

Boletim Especial do
Núcleo de Minas Gerais — SBG

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA E À PETROLOGIA

Dedicado à memória de
Djalma Guimarães

Publicado sob o patrocínio da
COMPANHIA BRASILEIRA DE METALURGIA E MINERAÇÃO



Belo Horizonte, agosto de 1985

Sociedade Brasileira de Geologia
Núcleo de Minas Gerais

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA E À PETROLOGIA

Dedicado à memória de
Djalma Guimarães

Publicado sob o patrocínio da
COMPANHIA BRASILEIRA DE METALURGIA E MINERAÇÃO



Belo Horizonte, agosto de 1985

Colaboradores

A. Barcellos da Silva, A. Bhaskara Rao, A. Licínio M. Barbosa,
C. V. Dutra, Consuelo R. V. Rodrigues, E. A. Ladeira, E. Gierth,
Iran F. Machado, J. Buchi, J. H. Grossi Sad, J. C. M. Danni, J. A. Mioto,
J. C. Danza Érrico, Kazuo Fuzikawa, M. L. Baecker, N. L. E. Haraly,
O. H. Leonardos Jr., T. Mendonça Jr., V. M. Hamza e Y. Hasui

NÚCLEO DE MINAS GERAIS
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
Rua Aimorés, 562 - S.105, Funcionários,
30000, Belo Horizonte, Brasil



DJALMA GUIMARÃES
1894-1973

APRESENTAÇÃO

Uma das mais significativas contribuições do prof. Djalma Guimarães foi, como se sabe, o estudo da região do Barreiro, em Araxá, que resultou na descoberta das reservas de nióbio, por cujo aproveitamento é responsável a Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração — CBMM. É natural, portanto, que sejamos estreitamente ligados ao nome e à obra do grande cientista mineiro. Exemplo disso é a Fundação mantida pela CBMM, que leva o seu nome. Ela presta ajuda a importantes obras em Araxá, principalmente na área de formação profissional, à qual tem prestado uma atenção especial, tendo para isso construído o Conjunto Integrado Professor Djalma Guimarães, dedicado à aprendizagem industrial e ao serviço social. Dá também uma contribuição ao setor cultural, sobretudo por meio da edição de obras de caráter científico e artístico. Dentro desse espírito, a CBMM não poderia deixar de prestar mais uma homenagem à memória de Djalma Guimarães, por ocasião das comemorações do cinquentenário de fundação do Departamento Nacional de Produção Mineral, onde ele desenvolveu o seu mais importante trabalho. Ao patrocinar a publicação desse volume especial que lhe é dedicado, contendo importantes trabalhos de algumas das personalidades mais representativas do setor, a CBMM espera colaborar para o estreitamento das relações entre o meio empresarial e a comunidade científica.

José Alberto de Camargo
Diretor Geral

INTRODUÇÃO

Em 1983, o Núcleo de Minas Gerais — Sociedade Brasileira de Geologia dedicou seu simpósio a dois importantes geocientistas: Djalma Guimarães (*in memoriam*) e John Van N. Dorr II. Em meados de 1984, um dos editores (A. B. S.) da presente publicação, com apoio total da Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração, sugeriu ao Núcleo de Minas Gerais a organização e divulgação de um volume homenageando Djalma Guimarães; a idéia foi prontamente aceita e o projeto levado adiante. Fundamentalmente, desejava-se dedicar artigos de vários especialistas à memória daquele que foi um dos grandes cientistas brasileiros, decorrida uma década de seu falecimento.

Durante o segundo semestre de 1984, os editores receberam a maior parte dos artigos ora enfileirados nessas Contribuições à Geologia e à Petrologia. Em abril de 1985, o datiloscrito foi terminado e, graças ao suporte da Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração, publica-se agora o volume. A iniciativa da CBMM é pioneira, e esperamos que o exemplo frutifique.

Djalma Guimarães deixou em todos os que o conheceram uma convicção e uma certeza: prestou muitos serviços às ciências brasileiras, sem pretender com isto nenhuma retribuição. Não tinha um emprego e sim uma carreira, à qual se dedicou integralmente.

Djalma Guimarães foi, indisputavelmente, o mais original pesquisador da petrologia das rochas e dos minérios, no Brasil. Várias de suas contribuições, decorrido quase meio século da sua publicação, têm conteúdo fortemente atual e moderno. Por isto, reproduzimos a seguir, de modo sintetizado, algumas das suas idéias, às quais ele, entusiasticamente e de modo perseverante, dedicou muito do seu esforço.

O primeiro assunto que conduziu Djalma Guimarães a uma intensa investigação se relaciona com a einstenitização, isto é, a transformação de clino em ortopiroxênio (Guimarães, 1929 e 1933). Um agudo senso de observação petrográfica levou-o a descrever vários aspectos singulares nas relações entre piroxênios de rochas basálticas do Alto Rio Branco e da Bacia do Paraná, entre os quais:

a) seções $\{010\}$ de augitas exibindo zona central com birrefringência normal envolvida por zona com birrefringência mais baixa que, por sua vez, é circundada por outra zona, de trama lamelar, e esta aureolada por hiperstênio ou enstatita. Ópticamente, tem-se dois tipos de piroxênio;

b) augitas com lamelas paralelas a $\{001\}$, de birrefringência mais baixa (correspondendo a ortopiroxênio);

c) grãos de ortopiroxênio geminados segundo $\{100\}$ com estrutura em espinha de peixe; cristais sem estrutura lamelar exibem extinção inclinada, que só é zero quando não mais se vê tal estrutura;

d) os principais intercrescimentos que ocorrem entre clino e ortopiroxênios são: lamelar, “mirmequítico” e “pertítico”. Em vários casos, comprovou-se que corpos em forma de bastonete, inclusos em ortopiroxênio, tinham composição piroxênica na parte central e augítica no bordo.

