hiperstênio

hornblenda aparecem como produtos de alteração nas fraturas ou nas bordas dos grãos. Apresenta extinção reta ou com pequena inclinação, inferior a 10° .

Os charnockitos intermediários contêm ferrohiperstênio ou eulita; são também pleocróicos, idênticamente, mas com menor intensidade que o hipers^tênio: X = rosa pálido Y = incolor e Z = verde pálido; em algumas lâminas observou-se uma fina lamelação d^este mineral, assim como um crescimento paralelo com cliⁿopiroxênio, ao qual muitas vezes está associado (Foto^micrografias 16 e 17). O mineral é xenomórfico, fratu^rado e sujo pela alteração, que forma quase sempre uma auréola ao redor dos grãos ou preenche fraturas e cliⁿvagens. A natureza do material de alteração é variada: muito comumente é um agregado fibroso composto de clo^rita, sericita, serpentina, biotita verde e opacos (Fo^tomicrografia 18); pode ser simplesmente limonita e ainda hornblenda e biotita vermelha. O material que preenche fratura nas pertitas ou plagioclásios parece estar relacionado com a alteração dos ortopiroxênios.

Nas rochas mais ácidas, por vezes quase alaskíticas, são encontrados somente restos de ortopi^roxênio em meio a material de alteração constituído por agregado fibroso, clorita ou biotita verde e limoⁿita.

Os clinopiroxênios estão representados pelos termos salita e ferrosalita da série diopsídio-hedenbergita; um termo augítico pode aparecer em va^riedades mais básicas. Estas determinações baseiam-se nas medidas de índices de refração ângulo $2V$ e ângulo de extinção $Z \wedge c$ que apresentaram os seguintes valo^res médios: $N_Z = 1,720$, $N_X = 1,690$, $Z \wedge c = 42^{\circ}$ e $2 V_Z = 59^{\circ}$.

Êstes piroxênios são mais abundantes nos termos intermediários e básicos dos charnockitos. Miⁿ

Fotomicrografia 15 - Antipertita em que o feldspato potássico é representado pelo microclínio com geminação típica. Hiperstênio granulito. Amostra 26. Nicóis cruzados. X 30.

Fotomicrografia 16 - Hiperstênio alterado em hornblenda verde (bordas e clivagens) junto a apatita e opacos. Hiperstênio granulito. Amostra 205. Nicóis paralelos. X 180.

Fotomicrografia 17 - Crescimento paralelo entre hiperstênio (branco) e clinopiroxênio (cinza), em hiperstênio granulito intermediário: Amostra 201. Nicóis cruzados. X 75.

Fotomicrografia 18 - Restos de hiperstênio em meio a material de alteração composto por agregado fibroso, hornblenda e opacos. Os de opacos são rodeados por hornblenda verde. Hiperstênio granulito. Amostra 32. Nicóis des cruzados. X 75.

croscópicamente, são claros e frescos, xenomórficos ou hipidiomórficos e às vezes poiquiloblásticos, quando apresentam inclusões idiomórficas de ortopiroxênio e hornblenda. Não são pleocróicos e apresentam-se com tonalidades verdes bem pálidas mostrando às vezes uma lamelação pouco nítida. Sua alteração mais comum é a hornblenda verde, que pode se formar tanto nas bordas como ao longo das clivagens dos grãos. (Fotomicrografias 19 e 20.)

Outro componente ferromagnesiano dos hiperstênio granulitos é a hornblenda, que pode atingir nos tipos mais básicos até 30% da composição modal. Trata-se de hornblenda verde ou verde parda com pleocroismo X = verde amarelado, Y = verde pardo e Z = verde escuro, em grãos hipidiomórficos ou idiomórficos, quando em pequenas inclusões, associada ao hiperstênio ou diopsídio ou como produto de alteração destes minerais e de opacos. As suas propriedades ópticas são: ângulo $Z \wedge c$ ao redor de 15° , índices de refração $N_Z = 1,692$ e $N_X = 1,670$ e ângulo $2V_X$ aproximadamente 70° . Sob o microscópio, observaram-se cristais de hornblenda inclusos em diopsídio, como se este tivesse crescido a partir do primeiro ou ainda grãos com forma e clivagens de hornblenda constituídos por uma parte de hiperstênio e outra de hornblenda; por outro lado este anfibólio aparece também circundando grãos de clinopiroxênio ou ortopiroxênio ou preenchendo suas fraturas e clivagens como produto comum de alteração. A hornblenda transforma-se em biotita e opacos por alteração.

A biotita destas rochas é na maioria das vezes de origem secundária, provindo da alteração de opacos, hornblenda e hiperstênio; trata-se de variedade vermelha bem pleocróica com X = amarelo e Y = Z = pardo avermelhado.

Fotomicrografia 19 - Grão de clinopiroxênio exibindo fina lamelação em associação com hornblenda e opacos. Hiperstênio granulito. Amostra 205. Nicóis paralelos. X 75.

Fotomicrografia 20 - Clinopiroxênio rodeado por hornblenda verde e opacos. Hiperstênio granulito. Amostra 136. Nicóis descruzados. X 180.

Apatita, zircão e opacos

Êstes minerais são os constituintes aces
sórios dos hiperstênio granulitos e ocorrem geralmente
associados entre si e aos piroxênios. Suas quantida
des são bastante variáveis: as quantidades modais de
opacos podem atingir, em certos casos, quase 10% (amos
tra 111) e de apatita, 3% (Tabela 12).

A apatita é muitas vezes idiomórfica e
aparece como inclusões nos plagioclásios e piroxênios
ou associada aos outros acessórios; pode constituir,
juntamente com zircão, inclusões dentro do ortoclásio
das antipertitas, fato já mencionado para os gnaisses
homogêneos.

Zircão ocorre na forma de pequenos cris
tais arredondados ou prismáticos de extremidades arre
dondadas, dentro dos demais minerais; os opacos são
representados pela magnetita, pela ilmenita e mais ra
ramente pela pirita; a presença dêstes minerais foi con
firmada por diagrama pó (Raio X) e por microscopia de
luz refletida; comumente estão cercados por uma corôa
de biotita vermelha ou hornblenda verde, que são produ
tos de sua alteração (Fotomicrografia 22).

5.2. Petrografia

Os hiperstênio granulitos da região de
São José do Rio Pardo apresentam consideráveis varia
ções nos teores de sílica o que permitiu agrupá-los em
tipos ácidos, intermediários e básicos, constituindo,
segundo alguns autores que estudaram rochas semelhan
tes em outras regiões do mundo (Groves, 1935; Quensel,
1951; Cooray, 1962) uma verdadeira "série charnockíti
ca". Tanto o termo "série charnockítica" quanto o têr
mo charnockito tem sido assunto de discussão nos diver

Fotomicrografia 21 - Associação hiperstênio -
-apatita-zircão e opacos, comum nos hiperstênio granulitos intermediários. Amostra 206. Nicóis cruzados. X 75.

Fotomicrografia 22 - Coroa de hornblenda verde ao redor de opaco, tendo ao lado um grão de hiperstênio alterado. Hiperstênio granulito. Amostra 234. Nicóis descruzados. X 75.

sos trabalhos versando sobre este tipo de rochas. O primeiro a utilizá-los foi Holand (1900), quando apresentou uma definição para ambos e incluiu o que ele denominou charnockito "sensu strictu" aos termos ácidos da série. Todavia, Subramaniam (1959) reestudou a região tipo de Madras, Índia, sugerindo que somente os membros ácidos deveriam ser agrupados em uma série charnockítica; seriam eles: charnockitos, enderbitos, hiperstênio-quartzó sienitos e alaskitos; para os membros mais básicos ele utiliza a denominação de rochas híbridas. Apesar disso, o que se tem visto na literatura geológica é o livre emprêgo da denominação "série charnockítica", agrupando rochas ácidas, intermediárias e básicas, desde que ocorram relacionadas a charnockitos. Spooner (1969) prefere utilizar o termo "piroxênio granulito" para evitar o emprêgo indiscriminado da palavra "charnockito".

Para o caso de São José do Rio Pardo, as rochas estão sendo denominadas genericamente de hiperstênio granulitos e subdivididas nos termos ácidos, intermediários e básicos da série charnockítica, com base no conteúdo de sílica. Como feição geral elas exibem tonalidades castanhas muito características quando intemperizadas e cinza esverdeadas quando frescas, sendo esta cor devida muito mais à presença de feldspatos esverdeados do que a minerais ferromagnesianos. O problema da coloração escura destas rochas já foi discutido em trabalho anterior (Oliveira, 1969) e parece estar ligado a dois aspectos importantes: o primeiro refere-se a presença do ortopiroxênio; o segundo à existência de fraturas delgadas que atravessam os grãos de pertita, plagioclásio e ortopiroxênio e preenchidas por material verde claro, de birrefringência média e ângulos de extinção variáveis (Howie, 1964). De fato, as rochas associadas, desprovidas de ortopiroxênio, apre

sentam cores normais e as que apresentam pequenas quantidades deste mineral exibem cores castanho-esverdeado claras. Conclui-se que o ortopiroxênio, constantemente alterado, deve ser a fonte do material esverdeado que preenche fraturas nos demais minerais.

Uma outra feição característica exibida por estas rochas é a textura granoblástica sempre xenoblástica ou raramente hipidioblástica, aproximadamente equigranular, atingindo 5 mm em média nos tipos mais grosseiros e 0,5 mm nos mais finos. A estrutura pode ser granulosa ou por vezes gnáissica, com os minerais ferromagnesianos agrupados e orientados subparalelamente (Fotomicrografias 23 e 24).

A composição mineralógica dos hiperstênio granulitos é apresentada na Tabela 12. Utilizando novamente a nomenclatura sugerida por Streckeisen (1967) os tipos básicos se aproximam de gabros e noritos, os intermediários, de quartzo monzonitos, monzonitos e dioritos e os ácidos, de granitos e adamellitos. Para fins comparativos, constam também desta Tabela, análises modais de algumas rochas em tudo semelhantes às charnockíticas, delas diferindo somente pela ausência do ortopiroxênio. Os nomes birkremite e enderbite, propostos por Tilley (1936) referindo-se aos membros ácidos extremamente ricos em feldspato potássico e plagioclásio, respectivamente encontram poucos representantes na região estudada.

Um outro ponto, que deve ser abordado dentro deste item, refere-se ao emprêgo da denominação petrográfica "granulito" para estas rochas e para os tipos alaskíticos. Em recente trabalho, Behr et al. (1971) apresentam os resultados de discussões sobre uma definição universal para o termo granulito, chegando à seguinte conclusão, ainda não definitiva: "Granulito é uma rocha metamórfica composta essencialmente por um mosaico

Fotomicrografia 23 - Textura granoblástica em hiperstênio granulito intermediário. Amostra 62. Nicóis semi-cruzados. X 30.

Fotomicrografia 24 - Textura granoblástica em hiperstênio granulito básico. Amostra 217. Nicóis semi-cruzados. X 30.

