

- HORNUNG, G. e NIXON, P.H. – 1973 – Chemical variations in the knorringuite-rich garnets. *In: Lesotho Kimberlites* (Ed. P.H. Nixon), pp. 122-127. Lesotho Nat. Dev. Corp., Maseru.
- HASSUK, E. – 1891 – Notícia dos minerais das areias diamantíferas de Água Suja (Bagagem), Estado de Minas Gerais. Em: *Jazidas diamantíferas de Água Suja (Bagagem)*, Estado de Minas Gerais (Ed. L.F. Gonzaga de Campos), pp. 21-34, Rio de Janeiro.
- HUSSAK, E. – 1894 – Sobre o depósito diamantífero de Água Suja perto de Bagagem, Minas Gerais. Relatório da Comissão Exploradora do Planalto Central do Brasil. Anexo 5: 281-319, Rio de Janeiro.
- KHARKIV, A.D. e ABAGINSKAYA, U.A. – 1975 – Orange-red garnets in the Kimberlites of Yakutia and their genetic significance. *Geol. i Geofiz.*, 17: 58-66.
- LEONARDOS, O.H. – 1956 – Recursos minerais do Triângulo Mineiro. *Eng. Min. e Metal.*, XVIV : 71-77; 133-142; 219-226.
- MEYER, H.O.A. e SVISERO, D.P. – 1975 – Mineral inclusions in Brazilian diamonds. *Physics and Chemistry of Earth*, 9: 785-795.
- NIXON, P.H. e BOYD, F.R. – 1973 – Petrogeneses of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites. *In: Lesotho Kimberlites* (Ed. P.H. Nixon) pp. 48-56. Lesotho Nat. Dev. Corp., Maseru.
- NIXON, P.H. e HORNUNG, G. – 1968 – A new chromium garnet end member knorringuite, from kimberlites. *Amer. Mineral.*, 53: 1833-1840.
- NOVAK, G.A. e MEYER, H.O.A. – 1970 – Refinement of the crystal structure of a chrome pyrope garnet: an inclusion in natural diamond. *Amer. Mineral.*, 55: 2124-2127.
- PORCHERON, H. – 1903 – Rapport sur les mines de diamants de Água Suja dans l'Etat de Minas Gerais, Bresil. Lecoq et Methorel, Paris.
- REID, A.M. e HANNOR, J.S. – 1970 – Pyrope in kimberlite. *Amer. Mineral.*, 55: 1374-1379.
- ROST, F., BEERMANN, E. e AMTHAWER, G. – 1975 – Chemical investigation of pyrope garnets in the Stockdale kimberlite intrusion, Riley Country, Kansas. *Amer. Mineral.*, 60: 675-680.
- SOBOLEV, N.V. – 1977 – Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the Upper Mantle. (Ed. F.R. Boyd) 279 pp., Washington.
- SOBOLEV, N.V., LAVRENT'Yev, Yu. G., POKHILENKO, N.P. e USOVA, L.V. – 1973 – Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40: 39-52.
- SVISERO, D.P., FELITTI, W. e ALMEIDA, J.S. – 1977a – Geologia da Mina de diamantes de Romaria, município de Romaria, Minas Gerais. *Anais do 7º Simpósio de Mineração*, Porto Alegre, RS (no prelo).
- SVISERO, D.P., MEYER, H.O.A. e TSAI, H.M. – 1977b – Kimberlite minerals from Vargem (Minas Gerais) and Redondão (Piauí) diatremes, Brasil; and garnet lherzolite xenolith from Redondão diatreme. *Rev. Bras. Geoc.*, 7: 1-13.
- SWITZER, G.S. – 1975 – Composition of garnet xenocrysts from three kimberlites pipes in Arizona and New Mexico. *Miner. Sci. Invest.*, 19: 1-21 (Ed. B. Mason).

2107976  
*Boletim Mineralógico*  
 Recife, Nº 6, 1979.

## GRANADA-CORDIERITA GNAISSES DO COMPLEXO GRANULÍTICO-MIGMATÍTICO DE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO, CACONDE, SP: INDICAÇÕES SOBRE PRESSÃO E TEMPERATURA DE FORMAÇÃO

M.A.F. OLIVEIRA e E. RUBERTI

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Caixa Postal, 20899, São Paulo, SP

### ABSTRACT

Garnet-cordierite granulites from the region of São José do Rio Pardo-Caconde (States of Minas Gerais and São Paulo) were studied. Microprobe analyses of garnets, cordierites, biotites and spinels are presented. Textures show that these minerals are in equilibrium. Application of various garnet-cordierite-biotite geothermometers yield temperatures of crystallization of 740-770°C, at pressures of 5.9-6.3 kb.

### INTRODUÇÃO

O complexo granulítico-migmatítico de São José do Rio Pardo-Caconde é constituído por um pacote de rochas metamórficas representadas principalmente por piroxênio granulitos, migmatitos graníticos, migmatitos bandados, quartzitos, mármore e rochas calcossilicáticas. Associados às litologias citadas, ocorrem pequenos corpos de gnaisses ricos em granada, biotita e plagioclásio (andesina), sendo que em apenas três dessas numerosas ocorrências observou-se também a presença de cordierita e sillimanita. Essas três ocorrências acham-se situadas, na porção oeste da área estudada e sua localização é dada na Fig. 1. Uma descrição mais pormenorizada da geologia da área pode ser encontrada em Oliveira (1973), Oliveira e Alves (1974) e Oliveira *et al.* (em preparação).