Uma detalhada investigação das propriedades ópticas, com precisas observações sobre posicionamento do elipsóide dos índices, foi feita. O fenômeno da transformação de clino em ortopiroxênio é interpretado como sendo uma substituição de cálcio por ferro e magnésio, com variação progressiva do elipsóide dos índices e conseqüente modificação da posição dos eixos ópticos.

Como o fenômeno indicado é intramagmático, os intercrescimentos de clino e ortopiroxênio podem ser usados como critério para se estabelecer a origem de certos maciços rochosos muito modificados, como, por exemplo, de charnockitos básico-intermediários, cujas rochas preservam tais intercrescimentos (Guimarães, 1951).

Em 1938, Djalma Guimarães propõe um modelo para a formação das rochas graníticas, com base em suas investigações petrográficas. Um dos seus critérios para o fenômeno é a substituição de plagioclásios por K-feldspato; como plagioclásios básicos têm maior relação Al/Si que os ácidos, durante a substituição de $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$ por K^+ , parte do Al^{3+} é substituída por Si^{4+} , modificando-se a coordenação, de modo que a organização da estrutura do feldspato potássico é facilitada. Como a hipótese de injeção de magma ácido implica a presença de Al^{3+} em proporção consideravelmente elevada no mesmo, não ocorreria a transformação de plagioclásio em K-feldspato, pois a liberação do Al e sua fixação na estrutura do K-feldspato seriam inibidas por causa do equilíbrio das concentrações iônicas. Por isso, o fenômeno de substituição de plagioclásio por K-feldspato prejudica a hipótese de injeção de magma ácido.

Segundo Djalma Guimarães, o processo denominado granitização compreende a substituição do plagioclásio e ferromagnesianos preexistentes (quando a composição original das rochas modificadas corresponde a esta mineralogia) por K-feldspato, quartzo, biotita e moscovita, através da agência de fluidos derivados de magmas basálticos que, em parte, assimilaram sedimentos encaixantes da pilha geossinclinal. Grande ênfase é colocada no preparo tectônico dos materiais em vias de granitização.

A formação de depósitos minerais epigenéticos, na óptica de Djalma Guimarães, é engenhosamente ligada ao processo de granitização (Guimarães, 1938 e 1948). Nos geossinclinais, as emanações magmáticas, de alta energia, coletariam elementos metálicos das rochas atravessadas (sedimentos) e os drenariam para níveis mais elevados da crosta, através das fissuras. Com o decréscimo contínuo da pressão e temperatura e com a modificação do potencial químico, a precipitação dos metais se modificaria progressivamente, com o desenvolvimento de zoneamento, etc.

Como os elementos metálicos existentes nas jazidas epigenéticas são mais abundantes (via de regra) nos sedimentos que em rochas ígneas, isto é usado como argumento fundamental para derivar tais elementos dos sedimentos percolados pelos fluidos magmáticos; em conseqüência, não se pode falar em um *ore magma*.

A concentração de elementos metálicos nos sedimentos é

explicada por Djalma Guimarães como provocada pela recorrência dos processos magmáticos envolvendo rochas basálticas, que contribuíram para a adução dos mesmos, naquelas. Assim, elementos originalmente dispersos como Au, Cu, Zn, V, etc. acumular-se-iam durante cada ciclo sedimentar.

Djalma Guimarães foi um cientista de grande criatividade, nunca tendo perdido de vista o fato de que, para se desenvolver hipóteses científicas, em geologia, necessitamos de dados básicos e de idéias que, combinadas de modo inteligente, permitem criar teorias constantemente enriquecidas por novos dados e novas idéias. Aliava uma personalidade forte, elegância de modos e fino senso de humor a um notável conhecimento das ciências geológicas.

Esse grande mineiro, como tantos outros, colocou-se a serviço da coletividade, sem nunca ter-se servido dela. Que seu exemplo seja seguido.

J. H. Grossi Sad

Geosol — Geologia e Sondagens Ltda.

A. Barcellos da Silva

Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração

Belo Horizonte, abril, 1985

Bibliografia de Djalma Guimarães

1924

Contribuição à petrographia do Brasil. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. 47 p. (Boletim 6).

As pirritas do carvão do Sul. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Primeiro congresso brasileiro de carvão e outros combustíveis nacionais: contribuições do Serviço Geológico e Mineralógico.* Rio de Janeiro. 88 p., p. 73-5 (Boletim 7).

(MORAES REGO, L. F.) Ensaio sobre a origem, composição e classificação do carvão nacional. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Primeiro congresso brasileiro*

de carvão e outros combustíveis nacionais: contribuições do Serviço Geológico e Mineralógico. Rio de Janeiro. 88 p., p. 77-88 (Boletim 7).

Estudos petrographicos de algumas rochas do Amapá. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 41-52 (Boletim 8).

Estudos petrographicos. In: MORAES, L. J. *Serras e montanhas do Nordeste.* Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras Contra as Seccas, v. 1, p. 82-122; v. 2, p. 71-114 (Boletim 58).