TABELA 12
Análises modais dos hiperstênio granulitos

	24	180	191	111	217	181	136	20	32	34	176	201	31	47	206	234	209	205	62	89	168	61	190	26	132	200
Quartzo	-	-	-	3,3	pr	0,9	6,2	7,9	13,8	19,0	16,9	0,9	22,9	11,2	-	4,0	16,2	10,1	8,5	19,7	14,6	7,3	30,3	12,4	17,3	1,9
Feldspato potássico	-	-	-	4,8	1,1	1,4	4,4	5,1	5,3	11,8	2,7	3,0	4,0	3,7	2,8	3,9	4,8	1,4	1,6	0,2	13,9	4,6	4,3	14,5	6,7	-
Pertita	-	-	-	9,3	-	-	19,8	pr	-	13,7	33,2	38,4	25,9	40,1	37,3	30,5	35,8	49,1	48,1	51,0	13,8	37,2	35,5	26,1	18,2	55,1
Plagioclásio	37,6	38,9	46,6	39,6	66,8	55,2	38,0	60,9	52,1	28,0	26,1	39,7	26,6	27,0	44,8	49,1	31,0	28,2	32,0	18,6	46,3	43,5	22,6	36,5	40,8	34,7
Antipertita	-	-	-	2,3	-	10,3	2,1	-	-	9,5	1,6	2,2	7,1	2,4	2,9	0,3	-	0,2	1,4	1,0	3,2	-	-	1,9	3,9	-
Mirmequita	-	-	-	-	0,2	-	0,2	-	-	0,7	3,1	2,0	1,3	2,7	0,1	1,3	4,1	3,7	0,3	2,6	-	2,6	3,0	0,4	2,0	1,3
Ortopiroxênio	11,9	15,8	20,7	13,0	13,8	4,2	14,2	8,8	0,6	2,7	6,9	6,0	3,3	6,1	3,2	2,7	4,4	2,2	3,5	1,3	1,6	3,4	-	0,2	-	-
Clinopiroxênio	-	10,3	11,7	5,0	12,2	0,8	2,4	4,8	0,2	0,5	0,6	1,7	-	1,9	-	-	0,1	2,1	0,7	0,3	1,2	-	-	-	-	-
Hornblenda	49,3	29,8	18,3	10,2	3,5	23,1	3,8	8,0	16,0	8,8	4,1	0,3	4,1	0,4	3,2	5,6	1,0	0,7	0,1	2,2	0,1	0,3	0,1	2,9	2,8	4,1
Biotita	-	0,7	0,1	0,7	-	1,0	1,1	1,4	2,8	1,8	0,7	0,5	2,0	0,2	2,4	0,1	0,3	0,2	pr	0,3	1,2	0,3	0,8	1,5	3,5	1,0
Apatita	0,4	0,6	pr	1,9	0,1	1,0	3,4	0,5	1,3	0,8	0,4	0,1	0,4	1,2	0,7	0,5	0,3	-	0,8	0,3	0,5	pr	pr	1,1	0,9	0,1
Zircão	-	-	-	pr	-	pr	pr	pr	0,1	pr	0,1	0,1	-	pr	0,1	pr	0,2	pr	0,1	0,1	pr	pr	0,1	-	-	0,1
Opacos	0,8	3,6	2,6	9,7	2,3	2,1	4,4	2,6	2,7	2,2	3,6	5,1	2,4	3,1	2,2	2,0	1,8	2,1	2,9	1,6	2,2	0,7	0,9	0,4	2,6	1,7
Clorita	-	0,3	-	-	-	-	-	-	1,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	pr	0,2	1,9	0,7	-
Agregado fibroso	-	-	-	0,2	-	-	-	-	3,7	0,5	-	-	-	-	0,2	-	-	-	-	-	1,4	-	2,2	0,2	-	-

de feldspatos de granulação fina, com ou sem quartzo. Minerais ferromagnesianos, se presentes, são predominantemente anidros. Granulitos contêm tipicamente grãos ou agregados de grãos lenticulares (ou alongados)". Além disso eles acrescentam que os minerais constituintes frequentemente apresentam certas características entre as quais citam: feldspato alcalino peritítico, podendo conter tanto sódio como a mesoperitita; plagioclásio antiperitítico; ortopiroxênio é principalmente hiperstênio; clinopiroxênio é diopsídio-hedenbergita verde-claro e hornblenda primária, se presente, é verde-oliva a castanha.

Com base nestas informações a classificação das rochas de São José do Rio Pardo como granulitos parece razoavelmente adequada.

Quanto ao problema da presença de grãos ou agregados de grãos lenticulares ou alongados, concordamos com a contestação de D. de Ward transcrita no mesmo trabalho, em que ele se refere a tal feição como consequência de deformações e não de metamorfismo ou composição. Também para as rochas alvo do presente trabalho, a elongação dos grãos de quartzo e feldspato parece devida a deformações posteriores ao metamorfismo primário e que levaram a consequências retrometamórficas, exemplificadas pela transformação dos piroxênios e opacos em hornblenda e biotita.

Na Tabela 13 são fornecidas as análises químicas de sete amostras de hiperstênio granulitos, juntamente com os valores de Niggli e a norma CIPW. A análise modal destas rochas consta da Tabela 12. Os valores apresentados mostram-se muito semelhantes aos obtidos em outras regiões do mundo para rochas desta natureza e relacionados nos trabalhos de Quensel (1951), Howie (1955 e 1965), Parras (1958) e outros. Considerações de ordem petrogenéticas sobre estes resultados se

TABELA 13
Análises químicas, valores de Niggli e normas moleculares de hiperstênio granulitos de São José do Rio Pardo
Cinco análises químicas de rochas de Varberg (Suécia) e Madras (Índia) apresentadas para comparações

	Valores de Niggli												Normas Moleculares															
	180	111	201	34	176	205	190	A	B	C	D	E	180	111	201	34	176	205	190	180	111	201	34	176	205	190		
SiO ₂	46,20	49,90	57,38	60,49	61,85	63,84	70,14	45,00	49,05	60,12	59,17	72,32	si	102.	124	183	196	221	245	347	Qz	-	-	3,90	14,46	14,22	11,88	25,20
TiO ₂	1,50	1,18	0,14	0,85	1,20	0,80	0,65	2,40	2,01	0,95	0,99	0,16	qz	-30	-28	-9	20	21	30	111	Or	2,78	10,01	31,69	14,46	21,13	30,02	33,92
Al ₂ O ₃	16,20	12,46	17,33	12,40	15,70	15,14	15,00	16,62	12,82	16,63	15,53	14,46	al	21,1	18,1	32,5	23,5	33,0	34,3	43,6	Ab	27,25	37,20	34,06	37,73	30,92	37,73	27,25
Fe ₂ O ₃	6,94	8,48	6,25	7,04	2,33	3,02	2,03	6,05	2,76	2,19	2,03	1,24	fm	52,4	49,8	31,7	37,9	27,7	24,5	14,5	An	28,36	9,17	13,34	6,39	15,85	6,12	6,95
FeO	9,17	10,05	3,23	3,48	4,49	3,26	0,29	8,97	14,50	4,79	5,40	0,67	c	18,9	18,8	12,4	19,6	18,5	12,0	8,3	Di	8,53	18,86	3,09	12,53	6,04	6,26	-
MnO	0,19	0,21	0,20	0,09	0,18	0,11	0,05	0,31	0,35	0,10	0,06	0,02	alk	7,6	13,2	23,3	19,0	20,8	29,2	33,5	Hy	9,37	6,60	3,46	-	5,30	1,33	1,80
MgO	7,20	3,50	1,60	2,34	1,50	0,87	0,67	7,24	4,55	0,82	2,94	0,33	k	0,1	0,2	0,5	0,3	0,4	0,4	0,5	Ol	9,77	1,86	-	-	-	-	-
CaO	8,04	7,12	3,63	5,65	4,82	2,89	1,56	9,50	10,06	3,75	5,68	1,78	mg	0,5	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,4	Ap	0,34	1,34	0,34	0,34	0,34	0,34	-
Na ₂ O	3,20	4,40	4,05	4,50	3,65	4,45	3,24	2,76	3,12	4,73	4,22	3,39									Il	2,89	2,28	0,30	1,67	2,28	1,52	0,76
K ₂ O	0,52	1,70	5,40	2,42	3,60	5,05	5,75	0,96	0,91	4,25	3,19	4,92									Mt	9,98	12,30	9,05	8,82	3,25	4,41	-
H ₂ O ⁺	0,60	0,14	0,45	0,42	0,35	0,38	0,47	0,16	-	0,25	0,11	0,50									Ti	-	-	-	-	-	-	0,59
H ₂ O ⁻	0,03	0,20	0,11	0,20	0,05	0,02	0,20	0,06	0,09	-	0,14	0,34									C	-	-	-	-	-	-	0,92
P ₂ O ₅	0,18	0,57	0,11	0,21	0,15	0,12	0,00	-	0,36	0,77	0,47	-									Hm	-	-	-	-	-	-	2,08
Total	99,98	99,91	99,88	100,10	99,88	99,95	100,05	100,03	100,58	99,56	99,93	100,13	180(') - Niperstênio granulito básico. São José do Rio Pardo															
Peso específico	3,06	2,99	2,78	2,77	2,79	2,70	2,65	3,19	3,12	2,77	2,80	2,67	111(') - Niperstênio granulito básico. São José do Rio Pardo															
A - Charnockito básico, Verberg-Suécia (Quensel, 1951)													201(') - Niperstênio granulito intermediário. São José do Rio Pardo															
B - Hornblenda norito, Madras-Índia (Howie, 1955)													34(') - Niperstênio granulito intermediário. São José do Rio Pardo															
C - Charnockito intermediário, Verberg-Suécia (Quensel, 1951)													176(') - Niperstênio granulito intermediário. São José do Rio Pardo															
D - Roche intermediária, Madras-Índia (Howie, 1955)													205(') - Niperstênio granulito intermediário. São José do Rio Pardo															
E - Charnockito fásico, Verberg-Suécia (Quensel, 1951)													190(') - Niperstênio granulito ácido. São José do Rio Pardo															

(*) Analista: Raphael Hypolito - DMP-IG

180(') - Hiperstênio granulito básico. São José do Rio Pardo
111(') - Hiperstênio granulito básico. São José do Rio Pardo
201(') - Hiperstênio granulito intermediário. São José do Rio Pardo
34(') - Hiperstênio granulito intermediário. São José do Rio Pardo
176(') - Hiperstênio granulito intermediário. São José do Rio Pardo
205(') - Hiperstênio granulito intermediário. São José do Rio Pardo
190(') - Hiperstênio granulito ácido. São José do Rio Pardo

rão feitas no capítulo seguinte.

Além dos dois grupos de granulitos aqui descritos ocorrem ainda outras rochas de natureza granulítica, de pequena expressão regional, intercaladas comumente nos tipos alaskíticos; são elas diopsídio granulitos róseos, compostos de mesopertita, quartzo, pouco plagioclásio sódico e diopsídio.

6. Anfibolitos

Os anfibolitos são rochas de ocorrência restrita na área levantada. Compõe-se essencialmente de hornblenda verde, plagioclásio, biotita e clinopiroxênio.

6.1. Mineralogia

O plagioclásio dos anfibolitos é do tipo intermediário, com teores de anortita variando entre 35 e 70%, predominando a média de 40%. O valor de 70% refere-se à amostra 230. Seus grãos são geralmente limpidos, com poucas geminações, que quando presentes seguem a lei da albíta ou do periclínio; são xenomórficos, um tanto deformados e, às vezes, alterados em sericita, epídoto e calcita. Antipertita do tipo comum raras vêzes ocorre.