O objetivo do presente trabalho é o de discutir as características petrográficas dos granada-cordierita gnaisses, bem como fornecer dados químicos que possam, com base na literatura recente referente ao equilíbrio termodinâmico granada-cordierita, esclarecer melhor as condições de pressão e temperatura regionais como

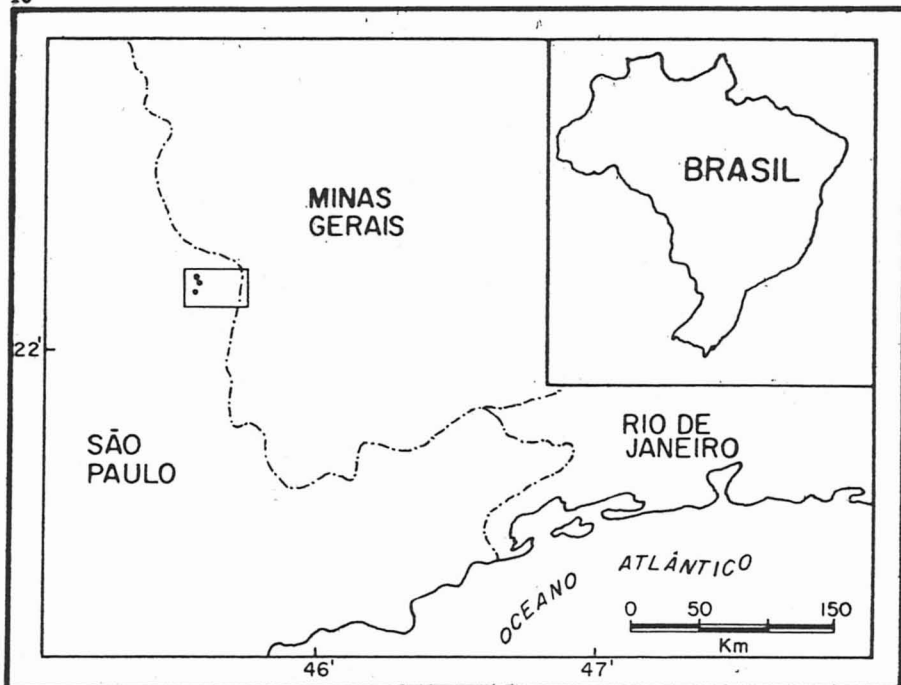


Figura 1 — Mapa de localização da área com a situação das três amostras estudadas.

### DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS

As três amostras ora analisadas são muito semelhantes do ponto de vista mineralógico e textural (Tabela 1). Apresentam geralmente estrutura bandada, alternando-se unidades milimétricas a centimétricas leucocráticas, quartzo-feldspáticas, e unidades máficas ricas em biotita, granada e cordierita. Os corpos estudados estão incluídos em migmatitos graníticos, e um deles (58) exibe pofiroblastos esparsos de microclínio. A textura é do tipo granoblástica, com maior evidência de deformação no exemplar 205/90.

De modo geral, os granada-cordierita gnaisses apresentam a seguinte composição mineralógica: quartzo, plagioclásio ( $An_{35-40}$ ), granada, cordierita, sillimanita, espinélio verde, biotita e opacos (magnetita-ilmenita), além de pinita, sericita e clorita como produtos de alteração e de zircão como acessório mais comum.

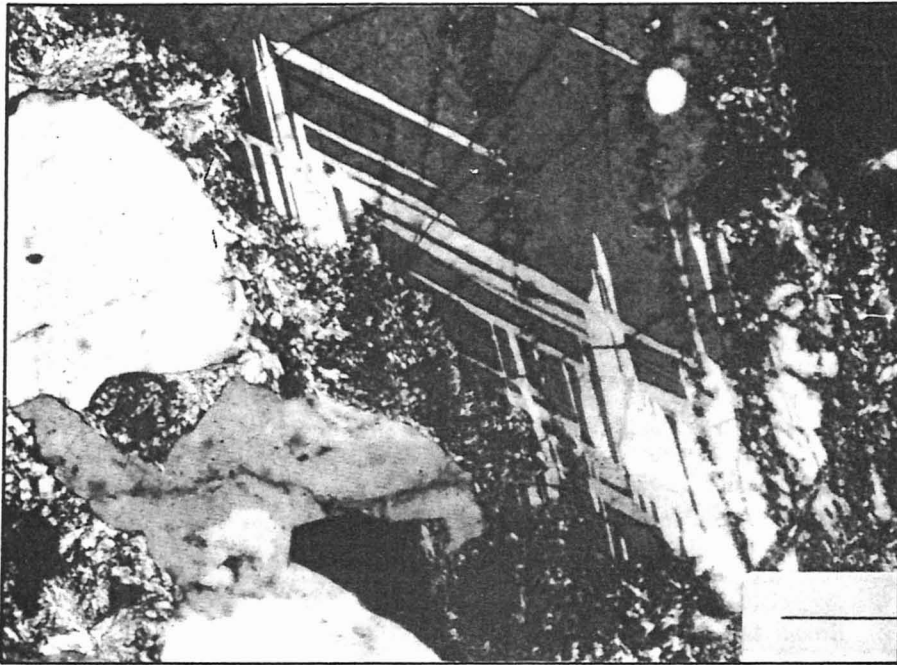
As relações entre os minerais acima citados, bem como suas quantidades relativas variam nas três amostras estudadas. Assim, o exemplar 5/2, que ocorre mais ao sul, é o mais rico em cordierita e mais pobre em sillimanita e granada. Nesse exemplar, a granada (Fotomicrografia 1) apresenta-se corroída e circundada por cordierita, enquanto que a sillimanita está geralmente incluída na cordierita. Registrou-se

Tabela 1 — Composição modal dos cordierita-granada gnaisses

| Amostras                      | 58 | 5/2 | 205/90 |
|-------------------------------|----|-----|--------|
| Quartzo                       | 30 | 12  | 18     |
| Granada                       | 8  | 8   | 30     |
| Cordierita                    | 15 | 52  | 14     |
| Plagioclásio ( $An_{35-40}$ ) | 24 | 13  | 12     |
| Sillimanita                   | 4  | 3   | 19     |
| Biotita                       | 14 | 6   | 3      |
| Feldspato potássico           | 1  | pr  | —      |
| Opacos                        | 3  | 5   | 4      |
| Espinélio verde               | 1  | 1   | pr     |
| Zircão                        | pr | pr  | pr     |
| Andaluzita                    | —  | pr  | —      |
| Clorita                       | pr | pr  | pr     |
| Pinita                        | pr | pr  | pr     |
| Sericita                      | pr | pr  | pr     |



Fotomicrografia 1 — Grãos de granada corroídos e fraturados, com preenchimento de biotita verde e clorita. Amostra 5/2. Nicois paralelos. Escala: 500  $\mu$ .