1925

- Aspectos econômicos da mica. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Contribuições à geologia econômica*. Rio de Janeiro. 98 p., p. 5-29 (Boletim 9).
- Estudo de algumas rochas relacionadas com as fontes mineiras de Araxá e outras. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Contribuições à geologia econômica*. Rio de Janeiro. 98 p., p. 79-98 (Boletim 9).
- Jazida de ouro de Cuyeté, no Município de Caratinga, Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 5-36 (Boletim 13).
- Breve notícia sobre uma jazida de samarskita, columbita e monazita. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 115-18 (Boletim 13).
- A indústria extrativa da mica. *O Jornal*, Rio de Janeiro, 12.01.
- Arrojadita, um novo mineral do grupo da wagnerita. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. 11 p. il. Separata Inspectoria de Obras Contra as Seccas (Publicação 58)

1926

- Eschwegeita, novo mineral encontrado em Minas Gerais. *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(1):1-2.
- Nota previa sobre um mineral radioactivo. *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(2):46-8.
- Nota sobre um mineral radioactivo da Fazenda Santa Clara, Município de Pomba, Estado de Minas Geraes. *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(4):114-24.
- Nota previa sobre a synthese do diamante. *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(7):269-71.
- Contribuição à petrographia do Estado de Minas; sobre o malignito de Araxá. *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(9):295-309.
- Novos dados sobre a "arrojadita". *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(10): 335-37.
- Nota petrographica sobre as rochas da bacia do Rio Doce. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Estudos geológicos e mineralógicos feitos na bacia do Rio Doce para o fim de localizar usinas siderúrgicas*. Rio de Janeiro. 107 p., p. 97-102. (Boletim 19).
- (MORAES REGO, L. F.) *Estudos geologico e petrographico da jazida de magnetita de Annitapolis, Estado de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 3-27 (Boletim 21).
- Wolframita e cassiterita no Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 63-70 (Boletim 21).
- Os diamantes em Minas. *O Jornal*, Rio de Janeiro (Número especial dedicado ao Estado de Minas Gerais).

1927

- (MORAES, L. J.) Meteorito caído na Serra do Magé, Município de Pesqueira, Pernambuco. *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(10).
- O diamante no Estado de Minas Geraes. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 1-46 (Boletim 24).
- (PAIVA, G.) Notas petrographicas. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 21-33. (Boletim 25).
- Nota previa sobre a synthese do diamante. Rio de Janeiro, Of. Graph. O Progresso do Brasil. Separata *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(7):269-71, 1926.
- Contribuição à petrographia do Estado de Minas; sobre o malignito de Araxá. Rio de Janeiro, Of. Graph. O Progresso do Brasil. Separata. *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(9):295-309, 1926.

1928

- Rochas do Rio Xingu, Estado do Pará. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 20-41 (Boletim 29).
- Rochas do Rio Fresco, Estado do Pará. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 45-55 (Boletim 29).
- Rochas do Rio Erepecuru. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mine-

ralógico. p. 41-53 (Boletim 31).

- Rochas do Rio Paru (Alto Erepecuru), Estado do Pará. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 54-6 (Boletim 31).
- Urane bearing minerals of Brazil. In: CONGR. GEOL. INT., 14, Madrid, 1926. *Comptes rendus*. Madrid, v. 4. p. 1789-94.
- A indústria extrativa do diamante no Estado de Minas Gerais. *Minério, Combustível e Transporte*, Rio de Janeiro, 1(7):179-80.
- Notas sobre os folhelhos betuminosos de Tremembé. *Minério, Combustível e Transporte*, 2(11):8-11.
- (MORAES, L. J.) *Meteorito caído na Serra de Magé, Município de Pesqueira, Pernambuco*. Rio de Janeiro, Of. Graph. O Progresso do Brasil. 4 p. il. Separata *Bol. Inst. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(10), 1927.

1929

- Genese dos minerios de manganéz. *Ann. Acad. Bras. Ciências*. Rio de Janeiro, 1(4): 171-72.
- Sobre a genese dos minérios de manganéz do Distrito de Lafayette. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 1(4):179-82.
- O processo de hyperstenisação nas rochas do Alto Rio Branco. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 1(4):191-95.
- Sobre um processo de separação do uranio, do zirconio, tantalio, niobio, titanio, ferro, manganéz, chumbo, estanho, cobre, nickel e chromo. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 1(4):198-200.
- (PAIVA, G.) *Epidiabásio (petrografia)*. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. p. 9 (Boletim 36).
- Aspectos econômicos da mica. 2. ed. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. 34 p. (Boletim 43).
- Upland diamond deposits, Diamantina District, Minas Geraes. *Economic Geology*, New Haven, 24(4):444-47.
- Der gegenwartige stand der goldindustrie in Brazilien. *Intern. Bergwirtschafft u. Bergtechnik*, B22:270-72.
- Notas sobre os folhelhos betuminosos de Tremembé. *Minério, Combustível e Transporte*, Rio de Janeiro, 1(9):219-20.
- Jazida de samarskita, columbita e monazita do Divino. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Relatorio annual do diretor anno 1927*. Rio de Janeiro. p. 61-8.
- (MORAES, L. J.) Estudos sobre a rocha-matriz do diamante. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Relatorio annual do diretor anno 1928*. Rio de Janeiro, Pape-laria Brazil. 200 p.
- Urane bearing minerals of Brazil. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Minerals resources of Brazil*. Rio de Janeiro. p. 15-20. Separata CONGR. GEOL. INT., 14, Madrid, 1926. *Comptes rendus*. Madrid, 1928, v. 4. p. 1798-94.

1930

- O phenomeno da hyperstenisação e sua exegese. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(1):1-11.
- Genese do diamante. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(2):77-86.
- (MORAES, L. J.) Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(3):153-86.
- Sobre o estado chimico e chalcographico do minerio complexo de antimonio, chumbo e zinco do Morro do Bule (Trabalho comunicado na sessão de 15 de abril de 1930 da Acad. Bras. Ciências). *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(4):232.
- Sobre a geologia da Serra da Matta da Corda (Trabalho comunicado na sessão de 29 de julho de 1930 da Acad. Bras. Ciências). *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(4):233.
- Sobre a influencia do metasilicato de sódio na diferenciação das rochas basálticas (Trabalho comunicado na sessão de 24 de maio de 1930 da Acad. Bras. Ciências). *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(4):233.