Hornblenda verde é o ferromagnesiano característico destas rochas. Apresenta pleocroísmo intenso com X = amarelo pálido; Y = verde e Z = verde parado. Os valores de Z $\wedge$ c variam entre 15° e 18° e os índices de refração médios são: $N_Z = 1,692$ e $N_X = 1,668$, com ângulo $2 V_X$ ao redor de 68°. Os grãos são hipidiomórficos ou idiomórficos e apresentam, às vezes, inclusões de opacos.

A biotita dos anfibolitos é uma variedade

de comum com cores pardas e pleocroísmo intenso; pode estar alterada em clorita.

O clinopiroxênio pertence à série diopsídio - hedenbergita e apresenta $Z \wedge c = 40^\circ$ e cor verde pálida; as medidas de $2 V_Z$ deram valores de 56° ; apresenta-se freqüentemente alterado em hornblenda verde. Ortopiroxênio foi encontrado em pequenas quantidades em algumas amostras, constituindo grãos xenomórficos ou restos alterados em anfibólio ou agregado fibroso.

Os minerais opacos incluem principalmente a magnetita e ilmenita. Zircão e apatita são acessórios comuns.

6.2. Petrografia

A textura dos anfibolitos é granoblástica, aparecendo às vezes uma leve orientação sub-paralela das hornblendas e biotitas, quando pode ser chamada de nematoblástica. São rochas principalmente equigranulares com granulação média ao redor de 1 mm.

Anfibolitos própriamente ditos e hiperstênio anfibolitos constituem os tipos petrográficos principais; análises modais de quatro amostras e análises químicas e duas delas constam da Tabela 14. No capítulo seguinte serão discutidos os resultados destas análises, com vistas à gênese destas rochas.

7. Rochas calco-silicáticas

As calco-silicáticas, que ocorrem sob a forma de pequenos corpos lenticulares inseridos em meio aos gnaisses e granulitos, apresentam uma mineralogia variada em que se destacam os clinopiroxênios (diopsídio), a granada, a escapolita, a hornblenda parda, o

TABELA 14

Análises modais, análises químicas, valores de Niggli e normas moleculares de algumas amostras de anfibolitos

						Valores de Niggli					Norma		
	230	212	11	10		230	212	230	212		230	212	
Quartzo	-	-	4,4	-	SiO ₂	41,92	48,68	si	85	123	Or	8,90	10,56
Feldspato potássico	-	-	0,9	-	TiO ₂	1,76	2,68	qz	-47	-29	Ab	7,86	32,49
Plagioclásio	33,1	50,6	49,7	60,1	Al ₂ O ₃	13,67	16,75	al	16,3	24,8	An	19,18	21,41
Antipertita	-	-	4,2	-	Fe ₂ O ₃	10,23	6,83	fm	50,3	38,4	Ne	9,66	1,70
Hornblenda	51,9	24,4	22,7	34,0	FeO	7,60	4,20	c	25,4	23,6	Di	30,13	15,12
Clinopiroxênio	5,6	0,1	0,9	0,1	MnO	0,44	0,12	alk	7,9	13,1	Ol	4,60	2,66
Biotita	-	21,1	13,4	1,6	MgO	6,95	4,34	k	0,2	0,2	Ap	0,34	1,01
Clorita	2,2	0,2	-	0,2	CaO	11,70	8,79	mg	0,4	0,4	Il	3,34	5,02
Epidoto	-	-	-	0,1	Na ₂ O	3,03	4,25				Mt	14,85	6,26
Opacos	6,4	2,6	2,7	2,7	K ₂ O	1,52	1,84				Hm	-	2,56
Apatita	0,1	0,7	1,1	1,2	H ₂ O ⁺	0,57	0,61						
Zircão	-	0,1	-	pr	H ₂ O ⁻	0,36	0,44						
Carbonato	-	0,2	-	-	P ₂ O ₅	0,12	0,46						
Sericita	0,7	-	-	-	Total	99,87	99,93						
Ortopiroxênio	pr	-	-	-	Pêso específico	3,13	2,80						

Analista: Raphael Hypolito - DMP-IG

plagioclásio e a forsterita.

Entre os componentes sálicos predomina o plagioclásio em algumas amostras e a escapolita em outras.

7.1. Mineralogia

O plagioclásio apresenta teores de anortita que variam entre 30 e 40%, predominando os valores mais próximos de An₄₀, correspondendo ao termo andesina da série. Mostra-se geralmente límpido, quase sem geminação, xenomórfico; quando geminado segue as leis da albita e do periclínio. Está comumente alterado em sericita ou epídoto, sendo às vezes poiquiloblástico com inclusões de titanita e apatita.

A antipertita acompanha o plagioclásio em algumas rochas, sendo muito semelhante às já descritas anteriormente; cabe ressaltar somente que, a exemplo do que acontece nos gnaisses, os cristais de feldspato potássico incluem comumente titanita, da mesma forma que naqueles englobavam apatita ou zircão.

Escapolita é constituinte essencial de algumas amostras calco-silicáticas; apresenta-se incolor, com duas boas clivagens, geralmente xenomórfico e parcialmente alterado em sericita ou epídoto; frequentemente inclui cristais arredondados de titanita. Os índices de refração médios são: $N_o = 1,592$ e $N_e = 1,561$, resultando uma birrefringência de 0,031. Estes valores projetados no diagrama de Shaw (1960) (em Heinrich, (1965) indicam 80% da molécula meionita, correspondendo a um termo situado entre mizzonita e meionita.

O clinopiroxênio é o principal constituinte ferromagnésiano destas rochas. Está presente em todas as amostras estudadas em quantidades variáveis (Tabela 17). Apresenta-se aproximadamente equi-

granular, com diâmetro médio dos grãos entre 1 e 2 mm, hipidiomórfico ou xenomórfico. Na Tabela 15 são arroladas algumas propriedades físicas de clinopiroxênios. Estas propriedades indicam tratar-se de variedades pertencentes à série diopsídio-hedenbergita, com os têrmos diopsídio quase puro (amostra 6-A), salita e ferro salita. Os têrmos mais próximos do diopsídio são verde muito claro ou incolores e os demais têrmos são levemente pleocróicos com X = verde pardo, Y = amarelo pálido e Z = verde pálido. Nos tipos ricos em anfibolios pode estar alterado em hornblenda verde.

Hornblenda parda é outro constituinte ferromagnesiânico deste grupo de rochas, aparecendo em anfibolitos associados às calco-silicáticas. Constitui cristais quase sempre idiomórficos, medindo entre 0,5 e 1 mm de diâmetro, intensamente pleocróicos com X = amarelo, Y = pardo e Z = verde escuro. As medidas do ângulo de extinção Z $\wedge$ C indicaram valores próximos de 15° .

Finalmente temos a mencionar a granada como mineral formador de alguns tipos de piroxenitos e granada piroxenitos. Apresenta-se em grãos arredondados com diâmetro inferior a 0,5 mm, inclusos nos piroxênios, agrupados ou alinhados, conferindo certa orientação à rocha. Exibe cores amarelo-avermelhadas ou castanho-avermelhadas. A determinação das propriedades físicas de uma das amostras, bem como de sua composição química revelou tratar-se de uma mistura das "moléculas" grossulária e andradita, com pequenas porcentagens de almandina. Na Tabela 16 são apresentadas as propriedades físicas, a análise química e a fórmula química na base de 24 átomos de oxigênio.

Completando a mineralogia destas rochas devem ser mencionados ainda os seguintes minerais:

TABELA 15

Propriedades físicas dos clinopiroxênios dos piroxenitos

	Pêso específico	N _Z	N _X	Δ	2V _Z	Côr	Tipo
6-A	3,29	1,697	1,668	0,029	56°	Incolor a verde pálido	Diopsídio
18-A	3,33	1,710	1,682	0,028	56°	Verde pálido a verde	Diopsídio
70-F	3,48	1,730	1,701	0,029	58°	Verde pálido a verde	Salita
17	n.d.	1,730	1,700	0,030	58°	Verde pálido a verde	Salita
39	3,52	1,750	1,720	0,030	61°	Verde pálido a verde pardo	Ferrosalita

TABELA 16

Propriedades físicas, análise química e fórmula química de granada de um granada piroxenito

	39			39	Total
SiO ₂	37,08		Si	5,874	
TiO ₂	0,70	RO ₂	Al	0,126	6,000
Al ₂ O ₃	14,14				
Fe ₂ O ₃	11,86		Al	2,516	
FeO	2,92	R ₂ O ₃	Fe ⁺³	1,406	3,998
MnO	0,92		Ti	0,076	
MgO	0,28				
CaO	32,06		Mg	0,066	
Na ₂ O	0,01		Fe ²⁺	0,380	
K ₂ O	--		Mn	0,123	
Total	99,97	RO	Ca	5,446	6,015
			Na	--	
			K	--	

n = 1,800

D = 3,726

$$a_0 \text{ (\AA)} = 11,92$$

Porcentagem molecular

Grossulária 55,5%

Andradita	35,1%
-----------	-------

Piropo	1,1%
--------	------

Almandina	6,3%
-----------	------

Espressartita 2,0%

Analista: Raphael Hypólito - DMP-IG

quartzó que ocorre em pequenas quantidades e é sempre intersticial; titanita em grãos arredondados sempre inclusos nos piroxênios, escapolita ou plagioclásios; biotita vermelha e opacos presentes sômente nos tipos ricos em hornblenda parda; clinozoisita e epídoto, produ^{to}s de alteração de plagioclásio ou escapolita; calcita encontrada nos mármore^s ou piroxenitos; wollastoⁿita que ocorre em pequena quantidade associada à calcita, diopsídio e quartzó em amostra de mármore, consti^tuindo cristais com bordas corroídas e parcialmente al^{ter}ados e, por fim, forsterita serpentinizada.

7.2. Petrografia

Na Tabela 17 são transcritas as análises modais de dez amostras de rochas calco-silicáticas ou associadas. Como pode ser visto, grande variedade petrográfica acha-se representada. Registraram-se piroxenitos puros (diopsíditos), granada piroxenitos, escapolita piroxenitos, mármore^s com diopsídio (às vêzes wollastonita e forsterita), anfíbolitos e piroxênio granulitos cálcicos associados.

A textura comum destas rochas é a granoblástica; são equigranulares e a granulação média está em tórno de 1 mm; uma estrutura bandada pode caracteri^{zar} alguns tipos e a natureza das bandas varia: bandas milimétricas de clinopiroxênios intercalam-se em bandas de igual espessura de granada ou escapolita ou plagioclásio e clinopiroxênio.

A composição química de duas amostras dêste grupo consta da Tabela 18. Trata-se de um piroxênio granulito cálcico-amostra 18 e de um escapolita piroxenito - amostra 17. A exemplo das demais amostras analisadas, e para fins comparativos, foram calcu^lados também os valores de Niggli e a norma C.I.P.W. destas amostras.