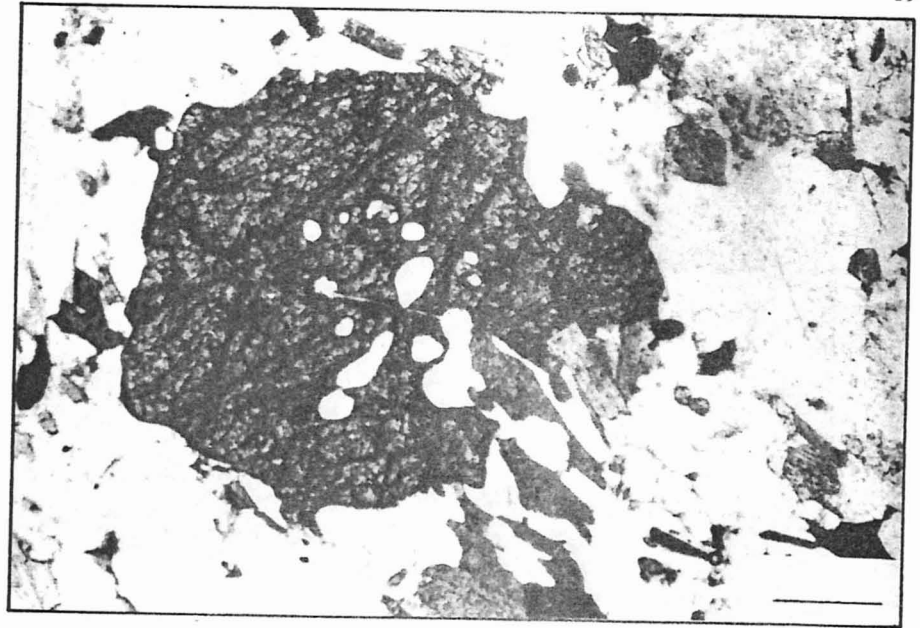


Fotomicrografia 2 – Grandes cristais de cordierita exibindo sua geminação característica e alteração em pinita. Amostra 5/2. Nicóis cruzados. Escala: 280  $\mu$ .

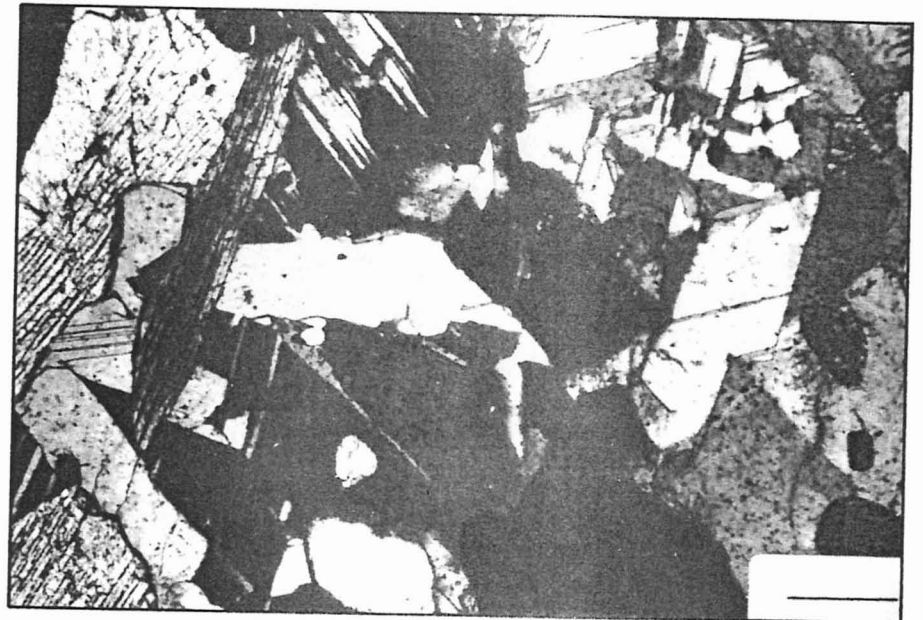
Também na amostra 5/2 observou-se grande quantidade de pinita (Fotomicrografia 2), sericita, biotita verde e clorita, que parecem ligados a um evento retrometamórfico.

As quantidades de granada e sillimanita aumentam para o norte, sendo maiores na amostra 205/90, a de ocorrência mais setentrional. Nesse exemplar, não só cordierita, como também biotita, exibindo forte pleocroísmo em tons vermelhos, são menos abundantes. A granada é mais idiomórfica e frequentemente inclui quartzo e sillimanita, encontra-se circundada por cordierita, parecendo mesmo coexistir em equilíbrio com esses minerais (Fotomicrografias 3 a 5).