- Sobre as rochas basálticas das ilhas atlânticas (Trabalho comunicado na sessão de 14 de maio de 1930 da Acad. Bras. Ciências). *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(4):233.
- (MORAES, L. J.) Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais (Trabalho comunicado na sessão de 23 de setembro de 1930 da Acad. Bras. Ciências). *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(4):234.
- Província magmática de Roroimã; Brasil septentrional*. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. 57 p. il. (Boletim 45).
- O phenomeno da hyperstenisação e sua exegese*. Rio de Janeiro, Papelaria Americana. 11 p. Separata. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 2(1): 1-11, 1930.

1931

- Magma basáltico do Brasil meridional. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 3(1):13-27.
- (SOUZA, H. C. A.) Estudo petrographico das rochas colhidas nos arredores da cidade da Bahia. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 3(4):176-85.
- Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais*. Rio de Janeiro, Serv. Geol. e Mineralógico. 36 p. il. (Boletim 55).
- (MORAES, L. J.) The diamond bearing region of Northern Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, Lancaster, 26(5):502-30.
- Petrographia e mineralogia. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Relatorio annual do director, anno 1930*. Rio de Janeiro. p. 25-8.
- Tungstênio. In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Chromo, molybdenio, nickel e tungstênio no Brasil*. Rio de Janeiro. 52 p., p. 41-52 (Boletim 56).

1932

- Notícias sobre um mineral de Diamantina, Minas Gerais. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 4(1):21-3.
- Notas petrographicas. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 4(1):29-32.
- (SOUZA, H. C. A.) Estudos sobre o euclásio de Trino, Hargreaves, Município de Ouro Preto. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 4(2):33-7.
- Rochas provenientes dos rochedos de São Pedro e São Paulo (nota adicional). *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 4(2):61.
- (SOUZA, H. C. A.) Svanbergita. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 4(3):115-16.
- Novas occurrencias de mineraes no Brasil. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 4(3):125-26.
- Sobre a rocha matriz do diamante de Minas Geraes, Brasil. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 4(4):173-76.
- Estudo de jazida de ouro no Estado de Minas Geraes, In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Relatorio annual do director anno 1931*. Rio de Janeiro, 152 p., p. 125-35.

1933

- Os amphibolitos da região diamantífera do Norte de Minas Geraes. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 5(4):237-57.
- Os amphibolitos da região diamantífera do Norte de Minas Geraes. *Ann. Esc. Minas de Ouro Preto*, (24):3-29.
- A industria do ouro no Estado de Minas Geraes*. Belo Horizonte, Serv. Geogr. e Geológico. 54 p. il. (Boletim 1).
- Província magmática do Brasil meridional*. Rio de Janeiro, Serv. Geogr. e Geológico. 70 p. il. (Boletim 64).
- A província magmática do Brasil meridional*. Belo Horizonte, Serv. Geogr. e Geológico. 65 p. il. (Monografia 1).

1934

- Informações sobre aparelhos e dispositivos para extração de ouro de aluvião*. Rio de Janeiro, DNPM, Serv. Fom. Prod. Mineral. 15 p. il. (Avulso 1).

- Jazida de minério de ouro de Juca Vieira e Lagôa Dourada*. Rio de Janeiro, DNPM, Serv. Fom. Prod. Mineral. p. 1-27 il. (Boletim 1).
- (OPPENHEIM, V.) *Notas preliminares sobre algumas jazidas de minério de ouro do Estado de Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Serv. Fom. Prod. Mineral. 39 p. il. (Boletim 1).
- Jazida de minério sulfurado do Morro do Bule, Hargreaves, Ouro Preto*. Belo Horizonte, Serv. Geogr. e Geológico. 26 p. il. (Boletim 2).
- (BARBOSA, O.) Mapa geológico do Estado de Minas Gerais. In: MINAS GERAIS, Departamento dos Serviços Geográfico e Geológico. *Resumo da geologia do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte. 40 p. Anexo (Boletim 3).
- Informações sobre aparelhos e dispositivos para extração de ouro de aluvião*. *Bol. Minist. Agricultura*, Rio de Janeiro, 23 (1/3):49-60.
- Programa de estudos econômicos pelo Serviço de Fomento da Produção Mineral. *Bol. Minist. Agricultura*, 23 (7/9):37-44.
- À margem de "Os satélites do diamante"*. Belo Horizonte, Serv. Geogr. e Geológico. 37 p. il. (Monografia 2).
- Esboço paleogeográfico do Estado de Minas Gerais. *R. Inst. Hist. e Geographico Brasileiro*, Rio de Janeiro. p. 563-69. Assembleia inaugural 1932-1933. Instituto Panamericano de Geografia e Historia. v. 1.

1935

- (MORAES, L. J. & BARBOSA, O.) Geologia e petrologia do Districto Federal e immediações. *Ann. Esc. Minas de Ouro Preto* (26).
- Contribuição ao estudo da origem dos depósitos de minérios de ferro e manganez do Centro de Minas Geraes*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 70 p. (Boletim 8).

1936

- O processo de microlinisação. *Ann. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 8(3):205-15.
- Jazidas plumbo-argentíferas do Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 21-6 (Boletim 14).
- Relatório da diretoria do Serviço de Fomento da Produção Mineral 1933/1934*. Rio de Janeiro, DNPM, Serv. Fom. Prod. Mineral. 118 p. (Boletim 14).
- (ERICHSSEN, A.) Districto petrographico de Camisão, Estado da Bahia; ocorrência de apatita, estudo petrographico. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 1 (1):17-21.
- A indústria carbonífera no Sul do Brasil. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 1 (2):50-3.
- Quadro chrono-geológico do Brasil. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 1 (2):65-71.
- Phases metallogeneticas do Brasil. In: INSTITUTO Brasileiro de Mineração e Metalurgia: reunião regular de 3 de julho de 1936. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 1 (2):81.
- Fertilizante natural. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 1 (4):145-6.
- (LOBO, J. B.) Estudo petrographico de rochas do Estado da Bahia (Município de Camisão). Rio de Janeiro, DNPM (Relatório 622).
- Quadro chrono-geológico do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, Serv. Fom. Prod. Mineral (Publicação especial 1). Separata *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 1 (2):65-71, 1936.