TABELA 17
Análises modais de algumas rochas calco-silicáticas

	18	87	17	1	39-B	39-C	70-E	70-D	2	9
Quartzo	6,1	4,0	-	0,8	1,1	0,7	-	-	pr	-
Plagioclásio	64,7	39,4	-	-	-	34,6	-	38,1	43,5	37,4
Antipertita	3,0	-	-	-	-	10,0	-	-	2,3	-
Escapolita	-	-	39,6	18,4	13,7	-	-	-	-	-
Clinopiroxênio	24,9	56,6	57,1	62,7	75,1	51,6	67,4	21,4	9,2	22,8
Hornblenda	0,1	-	-	-	-	-	-	39,0	41,7	26,0
Granada	-	-	-	17,7	3,3	-	32,6	-	-	11,4
Biotita	-	-	-	-	-	-	-	-	2,0	1,6
Titanita	1,0	-	3,1	0,4	0,2	2,8	-	-	-	0,8
Calcita	-	-	-	-	5,0	-	-	-	-	-
Clinozoisita	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Epidoto	-	-	-	-	1,6	-	-	-	-	-
Apatita	-	-	0,2	-	-	0,3	-	0,1	0,6	-
Opacos	-	-	-	-	-	-	-	1,4	0,7	-

TABELA 18

Análises químicas, valores de Niggli e normas moleculares de duas amostras de rochas calco-silicáticas

	Valores de Niggli		Normas	
	17	18	17	18
SiO ₂	46,08	57,40	si 94	165
TiO ₂	0,64	0,85	qz -14	25
Al ₂ O ₃	13,06	16,09	al 15,7	27,2
Fe ₂ O ₃	5,50	4,36	fm 33,7	38,4
FeO	5,35	4,31	c 48,8	24,6
MnO	0,39	0,33	alk 1,8	9,8
MgO	5,13	8,18	k 0,0	0,1
CaO	22,35	8,04	mg 0,5	0,5
Na ₂ O	0,80	3,21		
K ₂ O	0,22	0,50		
H ₂ O ⁺	0,41	0,38		
H ₂ O ⁻	0,05	0,18		
P ₂ O ₅	0,00	0,04		
Total	99,98	99,87		
Pêso específico	3,17	2,80		

17 - escapolita piroxenito

18 - piroxênio granulito cálcico

Analista: Raphael Hypolito - DMP-IG

IV - PETROGÊNESE

1. Idéias relativas ao problema dos charnockitos e rochas afins

A esta altura do presente trabalho parece pertinente uma breve revisão do problema da ocorrência e origem das rochas charnockíticas e granulitos associados, o que, eventualmente, provar-se-á útil nas discussões petrogenéticas, objeto dêste capítulo.

Como já foi mencionado no capítulo anterior, foi Sir Thomas Holland quem introduziu o termo "charnockito" quando em 1893 estudou um hiperstênio granito utilizado para a construção do túmulo de Job Charnock, fundador de Calcutá. Em trabalho subsequente, Holland (1900), definiu "charnockito" como um hiperstênio granito formado de quartzo, microclínio, hiperstênio e acessórios metálicos, membro da "série charnockítica". A "série charnockítica", por êle definida, compreendia um grupo de rochas geneticamente relacionadas ao charnockito, variando de ácidas a ultrabásicas na composição, todas caracterizadas por uma textura granulítica e por ortopiroxênios pleocróicos.

Desde o tempo de Holland descrições de rochas de aparência semelhantes às da "série charnockítica" de Madras surgiram com grande freqüência na literatura geológica e numerosas ocorrências similares foram registradas em escudos pré-cambrianos. Apesar das controvérsias com relação à origem ou origens destas rochas, certas feições de composição química, cor, textura, mineralogia e relações de campo, constituem características comuns possibilitando a comparação da região-tipo de Madras, Índia, com outras áreas; além dis-

so outros aspectos também marcantes sugerem que estas rochas sejam encontradas em terrenos de alto grau meta mor fico, sempre que o embasamento pré-cambriano mais antigo esteja exposto (Spooner, 1969).

A volumosa literatura referente ao pro ble ma das rochas charnockíticas tem sido alvo de revi sões e discussões por diversos autores principalmente Quensel (1961, pp. 291-311). Parras (1958), Howie (1964), Singh (1966) e Spooner (1969); com base no tra bal ho dos dois últimos autores foi possível resumir as teorias concernentes à gênese destas rochas em dois grupos principais; a) ortometamórfica e b) parametamórfica.

Dentro do primeiro grupo situam-se os trabalhos de muitos autores: Holland (1900) a quem se deve a descrição original da série charnockítica de Ma dras e que concluiu pela origem magmática com base nas relações de campo e semelhança química com rochas ígneas; Subramaniam (1959) que redescreveu a área tipo de Madras e admitiu a origem intrusiva somente para as rochas ácidas da série charnockítica; Quensel (1951) cujo trabalho versa sobre a série charnockítica de Varberg, Suécia, concluiu por uma origem ígnea para os representantes básicos, afetados posteriormente por metamorfismo plutônico e uma origem híbrida para os in ter medi ários; Howie (1955) utilizando diagramas de va ria ção e geoquímica de elementos traços de rochas e mi ne rais considerou a série charnockítica como de origem magmática afetada por posterior metamorfismo de alto grau. A resultado semelhante chegou Singh (1966), es tud ando as rochas com ortopiroxênio da Guiana Britâni ca.

Como adeptos do segundo grupo temos Groves (1935) que estudou os charnockitos de Uganda;

Cooray (1962) que caracterizou e descreveu rochas da série charnockítica intimamente associadas a metassedimentos no Pré-Cambriano do Ceilão; Katz (1969) que admitiu uma origem metassedimentar a partir de grauvas e folhelhos para os granulitos de Mont Tremblant Park, Quebec e outros.

Além dos dois tipos de origem acima citados podemos incluir ainda um terceiro que admite maior complexidade de processos envolvendo em vários estágios intrusão ígnea, metamorfismo e hibridização; como exemplo citamos os trabalhos de Quensel (1951), Parras (1958) e Subramaniam (1959) em que estes autores admitem tipos básicos ou ácidos intrusivos, que em contato com as encaixantes originaram rochas híbridas, geralmente de natureza intermediária.

Após a revisão da maioria destes trabalhos concluiu-se que grande parte das opiniões é favorável à gênese metamórfica de tais rochas, diferindo apenas quanto ao material original, se magmático ou sedimentar e quanto aos processos metamórficos envolvidos durante o metamorfismo plutônico.

Os pesquisadores que presentemente trabalham com rochas charnockíticas em áreas pré-cambrianas de todo mundo são de opinião que elas se formaram em condições de metamorfismo plutônico de fácies granulito ou em estágios da fácies anfibolito de grau mais elevado. Ainda mais, concordam que condições semelhantes só são obtidas em níveis profundos da crosta continental e que estas rochas podem fornecer uma idéia dos processos metamórficos àqueles níveis.

2. Evidências de campo

Os capítulos de Geologia e de Mineralo

gia e Petrografia mostraram que na região de São José do Rio Pardo as rochas granulíticas estão associadas a gnaisses e migmatitos. Parece ter ficado claro também que a migmatização afetou tanto os granulitos como os gnaisses, sendo portanto um evento posterior à formação destas rochas. São evidências desta afirmação os seguintes fatos:

a) gnaisses e granulitos em toda área constituem o paleossoma dos migmatitos.

b) Mobilização generalizada, afetando principalmente os granulitos alaskíticos mais suscetíveis ao fenômeno; os hiperstênio granulitos foram menos afetados e constituem núcleos pouco atingidos.

c) Desenvolvimento de grandes cristais poiquiloblásticos de feldspato potássico nas rochas gnáissicas, originando tipos porfiroblásticos (porfiroblastese).

d) Presença em toda a área de corpos de pegmatitos.

e) Deformações generalizadas com modificações texturais e estruturais dos tipos mais afetados.

Os dados de campo forneceram também indicações que favorecem uma origem sedimentar para muitos gnaisses homogêneos. Entre elas podemos citar a ocorrência em alguns pontos da área de bancos quartzíticos ou de gnaisses extremamente ricos em quartzo, sem contatos definidos com as rochas vizinhas e a presença de corpos lenticulares de granada gnaisses (kinzigitos), ricos em almandina, distribuídos por toda a área, em contatos transicionais com os demais tipos e que provavelmente resultaram do metamorfismo de sedimentos argilosos.

Para os granulitos, as observações de

campo não são muito esclarecedoras. Os afloramentos dos tipos hiperstênicos não fornecem indicações seguras: corpos com formas irregulares tendendo a lenticulares concordantes com a orientação regional em contatos transicionais, depois de afetados por metamorfismo de grau elevado podem sugerir uma origem tanto a partir de sedimentos como de rochas intrusivas; somente os hiperstênio granulitos básicos ou hiperstênio anfibolitos ocorrendo na forma de pequenos corpos diquiformes de contatos mais ou menos definidos, parecem representar antigas intrusões de rochas básicas.

Para as rochas calco-silicáticas, entretanto, pode-se admitir com relativa certeza uma origem metassedimentar a partir de antigas lentes de calcários impuros, uma vez que mármores com diopsídio e forsterita são encontrados em íntima associação com os piroxenitos e granada piroxenitos.

3. Evidências mineralógicas e petrográficas

Embora a litologia global de São José do Rio Pardo exiba diversas associações de minerais em fácies metamórficas um pouco diferentes, existem feições mineralógicas comuns a todos os tipos petrográficos, indicativas de que o conjunto se submeteu às mesmas condições de metamorfismo. Entre estas feições enumeram-se as seguintes:

1. Presença em tôdas as variedades petrográficas de pertitas muito finas do tipo mesopertita.

2. Da mesma forma, a antipertita está presente em pequenas quantidades nos gnaisses homogêneos, migmatitos e granulitos.

3. Plagioclásio, representado pela ande

sina sódica, é mineral essencial de praticamente tôdas as rochas estudadas. Chama a atenção o teor de anortita relativamente baixo e constante em tôda área, bem como seu aspecto límpido, quase sem geminação.

4. Clinopiroxênio (salita e ferrosalita) é constituinte tanto dos gnaisses homogêneos e migmatitos, como dos granulitos.

5. A textura granoblástica é típica para as rochas regionais.

Por outro lado, podemos da mesma forma enumerar diversas outras feições mineralógicas e petrográficas resultantes de um metamorfismo posterior à fase metamórfica principal; são elas:

1. Deformações generalizadas, provocando orientação dos minerais (grãos de quartzo e pertita alongados e orientados), fraturamentos e redução da granulação dos componentes.

2. Recristalização de alguns minerais, principalmente microclínio nos interstícios e nas bordas das pertitas.

3. Alteração de diversos constituintes, caracterizada pelo aparecimento de formas hidratadas; é o caso dos piroxênios, freqüentemente alterados a hornblenda verde ou material clorítico; dos opacos (magnetita e ilmenita) que passam a hornblenda verde ou biotita vermelha e dos plagioclásios muitas vezes saussuritizados.

O estudo petrográfico revelou também que as seguintes paragéneses minerais são encontradas na área:

A - Gnaisses homogêneos

1. Quartzo-oligoclásio-antipertita-
-biotita.

2. Quartzo-andesina-antipertita-clinopiroxênio.
3. Quartzo-microclínio-pertita-oligoclásio-biotita e ou hornblenda.
4. Pertita-andesina-biotita (clinopiroxênio).