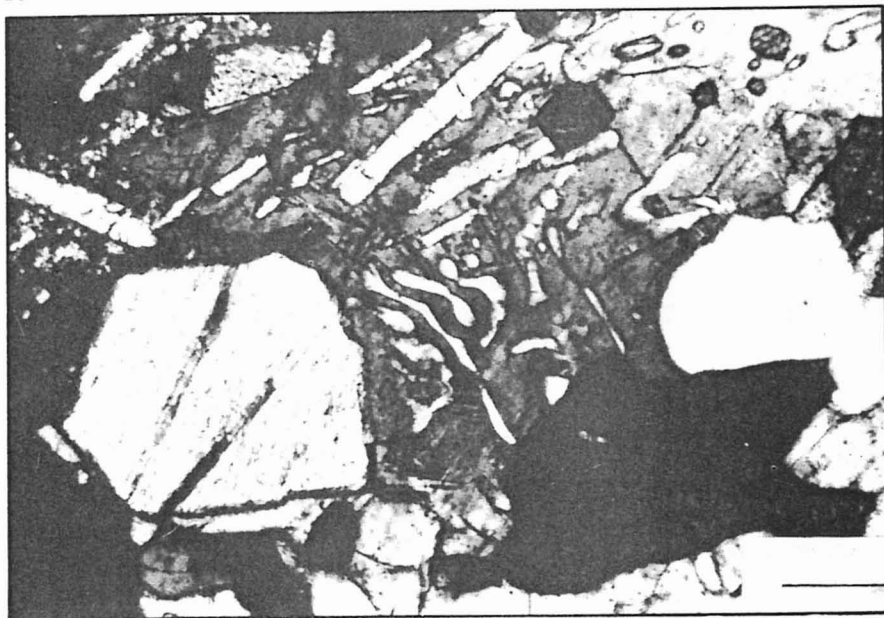
Uma das explicações que poderia ser aventada para essas variações nos teores relativos desses minerais é a fornecida por Wynne Edwards *et al.* (1963), em seu trabalho sobre rochas semelhantes ocorrendo na região de Westport, Ontário, Canadá. Para esses autores, os tipos litológicos com composições químicas globais mais pobres em CaO e FeO relativamente a MgO são ricos em cordierita e pobres em granada; com o aumento de FeO e CaO em relação a MgO tem-se uma diminuição de cordierita até o seu desaparecimento, quando então somente aparecem tipos com granada e biotita. Uma outra explicação parece estar ligada às condições de pressão e temperatura que controlam o equilíbrio das reações entre esses minerais.



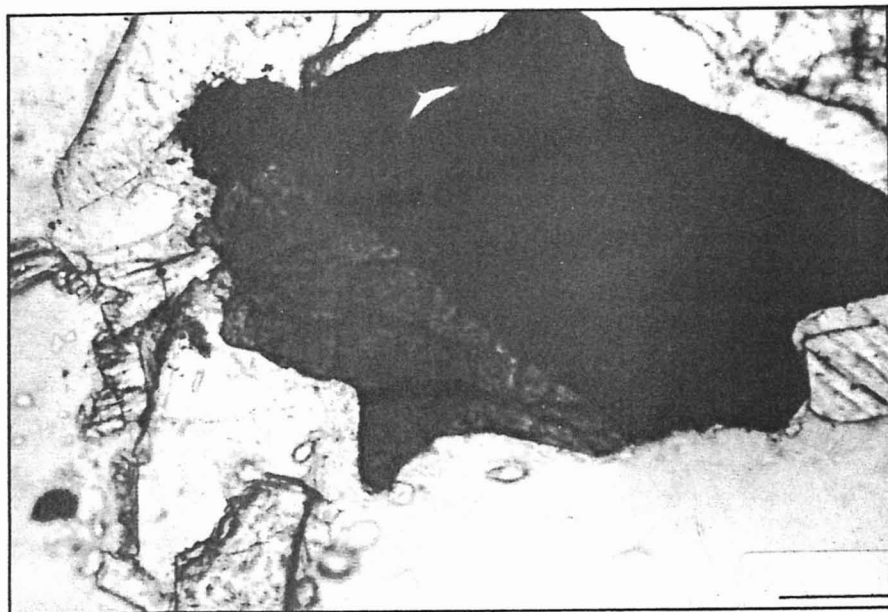
Fotomicrografia 3 – Granada idiomórfica, com inclusões de quartzo, rodeada por cordierita, plagioclásio, biotita e sillimanita. Amostra 58. Nicóis paralelos. Escala: 330  $\mu$ .



Fotomicrografia 4 – Associação cordierita-granada-sillimanita.



Fotomicrografia 5 – Quartzo-cordierita symplectito junto a sillimanita, granada e quartzo. Amostra 205/90. Nicóis cruzados. Escala: 130  $\mu$ .



Fotomicrografia 6 – Espinélio junto a opaco, rodeado por cordierita e sillimanita. Amostra

Quanto ao espinélio verde, ao contrário do que foi registrado em outras regiões (Henry, 1974), esse mineral não ocorre em concentrações ou leitos separados, mas sim em pequenas quantidades, em geral fazendo parte dos grãos de magnetita (Fotomicrografia 6). Raramente foi encontrado incluso em granada.

Raros simplectitos de cordierita e quartzo foram observados nas amostras 58 e 205/90 (Fotomicrografia 5).