1937

- Contribuição à metallogenese do massiço brasileiro*. Rio de Janeiro, DNPM, Serv. Fom. Prod. Mineral. 86 p. il. mapa (Boletim 16).
- Estudos petrographicos de rochas do Norte de Minas. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Serviço de Fomento da Produção Mineral. *Geologia econômica do Norte de Minas Geraes*. Rio de Janeiro, 191

p. il., p. 165-90 (Boletim 19).

Notas sobre a mina de ouro de Juca Vieira, Caeté, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 1(5):177-81.

Aspectos econômicos da mica. *R. Bras. de Engenharia*, Rio de Janeiro, 32(8):287-89.

1938

Metallogênese e a teoria migratoria dos elementos. Rio de Janeiro, DNPM, Serv. Fom. Prod. Mineral. 67 p. il. (Boletim 24).

Das problem der granitbildung. *Chemie der Erde*, Jena, 12:83-94.

Metalogênese à luz da geoquímica. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 3(14):70.

(MORAES, L. J. & HUSSAK, E.) Minas Gerais. In: CALÓGERAS, J. P. *As minas do Brasil e sua legislação*. 2. ed. refund. atual. São Paulo, Cia. Editora Nacional. 3 t. em 1 v., cap. 9, p. 104-402. (Biblioteca pedagógica brasileira, ser. 5 - Brasileira, 134.)

1940

A teoria da granitização progressiva. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 5(27):111.

Informações sobre aparelhos e dispositivos para extração de ouro de aluvião. *R. Bras. Chimica*, São Paulo, 9(53):178-86; (54):216.

1941

Hipoteses versus fatos. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 5(30):259-60.

(ARAÚJO, J. B.) Mina de ouro de Juca Vieira. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 6(31):10-21.

1942

Informações sobre aparelhos e dispositivos para extração de ouro de aluvião. 3. ed. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 20 p. il. (Avulso 51).

Arrojadita, um novo mineral do grupo de wagnerita. *Bol. Fac. Fil. Ciênc. e Letras da Univ. São Paulo*, 30:3-16 (Mineralogia 5).

Informações sobre aparelhos e dispositivos para extração de ouro de aluvião. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 6(35):219-25.

1944

(GUEDES, S. V.) *Nota preliminar sobre a região estanífera de São João Del Rei, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 26 p. il. (Avulso 58).

Jazida de minério auro-cupro-antimonífero de Bico de Pedra, Rodrigo Silva, Município de Ouro Preto. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 27 p. il. (Avulso 59).

(COELHO, I. S.) *Nota preliminar sobre a jazida de minerais tungstênicos em Sumidouro, Mariana, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 42 p. il. (Avulso 60).

1945

Cassiterita, calcopirita e volframita; Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 55-64 (Boletim 64).

(COELHO, I. S.) *Bauxita do Morro do Cruzeiro em Ouro Preto, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 40 p. il. (Boletim 67).

Introdução. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Estanho e tungstênio no Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral (Boletim 70).

Pirita; Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div.

Fom. Prod. Mineral. p. 105-16 (Boletim 74).

Tungstênio; Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 123-30 (Boletim 74).

Discussão sobre a gênese de depósitos de laterita bauxítica. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 8(48):357-61.

1946

Notícias do segundo Congresso Pan-Americano de Engenharia de Minas e Geologia. *Arquitetura e Engenharia*, 1(3).

Nota preliminar sobre a jazida de apatita de Barreiro, Município de Araxá, Minas Gerais. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 43 p. (Avulso 2).

Conferência pronunciada no banquete aos membros do Congresso Pan-Americano de Engenharia de Minas e Geologia em Belo Horizonte, em 10-10-946. In: MINAS GERAIS. Instituto de Tecnologia Industrial. *Nota preliminar sobre a jazida de Barreiro, Município de Araxá*. Belo Horizonte. 43 p., p. 34-43 (Avulso 2).

Contribuição à gênese dos magmas toleíticos. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 70 p. il. (Boletim 1).

Enstenitização e o zoneamento dos plagioclásios. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 26 p. (Boletim 2).

Tungstênio; Sumidouro de Mariana, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral (Boletim 77).

(COELHO, I. S.) *Bauxita, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 27-9 (Boletim 77).

(GUEDES, S. V.) *Estanho — Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 72-8 (Boletim 77).

Ouro — Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 91-6 (Boletim 77).

(COELHO, I. S.) *Blenda, estibinita e outros minerais sulfurados; Morro do Bule — Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 25-7 (Boletim 79).

(COELHO, I. S.) *Cinábrio, Estado de Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 59-72 (Boletim 79).

Manganês — Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 121-22 (Boletim 99).

Jazidas minerais de origem magmática. In: CONGRESSO PAN-AMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2, Petrópolis, 1946. *Anais*. Petrópolis. v. 2. p. 9-22.

(COELHO, I. S.) *Prospecção da jazida zinco-antimonífera do Morro do Bule, em Ouro Preto, Minas Gerais*. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 11(61):59-60.

(COELHO, I. S.) *O cinábrio de Dom Bosco, Minas Gerais*. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 11(63):161-66.

Fertilizantes: problema de sobrevivência. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 11(64):191-92.

1947

Contribuição à metalogênese das formações árcueo-proterozóicas no Brasil. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial (Boletim 4).

Origem das rochas alcalinas. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 102 p. (Boletim 5).

(COELHO, I. S.) *Manganês, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 45-54 (Boletim 82).

A província magmática de Roraimã. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia. 107 p., il. (Boletim 121).

Mineral deposits of magmatic origin. *Economic Geology*, Lancaster, 42(8).