B - Kinzigitos

1. Quartzo-andesina-biotita-granada (antipertita-sillimanita-cordierita).
2. Quartzo-ortoclásio-granada.

C - Migmatitos

1. Quartzo-pertita-oligoclásio (biotita).
2. Quartzo-andesina-antipertita-clinopiroxênio.
3. Andesina-hornblenda (quartzo-antipertita-biotita).

D - Granulitos

1. Quartzo-mesopertita-oligoclásio.
2. Andesina-ortopiroxênio-clinopiroxênio-hornblenda.
3. Mesopertita-oligoclásio-ortopiroxênio-clinopiroxênio.
4. Quartzo-mesopertita-oligoclásio-ortopiroxênio.

E - Anfibolitos

1. Labradorita-hornblenda (biotita).

F - Calco-silicáticas

1. Andesina-clinopiroxênio.
2. Escapolita-clinopiroxênio (granada).
3. Clinopiroxênio-granada.
4. Andesina-clinopiroxênio-hornblenda (granada).

O simples exame destas paragêneses revela a coexistência de duas fácies metamórficas; a fácies anfibolito e a fácies granulito de Fyfe e Turner (1966) e Turner (1968). De acôrdo com o último autor as associações de minerais do grupo B, kinzigitos, correspondem a composições pelíticas, as associações do grupo D granulitos, são charnockíticas e as associações do grupo E, calco-silicáticas, são calcárias, tôdas com patíveis com as condições da fácies granulito. Pode-se concluir também que associações típicamente da fácies anfibolito são poucas (anfibolitos e migmatitos) sendo grande parte delas transicionais entre as fácies granulito e anfibolito.

Devemos considerar também a ausência de muscovita nas associações citadas, bem como a presença de magnetita e ilmenita como acessórios opacos comuns. A titanita primária só é encontrada em algumas associações cálcicas; nos demais casos é resultante da alteração da ilmenita e diopsídio. Tais fatos confirmam a preponderância, na área, das condições da fácies granulito, sôbres as da fácies anfibolito.

Em recente trabalho, Winkler (1970) propõe a abolição das fácies metamórficas e introduz uma nova divisão em estágios metamórficos. O autor sem se aprofundar no problema, faz referência específica aos granulitos, enquadrando-os no estágio de mais alto me

tamorfismo, indicado pela coexistência de feldspato potássico + Al_2SiO_5 e não coexistência de muscovita e quartzo. Pode-se assim, com base nesta nova classificação, enquadrar as rochas de São José do Rio Pardo no mais elevado estágio de metamorfismo.

Dentre os minerais mais característicos das paragéneses acima arroladas devemos destacar pertita, antipertita, plagioclásio ácido, hiperstênio e diopsídio.

A pertita tem ampla distribuição nas rochas de São José do Rio Pardo. É normalmente do tipo mesopertita, em geral muito fina: micropertita ou criptopertita, com formas de fios (capilares) gotículas e lípticas ou filmes.

Segundo Mehmert (1968) as opiniões sobre o modo de origem das pertitas são ainda bastante divergentes, podendo, entretanto, ser agrupadas em três categorias principais:

1. Crescimento simultâneo de feldspato potássico e feldspato sódico.
2. Demistura de feldspato K e Na em porções ricas em K ou Na respectivamente.
3. Substituição parcial através de reação com substâncias estranhas em soluções hidrotermais.

Para o caso das micro ou crip-topertitas com formas de fios ou filmes os autores parecem unânimes em reconhecer uma origem por demistura; desta forma pertitas muito finas com quantidades equilibradas de potássio e sódio podem ser utilizadas como termômetro geológico, indicando temperaturas relativamente elevadas (magmáticas). De acôrdo com Mehmert (1968) se a exsolução é evidente para o caso das mesopertitas o sistema deve ter alcançado temperaturas da ordem de 660 a 715° C, dependendo da pressão da água e do con

teúdo de anortita do plagioclásio (10% no máximo).

Para Eskola (1957) as pertitas capilares ("hair perthites") indicam temperaturas bastante e levadas enquanto as pertitas venulares, mais largas e irregulares, formam-se a temperaturas mais baixas.

Chayes (1952) considera que o processo de formação das pertitas está diretamente ligado à ação de forças cizalhantes; observou que nas rochas onde o quartzo exibe extinção ondulante ou é granulado a pertita é constituinte comum; por fim conclui que a ação dos esforços não é a causa, mas sim um processo auxiliar no crescimento de pertitas já desenvolvidas.

Quanto à gênese de antipertitas em gnaiss e charnockitos, várias hipóteses têm sido aventadas. Na região de São José do Rio Pardo, embora tenha larga distribuição nos diversos tipos litológicos, este intercrescimento restringe-se aos tipos mais ricos em plagioclásio e pobres em feldspato potássico ou pertita; fato semelhante já havia sido observado por Vogel et al. (1968) em rochas charnockíticas do Pré-Cambriano de New Jersey.

Antipertitas típicas são aquelas em que o feldspato potássico, incluso no plagioclásio, ocorre em pequenas quantidades, exibindo formas aproximadamente geométricas orientadas segundo os planos 010 e 001 do hospedeiro. De acordo com Mehnert (1968), são comuns em rochas anatexíticas ou de alto grau metamórfico, e relacionadas a fácies granulito-charnockito e raras ou ausentes em granitos intrusivos. Hubbard (1965) e Carstens (1967) consideram que este tipo de antipertita origina-se a partir de exsolução de feldspato potássico dissolvido em plagioclásios de alta temperatura. Sen (1959) observou que a porcentagem de feldspato potássico nas antipertitas é maior nas rochas da fá.

cies granulito do que naquelas de fácies anfibolito, havendo, portanto, para os plagioclásios um aumento no conteúdo de potássio com o aumento da temperatura.

Vogel et al. (1968), admitindo a hipótese da demisturação, supõe dois fatores intervenientes: 1 - A demistura de microclínio só é permitida pela estrutura do plagioclásio entre An_{33} e An_{50} . 2 - O aparecimento da antipertita é condicionado à fase feldspática que se forma primeiro: em gnaisses graníticos o feldspato potássico cristaliza-se primeiro; em gnaisses ricos em plagioclásio, este mineral é o primeiro a se formar e o pouco feldspato potássico presente desenvolve-se nas superfícies de baixa energia do plagioclásio, tais como planos de geminação, limite dos grãos e imperfeições dos cristais.

Mais recentemente, Vogel (1970) estudando as mesmas rochas propõe um novo modelo para a origem das antipertitas, baseado em nucleação. Segundo sua hipótese, para os plagioclásios dos gnaisses pobres em feldspato potássico, nenhum núcleo preexistente deste mineral estava presente durante a recristalização e a quantidade de energia livre de ativação necessária para nucleação nas interfaces do plagioclásio era muito menor do que para formação de novos núcleos independentes de feldspato potássico.

Como já dissemos no capítulo anterior, um fato interessante verifica-se em antipertitas das rochas de São José do Rio Pardo: o feldspato potássico freqüentemente inclui pequenos cristais de apatita, zircão e mais raramente hornblenda ou titanita. Desta forma, com base na hipótese de Vogel (1970) as superfícies de contato entre as inclusões e o plagioclásio seriam zonas de fraqueza, locais favoráveis para a nucleação do feldspato potássico.

Um outro grupo de antipertitas é repre

sentado pelos tipos originados por substituição; distinguem-se das anteriores por apresentarem formas irregulares e uma quantidade muito maior de feldspato potássico incluso no plagioclásio. Em São José do Rio Pardo este tipo de intercrescimento ocorre predominantemente nos migmatitos.

Resta ainda mencionar as indicações petrogenéticas fornecidas pela presença do hiperstênio e do diopsídio nas rochas estudadas, principalmente granulito.

É do conhecimento dos estudiosos da petrologia metamórfica que a estabilidade destes minerais é verificada em rochas da fácies granulito em condições de metamorfismo plutônico com pressões de água muito baixas. Nestas condições é universalmente aceito que tanto o hiperstênio como o diopsídio seriam provenientes de biotita ou hornblenda pela desidratação destes minerais. Quensel (1951) admite também a participação do plagioclásio nestas reações, fornecendo cálcio para formação do diopsídio e passando a um tipo mais sódico.

Um mineral comumente associado aos piroxênios, nas diversas partes do mundo onde ocorrem rochas charnockíticas, é a granada, provavelmente formada a partir da reação diopsídio mais plagioclásio.

Com vistas às rochas charnockíticas de São José do Rio Pardo deve-se ressaltar inicialmente a ausência total da granada, substituída nos tipos básicos pela hornblenda verde parda. As feições retrometamórficas presentes em todas as lâminas mascaram as evidências de possíveis reações entre os minerais e indicativas de um metamorfismo progressivo. Os estudos petrográficos mostraram que tanto diopsídio como hiperstênio são minerais primários de metamorfismo, podendo

ter-se originado da hornblenda.

A observação das possíveis reações hornblenda $\rightarrow$ diopsídio ou hornblenda $\rightarrow$ hiperstênio, raramente foi verificada em lâmina delgada; somente algumas vezes observou-se hiperstênio substituindo hornblenda em hiperstênio granulitos básicos ou em hiperstênio anfibolitos, ou diopsídio crescendo ao redor ou ao lado de hiperstênio. Não se encontraram no estudo petrográfico, evidências da passagem diopsídio $\rightarrow$ hiperstênio; ao contrário, a existência de intercrescimentos paralelos destes dois minerais parece indicar um desenvolvimento simultâneo.

Para os charnockitos básicos existe a possibilidade do hiperstênio ou diopsídio já existirem por ocasião do metamorfismo considerando-se para estas rochas uma origem magmática gabróide.

Em contraposição, entretanto, as reações retrometamórficas estão presentes em todas as amostras estudadas e é muito comum encontrar-se diopsídio alterando-se em hornblenda verde clara da mesma forma que o hiperstênio em hornblenda ou agregado fibrosos de clorita, serpentina e opacos. As pequenas quantidades de biotita e hornblenda encontradas em rochas charnockíticas ácidas ou intermediárias são para Howie (1964) produtos de metamorfismo regressivo.

4. Evidências químicas

Foram feitas dezessete análises químicas de rochas de São José do Rio Pardo, dando-se especial atenção aos tipos charnockíticos. Estas análises constam das Tabelas 3, 7, 10, 13, 14 e 18 do capítulo anterior. Com a finalidade de estabelecer comparações entre a composição química das rochas charnockíticas e

das demais rochas, foram calculadas as médias dos ti
pos principais; êstes valores, juntamente com a média
das rochas ígneas, granitos, gabros, folhelhos e grau
vaques, são apresentados na Tabela 19.

Embora sem conhecer até que ponto a di
ferenciação metamórfica afetou a composição química
destas rochas, a análise desta Tabela permite tirar al
gumas conclusões interessantes.