#### DADOS ANALÍTICOS

Granadas, cordieritas, biotitas e espinélios dos três exemplares de gnaisses foram analisados por microsonda eletrônica, utilizando-se o aparelho EMX-SM de fabricação "Applied Research Laboratoires", do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As condições instrumentais foram as seguintes: potencial de aceleração 15 kv, corrente da amostra de 0,03 a 0,04  $\mu$ A, tempo de integração de 10" e diâmetro de feixe eletrônico de 15 a 20  $\mu$ . Os padrões utilizados foram: *granada*: granada 12422 pra Si, Fe, Mg e Ca, augita A-209 para Al e Na, Y-granada para Mn e granada 87375 para Ti; *cordierita*: augita A-209 para Ti, Al, Fe, Mn, Mg e Ca, clinopiroxênio 5-118 para Si e Na; *biotita*: biotita 1 para Ti e K, biotita 3 para Si, Fe, Mn e Mg e biotita Univ. Basel para Al; *espinélio*: cromita 53-IN-8 para Ti e Fe, magnetita L4-175 para Cr, Mn e Mg e coríndon (Cambridge) padrão 1 para Al. Foram feitas correções para desvio instrumental, radiação de fundo e efeitos de matriz, utilizando-se o método de Bence e Albee (1968). As análises correspondem a uma Média de 30 a 60 determinações para cada mineral em uma secção delgada. Medidas em borda e centro dos grãos foram efetuadas, com os dados indicando a inexistência de zoneamento em qualquer dos minerais analisados.

Os dados químicos das granadas (Tabela 2) evidenciam que elas pertencem à série piropo-almandina ( $Py_{35}Al_{65}$ ), com pequenas quantidades de espessartita, enquanto que as cordieritas (Tabela 3) são do tipo puramente ferromagnesiano. No tocante às biotitas, que nas lâminas pareciam apresentar variações, as análises (Tabela 4) demonstram que se trata apenas de um tipo primário em cada amostra e que as variações referiam-se aos elementos Ti, Al e Mg, mas eram desprezíveis. Com referência ao Ti, notou-se que a sua concentração é maior na amostra 205/90, a mais intensamente pleocróica.

Os espinélios têm sua composição apresentada na Tabela 5 e correspondem a hecinitas magnesianas ( $Hc_{85}Sp_{15}$ ), incluindo pequenas quantidades de crômio.

#### TEMPERATURAS E PRESSÕES

*Coefficiente de distribuição ( $K_D$ )*. Os modelos teóricos definidos e aplicados primeiramente por Hensen e Green (1971, 1972, 1973), Currie (1971, 1974) e depois por Hutcheon *et al.* (1974), Thompson (1976) e Holdaway e Lee (1977) baseiam-se essencialmente na razão Mg/Fe, medida em cordieritas e granadas em equilíbrio, ou seja, no  $K_D$ . A reação reversível assumida neste caso é 3 cordierita  $\rightleftharpoons$  2 granada + 4 sillimanita + 5 quartzo, que deve ter ocorrido e atingido o equilíbrio em condições de temperatura e pressão permitindo a cristalização de sillimanita e quartzo.

Tabela 2 – Composição química das granadas

|                                | 58            | 5/2           | 205/90        |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 38,92         | 38,89         | 40,07         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,04          | 0,03          | 0,05          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 22,22         | 22,10         | 22,23         |
| FeO*                           | 30,14         | 30,13         | 27,44         |
| MnO                            | 1,01          | 2,92          | 0,54          |
| MgO                            | 7,81          | 6,50          | 9,74          |
| CaO                            | 1,24          | 1,00          | 1,18          |
| <b>TOTAL</b>                   | <b>100,36</b> | <b>101,57</b> | <b>101,34</b> |

## Número de fons na base de 24 oxigênios

|                               | 58    | 5/2   | 205/90 |
|-------------------------------|-------|-------|--------|
| Si                            | 5,984 | 6,011 | 6,056  |
| Al <sup>IV</sup>              | 0,016 | —     | —      |
| Al <sup>VI</sup>              | 4,004 | 4,025 | 3,977  |
| Ti                            | 0,005 | 0,002 | 0,001  |
| Fe                            | 3,863 | 3,894 | 3,468  |
| Mn                            | 0,129 | 0,383 | 0,069  |
| Mg                            | 1,798 | 1,496 | 2,195  |
| Ca                            | 0,203 | 0,166 | 0,191  |
| RO <sub>2</sub>               | 6,000 | 6,011 | 6,056  |
| R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,009 | 4,027 | 3,979  |
| RO                            | 5,993 | 5,939 | 5,923  |
| Mg/Fe                         | 0,465 | 0,384 | 0,633  |

\* Todo ferro calculado como FeO

Tabela 3 – Composição química das cordieritas

|                                | 58           | 5/2          | 205/90       |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 49,63        | 48,74        | 45,96        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,05         | 0,01         | 0,03         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 34,63        | 35,23        | 34,82        |
| FeO*                           | 6,07         | 6,77         | 5,17         |
| MnO                            | 0,05         | 0,29         | 0,05         |
| MgO                            | 0,34         | 8,64         | 10,04        |
| CaO                            | 0,04         | 0,03         | 0,02         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,10         | 0,14         | 0,13         |
| <b>TOTAL</b>                   | <b>99,90</b> | <b>99,85</b> | <b>99,90</b> |

## Número de íons na base de 18 oxigênios

|                  | 58    | 5/2   | 205/90 |
|------------------|-------|-------|--------|
| Si               | 4,970 | 4,909 | 4,967  |
| Al <sup>IV</sup> | 1,030 | 1,091 | 1,033  |
|                  | 6,000 | 6,000 | 6,000  |
| Al <sup>VI</sup> | 3,057 | 3,091 | 3,048  |
| Ti               | 0,003 | 0,001 | 0,002  |
| Fe               | 0,508 | 0,570 | 0,430  |
| Mn               | 0,004 | 0,024 | 0,004  |
| Mg               | 1,393 | 1,296 | 1,488  |
| Ca               | 0,004 | 0,003 | 0,002  |
| Na               | 0,018 | 0,026 | 0,026  |
|                  | 1,927 | 1,920 | 1,950  |
| Mg/Fe            | 2,742 | 2,274 | 3,460  |