1948

The zirconium ore deposits of the Poços de Caldas plateau, Brazil and zirconium geochemistry. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 78 p. il. (Boletim 6).

- (BRAJNIKOV, B.) *Enstentization in the palisade sill diabase and its consequences*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 30 p. il. (Boletim 7).
- La genèse des orthopyroxènes. *Bull. Soc. Géol. de France*, Paris, serie 5, 18(8/9):645-61.
- Age determination of quartz veins and pegmatites in Brazil. *Economic Geology*, Lancaster, 53(2).
- Novos rumos científicos. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 12(72):300.

1949

- (FLORÊNCIO, W.) L'âge de quelques pegmatites brésiliennes. *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 21(4):315-28.
- Geoquimismo magmático e origem dos batolitos graníticos*. (Mit deutscher übersetzung.) Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 122 p. (Boletim 9).
- As forças propulsoras da vida e a geoquímica*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 89 p. il. (Boletim 10).
- Chronologie géologique fondée sur la désintégration atomique des minéraux radioactifs. *Bull. Soc. Géol. de France*, Paris, 19.
- Congresso da "Geological Society of America". *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 13(77):282.

1950

- A jazida de djalmaita de Volta Grande, Rio das Mortes, Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 22(1):51-71.
- O estilo de evolução geodinâmica do Escudo Brasileiro e sua influência nos processos metalogênicos. *Bol. Ass. Bras. Metais*, São Paulo, 6(20):205-23.
- A química como instrumento de pesquisa para o geólogo. *Bol. Ass. Química do Brasil*, São Paulo, 8(4):49-54.
- Considerações sobre o uso de superfosfatos. In: REUNIÃO BRAS. CIÊNCIA DO SOLO, 1. Rio de Janeiro, 1947. *Anais*. Rio de Janeiro. p. 277-79.

1951

- Arqui-Brasil e sua evolução geológica*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 314 p., il. (Boletim 88).
- (LEINZ, V.) *Arqueozóico*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 7-27 (Boletim 88).
- A química como instrumento de pesquisa para o geólogo. *Eng. e Química*, Rio de Janeiro, 3(1):3-7.

1952

- A propósito do processo de enstentização. *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 24(1):15-22.
- A propósito da gênese dos ortopyroxênios. *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 24(2):143-57.
- (BRAJNIKOV, B.) Notes sur le problème chronogéologique. *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 24(3):211-14.
- (PEIXOTO, F.) Problemas de cronogeologia. *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 24(3):215-25.
- Encore à propos de la genèse des orthopyroxènes*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 33 p. il. (Avulso 11).
- Tratamento do granito estanhífero de Volta Grande e Germinal. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Fomento da Produção Mineral. *Relatório da diretoria 1950*. Rio de Janeiro. 160 p., p. 74-87 (Boletim 93).
- Diretrizes científicas adotadas na pesquisa de depósitos uraníferos. *R. Escola de Minas*, Ouro Preto, 17(5):3-9.
- Jazidas minerais de origem magmática. *R. Escola de Minas*, Ouro Preto, 17(6):13-29.
- Descrição petrográfica da região da cabeceira de Paulo Afonso. In: BRASIL. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. *Estudos da zona de influência da Cachoeira de Paulo Afonso*. Rio de Janeiro, 910 p., p. 131-38.

1953

- (ILCHENKO, W.) *Sobre a possibilidade de utilização agrícola dos sienitos nefelínicos do planalto de Poços de Caldas, Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 15 p. (Avulso 15).
- Notas à margem da crítica*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. p. 3-6 (Avulso 16).
- Os depósitos de minério de ferro do quadrilátero central de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. p. 7-31. (Avulso 16).
- Notas à margem de "O sial", o arqueano e suas granitizações*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. p. 33-9 (Avulso 16).
- Again on the genesis of the orthopyroxenes*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 52 p. il. (Boletim 14).
- (COELHO, I. S. & BELESKIJ, V.) *Notas sobre algumas jazidas de minério de manganês e ferro do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial (Boletim 15).
- (PEIXOTO, F.) *Problemas de cronogeologia*. Belo Horizonte, Instituto de Pesquisas Radioativas. 35 p. (Publicação 1).
- (CAMPOS, M. & FIGUEIREDO, D. G.) *Algumas rochas alcalinas de Poços de Caldas, relacionadas com as jazidas de caldasito uranífero*. Belo Horizonte, Instituto de Pesquisas Radioativas. 38 p. il. (Publicação 2).

1954

- (ILCHENKO, W.) Rochas com pseudoleucita ou epileucita de Poços de Caldas. *Bol. Agricultura*, Belo Horizonte, 3(1/2): 11-3.
- (ILCHENKO, W.) Sobre a possibilidade de emprego dos foiaitos de Poços de Caldas como fertilizantes potássicos. *Bol. Agricultura*, Belo Horizonte, 3(5/6): 13-22.
- (ILCHENKO, W.) Apatita de Barreiro, Araxá, Minas Gerais. *Bol. Agricultura*, Belo Horizonte, 3(7/8):17-34; (9):19-37; 4(1/2): 45-6.
- (ILCHENKO, W.) *O processo de decomposição das rochas alcalinas do planalto de Poços de Caldas — Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Instituto de Pesquisas Radioativas. 52 p. (Publicação 3).