Os caracteres químicos do kinzigito, por
exemplo, são muito semelhantes aos do folhelho, o que
favorece a conclusão de ser esta rocha originada de se
dimentos argilosos; a principal diferença consiste no
enriquecimento em MgO , FeO e Fe_2O_3 com relação aos fo
lhelhos. Mehnert (1968) explica a origem dos kinzigi
tos, em áreas migmatizadas, como "restitos" enriqueci
dos em Mg , Al e Fe (correspondendo à paragênese: bioti
ta-sillimanita-cordierita-granada-espinélio), represen
tando porções não mobilizadas. Esta explicação pode
justificar o enriquecimento dêstes elementos nas ro
chas de São José do Rio Pardo, em muitos locais nítida
mente afetados pela migmatização.

Quanto aos tipos básicos, pode-se obser
var que a composição dos hiperstênio granulitos bási
cos é bastante semelhante à dos anfibolitos e à média
dos gabros fornecida por Nockolds (1954). Para os gra
nulitos as evidências de campo, já mencionadas, favore
cem realmente uma origem magmática; para os anfiboli
tos, todavia, existem alguns aspectos a considerar: co
mo paleossoma dos migmatitos, até que ponto teriam si
do atingidos pela migmatização? Até que ponto a mig
matização teria tornado rochas de antecedentes sedimen
tares, semelhantes à rochas ígneas básicas? A análi
se química dos anfibolitos revela um enriquecimento em
ferro e álcalis com relação às rochas ígneas básicas,
que poderia ser justificado pela migmatização. Além da

TABELA 19

Médias das análises químicas dos principais tipos de rochas de São José do Rio Pardo e de rochas ígneas e sedimentares

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
SiO ₂	48,05	45,30	64,38	60,89	70,14	74,06	57,45	46,08	59,14	72,08	48,36	58,10	66,75
TiO ₂	1,34	2,19	0,44	0,74	0,65	0,19	0,80	0,64	1,05	0,37	1,32	0,65	0,63
Al ₂ O ₃	14,33	15,21	15,99	15,14	15,00	13,60	15,58	13,06	15,34	13,86	16,81	15,40	13,54
Fe ₂ O ₃	7,71	8,53	3,46	4,66	2,03	0,73	4,31	5,50	3,08	0,86	2,55	4,02	1,60
FeO	9,61	5,90	2,11	3,61	0,29	0,55	8,70	5,35	3,80	1,67	7,92	2,45	3,54
MnO	0,20	0,28	0,14	0,14	0,05	0,03	0,21	0,39	-	0,06	0,18	-	0,12
MgO	5,35	5,64	1,23	1,57	0,67	0,28	4,14	5,13	3,49	0,52	8,06	2,44	2,15
CaO	7,58	10,24	2,84	4,25	1,56	1,09	2,57	22,35	5,08	1,33	11,07	3,11	2,54
Na ₂ O	3,80	3,64	4,46	4,16	3,24	5,02	2,64	0,80	3,84	3,08	2,26	1,30	2,93
K ₂ O	1,11	1,68	4,21	4,11	5,75	4,20	3,02	0,22	3,13	5,46	0,56	3,24	1,99
H ₂ O ⁺	0,37	0,59	0,42	0,40	0,47	0,16	0,40	0,41		0,53	0,64		2,42
H ₂ O ⁻	0,12	0,40	0,18	0,09	0,20	0,04	0,16	0,05	1,15	-	-	5,00	0,55
P ₂ O ₅	0,37	0,29	0,08	0,14	0,00	0,10	0,00	0,00	0,30	0,18	0,24	0,17	0,16
Total	99,94	99,89	99,94	99,90	100,05	100,05	99,98	99,98	99,56			95,88	99,12

A-Média de 2 hiperstênio granulitos básicos da Tabela 13.
 B-Média de 2 anfibolitos da Tabela 14.
 C-Média de 4 gnaisses homogêneos da Tabela 3.
 D-Média de 4 hiperstênio granulitos intermediários da Tabela 13.
 E-Hiperstênio granulito ácido (amostra 190).
 F-Granulito alaskítico (amostra 30).

G-Kinzigito (amostra 83).
 H-Escapolita piroxenito (amostra 17).
 I-Média das rochas ígneas em Mason, 1971.
 J-Média de 72 granitos em Nockolds, 1954.
 K-Média de 160 gabros em Nockolds, 1954.
 L-Média do folhelho em Mason, 1971.
 M-Média de 61 grauvaques em Pettijohn, 1963.

composição química muito parecida com a das rochas ígneas básicas, existem outros fatores que favorecem uma origem ortometamórfica para tais rochas; valor de Niggli k muito baixo (aproximadamente 0,2) que para os sedimentos situa-se ao redor 0,5; teores elevados de TiO_2 , 2% em média, o que para Lapadu-Hargues (citação em Girardi, 1971), indica origem magmática.

Para as rochas charnockíticas intermediárias vê-se que a composição média de quatro hiperstênio granulitos é bastante semelhante à média dos quatro gnaisses da Tabela 3, sendo as diferenças mais significativas referentes aos elementos Ca, Mg e Fe. Estas análises, por sua vez, mostram pequenas diferenças quando comparadas à média das rochas ígneas e à média dos folhelhos. Este fato pode conduzir-nos a duas conclusões diferentes; a primeira, de que tanto as rochas charnockíticas quanto os gnaisses poderiam ter-se originado igualmente de rochas ígneas ou sedimentares; a segunda, de que um metamorfismo intenso provocou uma homogeneização em material de composição inicial variada de modo a torná-lo semelhante a rochas ígneas.

Finalmente, podemos ainda comparar os granulitos alaskíticos e os hiperstênio granulitos ácidos entre si e a média dos granitos apresentada por Nockolds (1954). Pode se concluir pelos valores que constam da Tabela 19 que existe grande semelhança química entre estes tipos de rochas, podendo-se assim admitir para os granulitos alaskíticos com ou sem hiperstênio uma origem a partir de material granítico que poderia ser tanto resultante de intrusões graníticas como de anatexis parciais de rochas pré-existentes.

Como foi frisado anteriormente, deu-se atenção especial às rochas charnockíticas, por constituírem tipos de rocha de petrogênese discutível e apresentarem composições mais variadas. Foram analisadas

sete amostras de aspectos diferentes, e com base nos trabalhos de Howie (1955) e Singh (1966), foram elaborados diagramas de variação químicas com a finalidade de verificar se tais rochas poderiam representar frações diferenciadas de magma, conclusão a que chegaram os citados autores.

Para tanto as análises químicas foram recalculadas em porcentagens catiônicas, cujos resultados constam da Tabela 20, juntamente com a base de Larsen ($1/3 \text{ Si} + \text{K}$) - $(\text{Ca} + \text{Mg})$ e as relações $\text{K}:\text{Na}:\text{Ca}$ e $(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) : (\text{Na} + \text{K}) : \text{Mg}$. Os diagramas de variação são representados pelas figuras 4 e 5.

No diagrama da Figura 4 foi utilizada a base de Larsen (1938), modificada por Nockolds (1953), a mesma sugerida por Howie (1955) em seu trabalho sobre a série charnockítica de Madras, Índia, possibilitando comparações com o comportamento químico das rochas de São José do Rio Pardo. Pode-se ver que existe uma variação contínua e regular dos diversos elementos projetados desde a posição + 15 até a posição - 3. A variação do cálcio é quase linear, enquanto que o sódio varia segundo uma curva quase simétrica com valores mais altos para os tipos intermediários. Dos restantes elementos projetados, potássio e silício aumentam nitidamente em direção à extremidade ácida, enquanto que ferro e magnésio diminuem no mesmo sentido. Deve-se ressaltar que o comportamento das curvas é idêntico àquele apresentado no diagrama de Howie (1955, pág. 735) e por Singh (1966, pág. 188).

No diagrama triangular da Figura 5 foram projetadas as relações $\text{K} : \text{Na} : \text{Ca}$ e $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) : (\text{Na} + \text{K}) : \text{Mg}$. Pode-se ver que para ambos os casos as curvas indicam comportamentos nítidos: na primeira para quantidades mais ou menos constantes de Na, há enriquecimento de K em detrimento de Ca; para a segunda com

TABELA 20

Análises químicas em porcentagem catiônica das rochas charnockíticas de São José do Rio Pardo

	180	111	201	34	176	205	190
Si ⁴⁺	21,56	23,28	26,47	28,22	28,86	29,79	32,73
Al ³⁺	8,58	6,60	9,17	6,56	8,31	8,01	7,94
Ti ⁴⁺	0,90	0,71	0,08	0,51	0,72	0,48	0,39
Fe ³⁺	4,86	5,93	4,37	4,93	1,63	2,11	1,42
Mg ²⁺	4,32	2,10	0,96	1,40	0,90	0,52	0,40
Fe ²⁺	7,13	7,81	2,51	2,71	3,49	2,53	0,22
Na ⁺	2,37	3,26	3,00	3,34	2,71	3,30	2,40
Ca ²⁺	5,74	5,08	2,59	4,04	3,44	2,06	1,11
K ⁺	0,43	1,41	4,48	2,01	2,99	4,19	4,77
K	5,04	14,46	44,49	21,41	32,71	43,88	57,61
Na	27,75	33,44	29,79	35,57	29,65	34,55	28,99
Ca	67,21	52,10	25,72	43,02	37,64	21,57	13,40
Fe ²⁺ + Fe ³⁺	62,74	66,99	44,91	53,09	43,69	36,68	17,81
Alk	14,65	22,77	48,82	37,18	48,63	59,21	77,85
Mg	22,61	10,24	6,27	9,73	7,68	4,11	4,34
(1/3 Si+K) - (Ca+Mg)	-2,44	1,99	9,85	5,98	8,27	11,54	14,18

quantidades aproximadamente iguais de Mg há enriquecimento em Fe total com diminuição dos álcalis (Na + K). As duas curvas representadas na Figura 5 são da mesma forma semelhantes às construídas por Howie, (1955, pág. 736) e comparáveis às aquelas obtidas para uma série de rochas ígneas álcali-cálcicas. Com êstes dados Howie acabou por admitir para a série charnockítica de Madras uma origem a partir de rochas ígneas plutônicas submetidas posteriormente a recristalização sob condições de metamorfismo plutônico, considerando que difícilmente rochas sedimentares forneceriam curvas tão definidas como aquelas apresentadas em seu trabalho.

Para o caso das rochas charnockíticas de São José do Rio Pardo, em vista da semelhança evidenciada com a série charnockítica de Madras poderíamos também admitir que o material original, submetido a metamorfismo de fácies granulito constituiu no conjunto, uma série de rochas calco-alcalinas diferenciadas; esta diferenciação poderia ser tanto magmática como metamórfica.

Outro diagrama que mostra nítidamente a diferenciação dêste grupo de rochas é aquele apresentado por Spooner (1969) em que o índice de diferenciação de Thornton e Tuttle (1960), representado pela porcentagem normativa de quartzo + albita + ortoclásio + nefelina + kalsilita + leucita é projetado contra a porcentagem de SiO_2 . Neste diagrama (Figura 6) encontra-se as análises de Howie (1955) e de Quensel (1951), juntamente com as referentes à região de São José do Rio Pardo. Pode-se concluir que para as rochas estudadas existe uma diferenciação nítida, com tipos supersaturados em sílica (pontos acima da linha Or-An), tipos ricos na fase Ab-An-Or que caem dentro do triângulo Ab-An-Or e tipos sub-saturados, caindo abaixo da linha Ab-An.