\* Todo ferro calculado como FeO

Tabela 4 – Composição química parcial das biotitas

|                                | 58           | 5/2          | 205/90       |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 38,76        | 37,16        | 35,69        |
| TiO <sub>2</sub>               | 3,93         | 2,20         | 4,35         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,55        | 20,04        | 16,79        |
| FeO*                           | 17,62        | 17,43        | 15,02        |
| MnO                            | 0,04         | 0,19         | 0,02         |
| MgO                            | 10,72        | 10,65        | 12,55        |
| K <sub>2</sub> O               | 9,77         | 9,69         | 8,71         |
| <b>TOTAL</b>                   | <b>97,39</b> | <b>97,36</b> | <b>93,13</b> |

## Fórmula estrutural expressa na base de 22 átomos de oxigênio

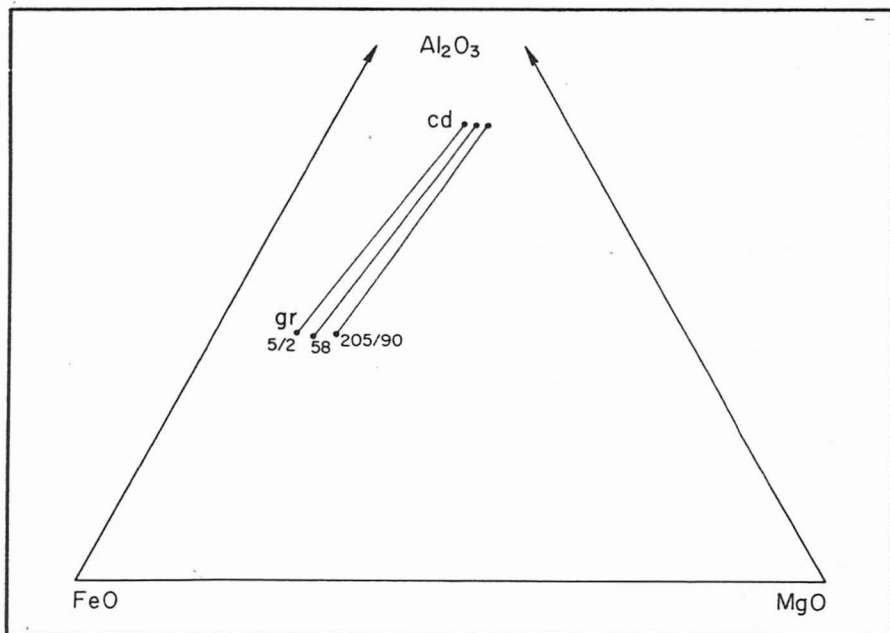
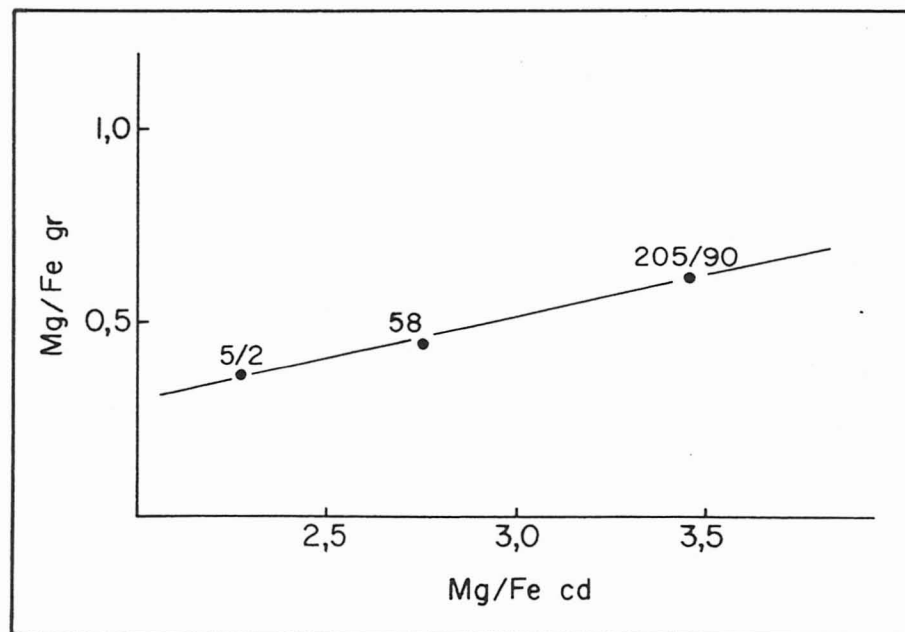
|                  | 58    | 5/2   | 205/90 |
|------------------|-------|-------|--------|
| Si               | 5,698 | 5,456 | 5,435  |
| Al <sup>IV</sup> | 2,302 | 2,544 | 2,565  |
|                  | 8,000 | 8,000 | 8,000  |
| Al <sup>VI</sup> | 0,564 | 0,923 | 0,449  |
| Ti               | 0,433 | 0,243 | 0,498  |
| Fe               | 2,166 | 2,140 | 1,914  |
| Mn               | 0,005 | 0,024 | 0,023  |
| Mg               | 2,349 | 2,331 | 2,849  |
|                  | 5,517 | 5,661 | 5,713  |
| K                | 1,831 | 1,816 | 1,691  |

\* Todo o ferro calculado como FeO

Tabela 5 – Composição química dos espinélios

|   | 58    | 5/2   | 205/90 |
|---|-------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>  | 0,02  | 0,03  | 0,05   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                              | 56,74 | 56,40 | 55,66  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                              | 0,48  | 0,75  | 1,50   |
| FeO*  | 34,56 | 35,65 | 34,33  |
| MnO   | 0,17  | 0,65  | 0,07   |
| MgO   | 5,39  | 3,96  | 5,15   |
| TOTAL   | 97,36 | 97,44 | 96,76  |
| Fórmula estrutural expressa na base de 4 átomos de oxigênio |       |       |        |
| Ti  | 0,001 | 0,001 | 0,001  |
| Al  | 1,938 | 1,942 | 1,919  |
| Cr  | 0,011 | 0,017 | 0,035  |
| Fe  | 0,838 | 0,871 | 0,840  |
| Mn  | 0,004 | 0,016 | 0,002  |
| Mg  | 0,232 | 0,172 | 0,224  |

\* Todo ferro calculado como FeO

Figura 2 – Projeção dos pares cordierita-granada no triângulo Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - FeO - MgOFigura 3 – Diagrama Mg/Fe granada - Mg/Fe cordierita, indicando uma distribuição linear dos valores do K<sub>D</sub>.