1955

- (MORAES, L. J.) *Um mineral raro nos foiaitos de Serrote, Cascata, Município de Águas da Prata, São Paulo*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 8 p. (Avulso 19).
- (ILCHENKO, W.) O processo de decomposição das rochas alcalinas no planalto de Poços de Caldas, Estado de Minas Gerais. *Bol. Agricultura*, Belo Horizonte, 4(3/4): 59-74, (7/8): 69-56.
- Contribuição ao estudo dos tufos vulcânicos da Mata da Corda*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 27 p. (Boletim 18).
- Relatório sobre a jazida de piroclorita de Barreiro, Araxá, Minas Gerais* (Relatório de pesquisa para aditamento de pirocloro, apresentado ao DNPM em 22-6-55). Belo Horizonte.
- Report of the niobium (columbium) ore deposit of Barreiro, Araxá, Minas Gerais, Brazil*. (Relatório sobre a jazida de pirocloro de Barreiro, Araxá, Minas Gerais.) Versão para o inglês de Djalma Guimarães. Belo Horizonte.

1956

- Areas geologically favorables to occurrence of thorium and uranium in Brazil*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 14 p. il. (Boletim 21).
- Os charnockitos do Espírito Santo*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 30 p. (Boletim 23).
- Concentrados estanhíferos no Município de São João Del Rei, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 42-72 (Boletim 99).
- Tratamento do granito estanhífero de Volta Grande e Ger-*

nal, Distrito de Nazareno, Município de São João Del Rei, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 73-84 (Boletim 99).

1957

- Influência dos metais nas civilizações históricas. *An. Esc. Minas de Ouro Preto* (30): 3-28.
- Relatório sobre a jazida de pirocloro de Barreiro, Araxá, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral (Boletim 103).
- Ocorrência de um mineral raro no pegmatito de Germinal, Distrito de Nazareno, MG. *R. Escola de Minas, Ouro Preto*, 21(2):76.

1958

- Rochas alcalinas da região do Fecho dos Morros, no Sul de Mato Grosso e República do Paraguai; estudo petrográfico dos sienitos da região do Fecho dos Morros. *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 30(2):171-73.
- Evolução tectônica da região de ocorrência dos pegmatitos tantaló-estaníferos e uraníferos, Distrito de Nazareno, São João Del-Rei, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 20-47 (Boletim 97).
- Concentrados estaníferos no Município de São João Del-Rei. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Fomento da Produção Mineral. *Relatório da diretoria 1951*. Rio de Janeiro. p. 48-74 (Boletim 97).
- Notas à margem de "O paládio e a platina no Brasil" de E. Hussak. *Bol. Soc. Bras. de Geologia*, São Paulo, 7(2):15-33.
- Meteorito do Córrego de Areado, Patos, Minas Gerais. *Bol. Soc. Bras. de Geologia*, São Paulo, 7(2):33-7.
- Granitização e metalogênese. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 28(166):217-19.
- Colúmbio em Barreiro, Araxá, Minas Gerais. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 28(168):343-44.
- Geologia estratigráfica e econômica do Brasil*. Belo Horizonte, Gráfica Santa Maria. 450 p. il.

1959

- Rocha torífera do Onça, Sul de São João Del Rei, Minas Gerais. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 23(137): 231.
- Areas geologically favorables to occurrence of thorium and uranium in Brazil. In: INTER. CONF. PEACEFUL USES ATOMIC ENERGY, 1, Genebra, Aug. 8-20, 1955. *Proceedings*. New York, United Nations. 16 v., v. 6. Geology of uranium and thorium. p. 129-33 il. mapa.
- (BELEZKIJ, V.) The stano-tantaló-uraníferous deposits and occurrences in the region of São João Del Rei, Minas Gerais, Brazil. In: INTER. CONF. PEACEFUL USES ATOMIC ENERGY, 1, Genebra, 1955. *Proceedings*. New York, United Nations, 16 v., v. 6. Geology of uranium and thorium. p. 143-146.
- (BELEZKIJ, V.) *Sobre uma ocorrência singular de platina e geologia da parte central da Serra do Cipó*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 7-80 il. (Boletim 106).
- Notas à margem de "O paládio e a platina no Brasil" de E. Hussak. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 81-102 (Boletim 106).
- Petrologia das rochas metamórficas*. Ouro Preto, Escola Nacional de Minas e Metalurgia.

1960

- Uma singular variedade de escarnito. *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 32(2):231-35.
- Contribuição ao estudo dos granitos brasileiros. *An. Esc. Minas Ouro Preto* (33):13-52.
- Fundamentos da petrologia e as rochas ígneas do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 410 p. (Boletim 107).

1961

- (DUTRA, C. V.) *Ainda sobre a gênese dos charnockitos*. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial (Avulso 22).
- Nota sobre a gênese da microlina e considerações sobre alguns dados da cronologia brasileira. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 16 p. (Avulso 23).
- A origem dos charnockitos. *Bol. Soc. Bras. de Geologia*, São Paulo, 10(2):5-38.
- Contribuição ao estudo dos granitos brasileiros. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial. 46 p. il. (Boletim 27).
- Contribuição ao estudo das rochas alcalinas do Brasil. Belo Horizonte, Instituto de Tecnologia Industrial (Boletim 28).
- Fundamentos da metalogênese e os depósitos minerais do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 441 p. (Boletim 109).
- Gênese do minério de ferro do quadrilátero central de Minas Gerais. Ouro Preto, Soc. Interc. Cult. Est. Geológicos. p. 11-28 (Publicação 1).

1962

- (DUTRA, C. V.) Distribuição de alguns constituintes menores nas rochas alcalinas do Brasil. *Bol. Soc. Bras. de Geologia*, São Paulo, 11(1):5-26.
- (CARVALHO, P. & DECHECH, D.) *Jazida plumbocinzífera do Município de Vazante Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 147 p. (Boletim 110).
- (ALVES, B. P. & DUTRA, C. V.) *Petrologia e geoquímica do maciço de Matola, Emboabas, S. João Del Rei, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM. p. 16-49 (Boletim 112).
- (DUTRA C.V.) *Contribuição à geoquímica das rochas alcalinas do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 48-70 (Boletim 112).
- Objeto da geologia econômica. Histórico do uso dos minerais. Teorias metalogenéticas. *Gemologia*, São Paulo, 8(29/30):21-6.
- Gênese do minério de zinco de Vazante, Minas Gerais. Ouro Preto, Soc. Inter. Cult. Est. Geológicos. p. 101-47 (Publicação 2).