Figura 4 - Diagrama de variação para as rochas charno_{ck}íticas de São José do Rio Pardo.

Figura 5 - Diagrama de variação para as rochas charnockíticas de São José do Rio Pardo.

Além destes diagramas, foi tentado, outro, utilizando valores normativos Q, Ab, Or. Com base nos dados obtidos por Winkler (1965), foram projetadas as razões Q:Ab:Or de três rochas graníticas de São José do Rio Pardo, ou seja: 188: gnaiss granítico, 30: granulito alastítico e 190: hiperstênio granulito ácido (Figura 7), verificou-se que os pontos obtidos situam-se dentro do campo de maior frequência de 1190 rochas graníticas projetadas por Winkler e v. Platen (1961); este campo confunde-se com o obtido, projetando-se as razões Q:Ab:Or de pontos eutéticos de fusões anatéticas. A conclusão a que se pode chegar, tendo em vista estes resultados, é de que tais rochas poderiam ter-se cristalizado a partir de líquidos anatexíticos resultantes da palingênese de rochas mais antigas, a mesma conclusão admitida por Winkler.

Tentou-se também, calculando-se a cela unitária de Barth (1948), estabelecer comparações entre os diversos tipos de rochas analisadas, não se conseguindo porém nenhum resultado positivo com este método.

Finalmente, as análises químicas foram projetadas em diagramas ACF e A'KF apropriados para a fácies granulito, que representa grande parte das associações mineralógicas encontradas na região de São José do Rio Pardo. Pode-se ver pela Figura 8 que a maioria das rochas projetadas é concordante com a associação de fácies granulito; no diagrama ACF predominam as amostras situadas no campo hipertênio-anortita-diopsídio, associação até certo ponto característica para as rochas charnockíticas; existem também associações cálcicas: escapolita-calcita-diopsídio que representam os escapolita piroxenitos e associações com anortita sillimanita-granada que representam os kinzigitos. No diagrama A'KF a maioria das amostras cai

Figura 6 - Índice de diferenciação e porcentagem de SiO_2 das rochas charnockíticas: pontos representam as rochas de Howie (1955) e Quensel (1951); círculos representam as rochas de São José do Rio Pardo.

Figura 7 - Razão Q:Ab:Or de três rochas graníticas da região de São José do Rio Pardo projetadas no diagrama de Winkler e V. Platen (1961).

Figura 8 - Diagramas ACF e A'KF para as rochas da região de São José do Rio Pardo.

na linha KF, representando associações hiperstênio-ortoclásio e indicando pobreza em alumina e riqueza em álcalis, característica própria das rochas ígneas; a paragênese dos kinzigitos é representada pelo campo ortoclásio-granada-sillimanita. Os valores de ACF e A'KF foram obtidos de acordo com as indicações de Winkler (1965).

5. Condições de metamorfismo

Pelos dados fornecidos até o momento revelou-se para a região de São José do Rio Pardo a existência de duas fases de metamorfismo superimpostas; a primeira produzindo associações características da fácies granulito e a segunda, mais branda, responsável pela formação de paragêneses da fácies anfibolito.

Considerando-se a sub-divisão da fácies granulito, segundo Winkler (1965), em duas sub-fácies: a sub-fácies hornblenda granulito e a sub-fácies piroxênio granulito, pode-se ver que as associações correspondentes a fácies granulito são predominantes na área estudada.

As condições de metamorfismo desta fácies não são ainda bem definidas e existem muitos aspectos que merecem discussão. A grosso modo pode-se dizer que ela é indicativa de altas pressões e temperaturas. A ausência em algumas paragêneses de minerais hidratados é sugestiva de cristalização em um ambiente com baixa pressão de água ou de que temperaturas muito elevadas impediram a cristalização de fases hidratadas. Todavia, a presença de biotita gnaisses graníticos, anfibolitos ou granulitos alaskíticos associados às rochas charnockíticas, as menos hidratadas, parece indicar que as rochas da região de São José do Rio Pardo não tenham sido completamente anidras através do tempo.

e do espaço. Considerando-se que as condições da fácies granulito confunde-se com o campo das fusões parciais e que a temperatura de fusão de materiais de composição granítica é fortemente dependente da pressão parcial de água é normal encontrar-se rochas graníticas associadas a granulitos.

Quanto à temperatura de formação destas rochas, podemos admitir valores bastante elevados (660° a 715° C), evidenciados pela presença das mesopertitas e das antipertitas.

Para as pressões, adotando-se a classificção de Lambert e Heier (1968), podemos enquadrar os granulitos da região estudada, como sendo de média pressão. Esta classificação associa a pressão de formação com a composição química das rochas da fácies granulito, admitindo a existência de uma certa diferenciação metamórfica; ela agrupa as rochas em ácidas, sub-ácidas, intermediárias e básicas (com base na quantidade de sílica); a predominância de tipos ácidos corresponde a condições de baixa pressão e a predominância de tipos intermediários e básicos é indicativa de pressões médias a elevadas. Como na área de São José do Rio Pardo os tipos intermediários são mais abundantes, conclui-se por pressões de formação de média intensidade.

Lambert e Heier (1968), estudando rochas granulíticas do escudo australiano, admitem que o metamorfismo da fácies granulito é responsável por uma certa modificação da composição original e concluem que fusões parciais são as principais responsáveis pela diferenciação. A conclusão semelhante chegou Sighinolfi (1971), estudando terrenos da fácies granulito da Bahia (Brasil); considera êle que os granulitos de composição química intermediária correspondem a resíduos de processos de fusões parciais, sendo

estes processos responsáveis pelo aparecimento de "trends" magmáticos nos resíduos (granulitos) e pelo fracionamento de certos elementos.

Hipótese semelhante é aplicável à região de São José do Rio Pardo, em vista da existência de porções graníticas e "trends" magmáticos associados aos hiperstênio granulitos. Anatexis parciais, das rochas inicialmente submetidas ao metamorfismo, produzindo líquidos graníticos e resíduos diferenciados, parece ser uma origem bastante plausível para estas rochas.

6. Considerações finais sobre a gênese das rochas metamórficas de São José do Rio Pardo

A gênese das rochas metamórficas de São José do Rio Pardo pode ser resumida pela seguinte série de eventos.

a - Formação de sequência de rochas sedimentares, predominando folhelhos e grauvaques, com arenitos e calcários subordinados; intrusão de rochas ígneas básicas e possivelmente de ígneas calco-alcalinas.

b - Metamorfismo crescente em fase de orogênese, originando inicialmente gnaisses, quartzitos, mármore e anfibolitos. Quando atingidas as condições de fácies granulito em circunstâncias favoráveis, devem ter ocorrido anatexis parciais, sugeridas pela existência de rochas graníticas, intercaladas em todos os tipos, principalmente charnockitos e pela presença de litologias com associações anídras.

c - O evento seguinte seria de recristalização com as porções graníticas resultantes de anatexis, originando granulitos alaskíticos e biotita gnaisses graníticos, as porções residuais resultando em charnockitos intermediários e básicos ou localmente

kinzigitos, os mármorees passando a escapólita piroxenitos ou a granada piroxenitos, as escassas camadas quartzíticas permanecendo estáveis ou transformando-se em gnaisses quartzíticos e as intrusivas básicas passando a anfibolitos ou hiperstênio anfibolitos.

d - Formação dos migmatitos, evento caracterizado pela idade de 600 m.a. e marcado pelas deformações e recristalizações generalizadas nas rochas regionais bem como pela formação de pegmatitos. Nesta fase os granulitos adquiriram sua textura granoblástica cataclástica, com os grãos de quartzo alongados e demais elementos deformados e orientados; reações retrometamórficas, como a transformação de piroxênios em hornblenda, ocorreram durante este evento.

e - Falhamentos regionais cretácicos e terciários, cortaram a área na direção principal NE, originando localmente milonitos. Por fim a região foi elevada, propiciando a exposição deste terreno metamórfico profundo.

V - SUMÁRIO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

- 1 - Foi levantada geologicamente, uma área de aproximadamente 210 km^2 , abrangendo parte do Município de São José do Rio Pardo, São Paulo; a região é constituída por rochas metamórficas de idade pré-cambriana.
- 2 - Gnaisses, migmatitos e granulitos compõem a litologia regional, ocorrendo kinzigitos, quartzitos, mármore, piroxenitos e anfibolitos como tipos subordinados.
- 3 - A direção regional de gnaissificação é NW com mergulhos para SW; os falhamentos principais seguem direção NE.
- 4 - Os granulitos podem ser subdivididos em dois tipos: granulitos alaskíticos e hiperstênio granulitos. Estes últimos constituem uma verdadeira série charnockítica com representantes ácidos, intermediários e básicos.
- 5 - Gnaisses e granulitos regionais constituem o paleossoma dos migmatitos, evidenciando terem sido estas rochas formadas no último evento metamórfico, sendo os gnaisses e granulitos considerados rochas polimetamórficas.
- 6 - Determinações geocronológicas determinaram a idade de $\pm 600 \text{ m.a.}$ para o último evento metamórfico. Esta idade corresponde à formação dos migmatitos.

- 7 - Estudos mineralógicos e petrográficos revelaram os seguintes constituintes siálícos principais: quartzo, mesopertita, plagioclásio (andesina sódica) e antipertita e os seguintes componentes máficos: hornblenda, biotita, diopsídio e hiperstênio, predominantes para a maioria das litologias.
- 8 - A análise química do kinzigito confirmou, para esta rocha, uma origem parametamórfica, a partir de rochas argilosas. O mesmo acontece com os piroxenitos, que ao que tudo indica, são provenientes de calcários impuros.
- 9 - As características químicas dos hiperstênio granulitos (charnockitos) são muito semelhantes às de uma série rochas ígneas calco-alcalinos, fato evidenciado através de diagramas de variação. Todavia, êste fato não é conclusivo de uma origem ortometamórfico para estas rochas, uma vez que estudos recentes demonstram a existência de uma diferenciação metamórfica em terrenos granulíticos, através, principalmente, de anatexis, com formação de resíduos diferenciados.
- 10 - Diagramas triangulares Q-Ab-Or para rochas graníticas indicam que uma certa quantidade de anatexis pode ter ocorrido durante o metamorfismo.
- 11 - A presença de associações anidras (charnockitos), da mesma forma, podem ser sugestivas da ocorrência de anatexis parciais provocando a formação de resíduos pobres em água.

- 12 - As principais paragêneses minerais de São José do Rio Pardo são compatíveis com as condições da fá
cies granulito (sub-fácies hornblenda granulito e
piroxênio-granulito), havendo também paroxêneses
da fácies anfibolito. Diagramas ACF e A'KF con
firmam a preponderância das condições da fácies
granulito.
- 13 - Pertitas muito finas do tipo mesopertita podem
ser usadas como termômetro geológico; sua presen
ça nas rochas de São José do Rio Pardo indica que
as temperaturas durante o metamorfismo da fácies
granulito podem ter atingido valores da ordem de
660 a 715° C.
- 14 - Por outro lado, as rochas granulíticas podem ser
classificadas como de média pressão, considerando-
-se que os tipos de composição intermediária pre
dominam.
- 15 - Deformações generalizadas microclinização dos
feldspatos potássicos e hidratação de diversos com
ponentes ferromagnesianos são feições resultantes
de um evento retrometamórfico, possivelmente con
comitante com a migmatização.
- 16 - Grandes falhamentos e levantamento da região re
presentam os últimos eventos tectônicos ocorridos.
- 17 - O complexo metamórfico ora estudado é comparável
a diversos outros localizados em escudos pré-cam
brianos tais como: Madras, Índia; Varberg, Suécia;
Usima, Finlândia; Kasai, África Central; Ceilão;
etc.