As relações do K<sub>D</sub> com as temperaturas e pressões variam de acordo com os autores citados. Os resultados experimentais de Currie (1971) diferem dos de Hensen e Green (1971, 1972, 1973), pois para o primeiro autor K<sub>D</sub> as temperaturas aumentam concomitantemente. Já Thompson (1976) e Holdaway e Lee (1977) verificaram que K<sub>D</sub> aumenta com a diminuição da temperatura, estabelecendo calibrações com base em sistemas naturais, que constituem as melhores disponíveis atualmente (Jacques de Dixmude, 1978).

A verificação do equilíbrio da associação cordierita-granada, já observado nas lâminas, e que se constitui em condição essencial para a aplicação dos termômetros e barômetros, foi confirmada também quimicamente. Na Fig. 2, vêem-se os pares cordierita-granada com seus valores projetados no triângulo Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - FeO - MgO indicando equilíbrio, o mesmo ocorrendo na Fig. 3, onde se projetaram os valores K<sub>D</sub>, que apresentam uma distribuição linear.

**Resultados.** A Tabela 6 contém os valores de pressão e temperatura calculados segundo a calibragem dos autores acima citados. Dessa tabela constam também os principais dados utilizados nos cálculos numéricos, principalmente para o K<sub>D</sub> e ln K<sub>D</sub>.

Os resultados obtidos são todos muito próximos, à exceção dos de Hutcheon *et al.* (1974) mais baixos que os demais. Como mencionado acima, os valores de

Tabela 6 – Cálculo das temperaturas e pressões segundo os diversos autores

## CURRIE (1971)

| Amostras | $X_{Mg}^{cd}$ | $X_{Mg}^{gr}$ | $\ln K_D$ (cd – gr) | T(°C) | P(Kbar) |
|----------|---------------|---------------|---------------------|-------|---------|
| 58       | 0,73          | 0,32          | 1,78                | 710   | 5,8     |
| 5/2      | 0,69          | 0,28          | 1,78                | 710   | 5,6     |
| 205/90   | 0,78          | 0,39          | 1,70                | 693   | 6,1     |

HUTCHEON *et al.* (1974)

| Amostras | $\ln K_1$ | $\ln K_2$ | T(°C) | P(Kbar) |
|----------|-----------|-----------|-------|---------|
| 58       | - 5,31    | - 5,38    | 628   | 5,2     |
| 5/2      | - 4,66    | 6,01      | 633   | 5,0     |
| 205/90   | - 5,77    | 4,42      | 679   | 5,9     |

## THOMPSON (1976)

| Amostras | $X_{Fe}^{cd}$ | $X_{Fe}^{gr}$ | $\ln X$ | $\ln K_D$ (cd – gr) | T(°C)<br>± 30° | P(Kbar)<br>± 0,5 |
|----------|---------------|---------------|---------|---------------------|----------------|------------------|
| 58       | 0,27          | 0,68          | 0,94    | 1,78                | 738            | 6,1              |
| 5/2      | 0,31          | 0,72          | 0,86    | 1,78                | 739            | 5,9              |
| 205/90   | 0,22          | 0,61          | 1,00    | 1,70                | 771            | 6,3              |

## HOLDAWAY e LEE (1977)

| Amostras | $\ln 1/K_D$ (cd – gr) | T(°C) |
|----------|-----------------------|-------|
| 58       | - 1,78                | 744   |
| 5/2      | - 1,78                | 743   |
| 205/90   | - 1,70                | 772   |

Thompson (1976) são muito similares aos de Holdaway e Lee (1977), pois ambos estabeleceram as calibrações com base em sistemas naturais. Esses valores são comparáveis aos de Currie (1971) para termos com teores médios de Fe e Mg; para os termos extremos, como o da amostra 205/90, exibindo razão Mg/Fe mais elevada, os dados finais de temperatura se distanciam. Para essa amostra em particular, acredita-se que o valor de T mais alto obtido a partir das calibrações de Thompson (1976), ou Holdaway e Lee (1977), explicaria melhor as quantidades menores de

Tabela 7 – Valores da temperatura usando-se a calibragem de THOMPSON (1976) para biotita-granada

| Amostras | $K_D$ (gr – bio) <sub>1</sub> | $K_D$ (gr – bio) <sub>2</sub> | T°C <sub>1</sub> | T°C <sub>2</sub> |
|----------|-------------------------------|-------------------------------|------------------|------------------|
| 58       | 2,330                         | 2,795                         | 870              | 780              |
| 5/2      | 2,835                         | 2,804                         | 865              | 780              |
| 209/90   | 2,393                         | 3,393                         | 780              | 720              |

1 –  $K_D$  calculado com FeO como ferro total (biotita).

2 –  $K_D$  calculado considerando-se teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 2,50 e 3,00% (biotita).

Um outro valor para a temperatura é o fornecimento pelo par granada-biotita. É obtido utilizando-se a calibragem de Thompson (1976), que liga o  $K_D$  (Fe) granada-biotita a valores de temperatura. Um problema prático surge nesse caso e refere-se às quantidades reais de ferro trivalente na biotita, fato que não era crítico para a associação cordierita-granada. Os dados obtidos utilizando-se o Fe total são bastante elevados (Tabela 7), pois o  $K_D$  aumenta com o aumento do teor em Fe das biotitas. Para se ter uma idéia da diferença acarretada ao se deixar de lado os teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, foram calculados os valores de temperaturas (Tabela 7) assumindo-se com base na análise de biotitas semelhantes (Deer *et al.*, 1963), os teores de 2,5 a 3% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Pode-se ver que os resultados assim-obtidos são de 60 a 90°C menores que os anteriores e estão mais próximos daqueles fornecidos na Tabela 6.

Assim sendo, não levaremos em conta tais valores pelo menos até que se possa contar com determinações do Fe<sup>3+</sup> das biotitas.

## CONCLUSÕES

Os valores de P e T ora obtidos devem inicialmente ser comparados aos de Oliveira e Hypólito (no prelo) calculados a partir de orto e clinopiroxênios coexistentes em granulitos que ocorrem dentro do mesmo contexto metamórfico dos gnaisses e a distâncias inferiores a 5 km. Os corpos mais próximos desses granulitos forneceram valores de T entre 800 e 840°C e de P inferiores a 8 quilobárrios, sendo portanto, levemente superiores aos vistos na Tabela 6 (calibragem de Holdaway e Lee, 1977). Essa diferença positiva verificada nas determinações com piroxênios tem sido registrada em diversas áreas granulíticas como as da Província de Grenville, no Canadá (Nantel, 1977) e a de Rogaland, Noruega (Jaques de Dixmude, 1978). Várias explicações têm sido aventadas para tais diferenças, que no caso de São José do Rio Pardo poderiam ser três.

A primeira é a possível existência na região de um gradiente geotérmico. De fato, as temperaturas aumentam de oeste para leste, à medida que aumenta a distância dos tipos que contém cordierita. Na área de temperaturas mais altas, as associações nefelíticas contém apenas granada e sillimanita.

A segunda, muito citada na literatura, é a de que clino e ortopiroxênios coexistentes atingiram sua composição de equilíbrio antes da cordierita, granada e biotita, que teriam se equilibrado tardiamente, a temperaturas algo menores.

Finalmente, a terceira admitiria que um evento metamórfico posterior ao metamorfismo principal, ligado à migmatização generalizada que ocorre na área, teria rompido o equilíbrio inicial granada-cordierita.

De qualquer modo, os resultados ora obtidos são satisfatórios e perfeitamente compatíveis com as condições de P e T da fácies granulito.

#### BIBLIOGRAFIA

- BENCE, A.E. e ALBEE, A.L. – 1968 – Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, 76: 382-403.
- CURRIE, K.L. – 1971 – The reaction – 3 cordierite = 2 garnet + 4 sillimanite + 5 quartz – as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontário. *Contr. Miner. Petrol.*, 33: 215-226.
- CURRIE, K.L. – 1974 – A note on the calibration of the garnet cordierite geothermometer and geobarometer. *Contr. Miner. Petrol.*, 44: 35-44.
- DEER, W.A., WOHLEBERG, R.A. e ZUSSMAN, J. – 1963 – Rock forming minerals, Vol. III, Sheet silicates. Longmans, London.
- HENRY, J. – 1974 – Garnet-cordierite gneisses near the Egersund-Ogna anorthositic intrusion, southwestern Norway. *Lithos*, 7: 207-216.
- HENSEN, B.J. e GREEN, D.H. – 1971 – Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I Compositions with excess alumino-silicate. *Contr. Miner. Petrol.*, 33: 309-330.
- HENSEN, B.J. e GREEN, D.H. – 1972 – Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. II Compositions without excess alumino-silicate. *Contr. Miner. Petrol.*, 35: 331-354.
- HENSEN, B.J. e GREEN, D.H. – 1973 – Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications. *Contr. Miner. Petrol.*, 38: 151-166.
- HOLDAWAY, M.J. e LEE, M.S. – 1977 – Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contr. Miner. Petrol.*, 63: 175-198.
- HUTCHEON, I., FROESE, E. e GORDON, T.M. – 1974 – The assemblage quartz sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay Complex, N.W.T. *Contr. Miner. Petrol.*, 44: 29-34.
- JACQUES DE DIXMUDE, S. – 1978 – Géothermométrie comparée de roches du faciès granulite du Rogaland (Norvège méridional). *Bull. Mineral.* 101: 57-65.
- NANTEL, S. – 1977 – Le problème des équilibres cordierite-grenat et orthopyroxene-clinopyroxene en catazone. Application à la géothermo-barométrie dans le sud de la Province de Grenville. Tese de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade de Montreal (inédito).

- OLIVEIRA, M.A.F. de – 1973 – Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo, SP. *Rev. Bras. Geoc.* 3: 257-278.
- OLIVEIRA, M.A.F. de e ALVES, F.R. – 1974 – Geologia e petrografia da região de Caconde, SP. *An. XXVIII Congr. Bras. Geol.* 5: 133-143.
- OLIVEIRA, M.A.F. de e ALVES, F.R. – 1976 – Wollastonita em associações cálcicas de fácies granulitos, Caconde, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 6: 43-52.
- OLIVEIRA, M.A.F. de e HYPÓLITO, R. – no prelo – Ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo, SP. *Rev. Bras. Geoc.*
- OLIVEIRA, M.A.F. de, KIHARA, Y., ALVES, F.R. e OLIVEIRA, M.A. – em preparação – Geologia do complexo migmatítico-granulítico da região abrangida pelas folhas de São José do Rio Pardo e Caconde, SP.
- THOMPSON, A.B. – 1976 – Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, 276: 425-454.
- WYNNE-EDWARDS, H.R. e HAY, P.W. – 1963 – Coexisting cordierite and garnet from regionally metamorphosed rocks, Westport area, Ontário. *Can. Mineral.*, 7: 453-478.