VI - AGRADECIMENTOS

O autor deseja aqui expressar seu agradecimento às pessoas e entidades que direta ou indiretamente colaboraram para a realização do presente trabalho.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas somos gratos pelo auxílio financeiro concedido para os trabalhos de campo e de laboratório.

Ao Professor José Moacyr Vianna Coutinho manifestamos nossos sinceros agradecimentos pela orientação e colaboração dispensados durante as diversas fases de preparação d^{este} trabalho.

Ao colega Raphael Hypólito agradecemos pela execução das análises químicas de rochas e minerais.

Ao colega Ricardo Francesconi somos imensamente gratos pela determinação do a_o das granadas e da triclinicidade dos feldspatos potássicos.

Somos gratos da mesma forma aos collegas Umberto G. Cordani e Koji Kawashita pela determinação das idades radiométricas constantes d^{este} trabalho.

Ficam também registrados agradecimentos aos ex-alunos do Curso de Geologia, Leonardo de Faria Lamy e Waldemar Paulo Pastore Jr. que prestaram inestimável auxílio durante os trabalhos de campo. O último, como bolsista da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, colaborou em diversas etapas desta pesquisa.

À Sra. Nair de Campos Louzada agradecemos pelo trabalho de datilografia, bem como ao Sr. José Ponchirolli, pela elaboração das tabelas apresentadas nesta obra.

A todos que prestaram sua colaboração o autor deseja expressar seu profundo reconhecimento.

VII - BIBLIOGRAFIA

- BARTH, T.F.W. (1948) - Oxigen in rocks: a basis for petrographic calculations - J.Geol., V.56, p.50.
- BEHR, H.J., TEX, E.den, DE WAARD, D., MEHNERT, K.R., SCHABERT, H.G., SOBOLEV, V.St., WATZNAUER, A., WINKLER, H.G.F., WYNNE-EDWARDS, H.R., ZOUBEK, V. e ZWART, H.J. (1971) - Granulites, result of a discussion - N.Jb. Miner. Mh., V.29, p.97.
- CARSTENS, H. (1967) - Exsolution in ternary feldspar. I. On the formation of antiperthites - Contr.Mineral. Petrolog., V.14, p.27.
- CHAYES, F. (1949) - A simple point counter for thin section analysis - Amer.Mineral., V.34, p.1.
- CHAYES, F. (1952) - The finer-grained calcalkaline granite of New England - J.Geol., V.60, p.207.
- COORAY, P.G. (1962) - Charnockites and their associated gneisses in the Precambrian of Ceylon - Quart.Jour. Geol.Soc.(London), V.118, p.239.
- CORDANI, U.G., MELCHER, G.C. e ALMEIDA, F.F.M.de (1968) - Outline of the Precambrian geochronology of South America - Can.Journ.of Earth Sciences, V.5, p.629.
- CORDANI, U.G., DELHAL, J., GONES, C.B. e LEDENT, D. (1968) - Nota preliminar sobre idades radiométricas em rochas da região da Serra dos Órgãos e vizinhanças (leste de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro) - Bol.Soc.Brasil.Geol., V.17, p.89.
- DELHAL, J., LEDENT, D. e CORDANI, U.G. (1969) - Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du Sudest du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais) - An.Soc.Géol.Belgique, V. 92, p.271.
- EBERT, H. (1968) - Ocorrências da facies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. An.Acad.Bras.Ci., V.40, (suplemento) p.215.

- EBERT, H. e GONÇALVES, N.M. (1968) - Estudos recentes sobre rochas charnockíticas - XXII Congresso Brasileiro de Geologia - Resumo das Comunicações, p.113.
- ESKOLA, P. (1952) - On the granulites of Lapland - Am. Journ.Sci. Bowen Volume, p.137.
- ESKOLA, P. (1957) - On the mineral facies of charnockites - Madras Univ.Journ., V.27 (Centenary Number), p. 101.
- FRANCO, R.R. e COUTINHO, J.M.V. (1957) - Charnockitos e rochas associadas nos municípios de Amparo e Socorro, Estado de São Paulo - An.Acad.Bras.Ci., v.28, p. 303.
- FYFE, W.S. e TURNER, F.J. (1966) - Reappraisal of the metamorphic facies concept - Contr.Mineral.Petrol., v.12, p.354.
- GIRARDI, V.A.V. (1971) - Os anfibolitos da região de Morretes-Antonina (PR) - Revista Brasileira de Geociências, V.1, p.43.
- GOLDSMITH, J.R. e LAVES, F. (1954) - The microcline-sandine stability reactions - Geochim.et Cosmoch.Acta, V.5, p.1.
- GOMES, C.B., DUTRA, C.V., HYPOLITO, R. e VALARELLI, J. V. (1968) - Granadas titaníferas das rochas alcalinas de Itapirapuã, SP - An.Acad.Bras.Ci., V.40, p.313.
- GROVES, A.W. (1935) - The charnockite series of Uganda, British East Africa - Quart.Journ.Soc.(London), V. 91, p.150.
- GUIMARÃES, D. (1956) - Os charnockitos de Espírito Santo - Inst.Tecn.Ind., Belo Horizonte. Boletim 23.
- GUIMARÃES, D. (1961) - A origem dos charnockitos - Bol. Soc.Bras.Geol., V.10, p.5.
- HEINRICH, E.Wm.(1965) - Microscopic Identification of minerals - McGraw Hill Book Co., New York.
- HESS, H.H. (1949) - Chemical composition and properties of common clinopyroxenes - Amer.Mineral., V.34, p. 621.

- HESS, H.H. (1952) - Orthopyroxenes of the Busveld type, ion substitution and changes in unit cell dimensions - Am.Jour.Sci. Bowen Volume, p.173.
- HOWIE, R.A. (1955) - The geochemistry of the charnockite series of Madras, India - Royal Soc. Edinburgh Trans., V.62, p.725.
- HOWIE, R.A. (1964) - Charnockites - Sci. Progress, V.52, p. 622.
- HOWIE, R.A. (1965) - The geochemistry and mineralogy of some charnockites from Baffin Island, Brazil, British Guiana, Congo, Madras and Uganda - Indian Miner., V.6, p.67.
- HOLLAND, T.H. (1900) - The charnockite series, a group of hypersthenic rocks in peninsular India - Mem.Geol. Surv. Ind., V.28.
- HUBBARD, F.H. (1965) - Antiperthite and mantled feldspar textures in charnockites from Southwest Nigeria - Amer.Mineral., V.50, p.2040.
- KATZ, M.B. (1969) - The nature and origin of the granulites of Mont Tremblant Park, Quebec - Bull.Geol.Soc. Amer., V.80, p.2019.
- LAMBERT, I.B. e HEIER, K.S. (1968) - Geochemical investigations of deep-seated rocks in the Australian Shield - Lithos, V.1, p.30.
- LARSEN, F.S.Jr. (1938) - Some new variation diagrams for groups of igneous rocks - J. Geol., V.46, p.505.
- MASON, B.H. (1971) - Princípios de Geoquímica - Tradução de Rui Ribeiro Franco - Editora Polígono - São Paulo.
- MEHNERT, K.R. (1968) - Migmatites and the origin of granitic rocks - Elsevier Publishing Company - Amsterdam.
- NOCKOLDS, S.R. (1954) - Average chemical composition of some igneous rocks - Bull.Geol.Soc.Amer., V.65, p. 1007.

- NOCKOLDS, S.R. and ALLEN, R.S. (1953) - The geochemistry of some igneous rock series - *Geochim. et Cosmoch. Acta*, V.4, p.105.
- OLIVEIRA, M.A.F.de (1969) - Rochas charnockíticas da região de São José do Rio Pardo, São Paulo - Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências - Mimeografado.
- PARRAS, K. (1958) - On the charnockites in the light of highly metamorphic rock complex in Southwestern Finland - *Bull. Comm. Geol. Finlande*, V.181, p.1.
- PETTIJOHN, F.J. (1963) - Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic sands - *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 440-S, p.1.
- QUENSEL, P. (1951) - The charnockite series of the Varberg district on the south-western coast of Sweden - *Arkiv för mineralogie och geologi* - V.1, p.227.
- SEN, K.S. (1959) - Potassium content of natural plagioclases, and the origin of antiperthites - *J. Geol.*, V.67, p.479.
- SIGHINOLFI, G.P. (1971) - Investigations into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism - *Geochim. et Cosmoch. Acta*, V.35, p.1005.
- SIMONEN, A. (1953) - Stratigraphy and sedimentation of Svecofennidic, early Archean supracrustal rocks in Southwestern Finland - *Bull. Comm. Géol. Finlande*, V.160, p.1.
- SINGH, S. (1966) - Orthopyroxene-bearing rocks of charnockitic affinities in the South Savanna Kanuku Complex of British Guiana - *J. Petrol.*, V.7, p.171.
- SPOONER, C.M. (1969) - Sr^{87}/Sr^{86} initial ratios and whole rock ages of pyroxene granulite - *M.I.T. Fifteenth Annual Progress Report*, p.45.
- SRIRAMADAS, A. (1957) - Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets - *Amer. Mineral.*, V.42, p.294.

- STRECKEISEN, A.L. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks - N.Jb.Mineral.Abh., V.107, p.144.
- SUBRAMANIAM, A.P. (1959) - Charnockites of the type area near Madras-a reinterpretation - Am.Jour.Sci., V.257, p.321.
- THORNTON, C.P. and TUTTLE, O.F. (1960) - Chemistry of igneous rocks I. differentiation index - Am.Jour.Sci., V.258, p.664.
- TILLEY, C.E. (1936) - Enderbite, a new member of the charnockite series - Geol.Mag., V.73, p.312.
- TRÖGER, W.E. (1956) - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale - E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart (2a. edição).
- TURNER, F.J. (1968) - Metamorphic petrology - mineralogical and field aspects - McGraw-Hill Book Company, New York.
- VOGEL, T.A., SMITH, B.L. and GOODSPEED, R.M. (1968) - The origin of antiperthites from some charnockitic rocks in the New Jersey Precambrian - Amer.Mineral., V.53, p.1669.
- VOGEL, T.A. (1970) - The origin of some antiperthites - a model based on nucleation - Amer.Mineral., V.55, p.1390.
- WERNICK, E. (1967) - A geologia da região de Amparo, SP. - Bol.Paran.Geoc., nº 26, p.40.
- WINKLER, H.G.F. (1965) - Petrogenesis of metamorphic rocks Springer-Verlag - New York.
- WINKLER, H.G.F. (1970) - Abolition of metamorphic facies, introction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks - N.Jb.Mineral.Mh., V.28, p.189.
- WINKLER, H.G.F. and v. PLATEN, H. (1961) - Experimentelle Gesteinsmetamorphose - V.Geochim. et Cosmoch. Acta, V.24, p.250.