1963

- Relatório final de pesquisa das jazidas de djalmaita, tantalita e cassiterita*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 42-6 (Boletim 101).
- Súmula geoquímica*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 265 p. (Boletim 115).
- Depósitos sedimentários. *Gemologia*, São Paulo, 8(31):39-44.
- Prospecção de minerais de cobre, Chapada Grande, Bom Jesus da Lapa*. s. 1., DNPM (Relatório 1313).

1964

- (DUTRA, C. V.) *Contribuição à petrografia e geoquímica da jazida estanífera de Ipameri - Goiás*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 13-40 (Avulso 86).
- (DUTRA, C. V.) *Petrologia e geoquímica de metamorfitos proterozóicos da Chapada Grande, Bacia do São Francisco - Oeste da Bahia*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 40-65 (Avulso 86).
- Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 674 p. il. (Memória 1).

1965

- Princípios de metalogênese e geologia econômica do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 625 p. il. (Boletim 121).
- Considerações sobre dados cronogeológicos da América do Sul e outros continentes*. Rio de Janeiro, DNPM, Div.

Geol. Mineralogia. 41 p. (Boletim 228).

A evolução do meio físico do escudo brasileiro através do tempo geológico. *Ciência e Cultura*, São Paulo, 17(3):379-83.

1966

Contribuição ao estudo das formações árqueo-proterozóicas do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral (Avulso 89).

Contribuição ao estudo do polimetamorfismo da Série de Minas. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 54 p. (Avulso 90).

O método ótico de determinação de idade absoluta. *Bol. Inst. Geologia*, Ouro Preto, 1(3/4):137-47.

Idade do ugandito de Sacramento, Minas Gerais, pelo método da dispersão da birrefringência. *Bol. Inst. Geologia*, Ouro Preto, 1(3/4):157-58.

(DUTRA, C. V.) Idade do maciço alcalino de Itatiaia, Minas Gerais. *Bol. Inst. Geologia*, Ouro Preto, 1(3/4):165-67.

(GROSSI SAD, J. H.) Observações geológicas e petrográficas em Salitre e Serra Negra, Patrocínio, Minas Gerais. *Bol. Inst. Geologia*, Ouro Preto, 1(3/4):169-80.

Os metamorfitos denominados "micaxistos Seridó". Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia (Boletim 237).

1967

(MELO, S. M. G. & MELO, E. A. V.) O complexo de Bação. *Bol. Inst. Geologia*, Ouro Preto, 2(1):1-12.

(DUTRA, C. V.) Idade de algumas rochas ígneas do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 57 p. il. (Boletim 130).

O novo método de determinação de idade absoluta. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia. 26 p. (Boletim 240).

Idade de duas rochas do Sul de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia (Notas preliminares e estudos, 137).

Ocorrência de fosforita no Município de Abaeté, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia. 18 p. (Notas preliminares e estudos, 144).

1969

O difundido equívoco em relação ao conceito de equilíbrio em petrologia e outras relevantes questões. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 32 p. il. (Avulso 94).

Considerações sobre a origem dos depósitos de cassiterita do Território de Rondônia. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 7 p. (Avulso 98).

(DUTRA C.V.) *Contribuição ao estudo da Série Bambuí*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia (Boletim 234).

Contribuição ao estudo do método ótico de determinação de idade absoluta. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia (Notas preliminares e estudos, 147).

Ainda sobre considerações referentes a dados cronogeológicos de vários continentes. *R. Escola de Minas*, Ouro Preto, 27(2):65-6.

1970

Influência de perturbações do equilíbrio gravitacional em processos geológicos. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral (Avulso 99).

(VIANNA, I. A.) *Dados cronogeológicos de algumas rochas ígneas mesozóicas do Brasil e sua significação geodinâmica*. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 7-27 (Avulso 99).

Comentários sobre a cristalquímica de piroxênios de rochas básicas. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 29-35 (Avulso 99).

Algumas considerações sobre o processo de enstentização. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 37-44 (Avulso 99).

Notas sobre a gênese do diamante. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. p. 45-50 (Avulso 99).

Arqueogênese do ouro na região central de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Fom. Prod. Mineral. 51 p. il. (Boletim 139).

(DUTRA, C. V.) Catalão II, uma nova ocorrência de pirocloro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília 1970. *Resumo das Conferências e Comunicações*. Brasília, SBG. p. 240-41.

Considerações cronogeológicas sobre a deriva do continente sul-americano. *R. Escola de Minas*, Ouro Preto, 28(3):91-3.

1971

(BEZ, L. & GUIMARÃES, J.) Distrito vulcânico de Rio Verde. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, 1971. *Anais*. São Paulo, SBG. V. 2, p. 121-28.

Considerações cronogeológicas sobre a deriva do continente sul-americano. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia. 11 p. (Notas preliminares e estudos, 148).

Gênese da Bacia Amazônica. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia. 9 p. (Notas preliminares e estudos, 149).

O arenito parecis e sua posição cronogeológica. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia. 12 p. (Notas preliminares e estudos, 150).

Tendência hodierna no sentido de reformulação do conceito metalogenético. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia. 9 p. (Notas preliminares e estudos, 151).

As revoluções da crosta terrestre e o conceito de policiclismo. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. e Mineralogia. 12 p. (Notas preliminares e estudos, 152).

Estudo de algumas rochas da Bahia. Rio de Janeiro, DNPM, 20 p. datil. (Relatório 1.618).

Gênese da Bacia Amazônica. *R. Escola de Minas*, Ouro Preto, 29(1):24-6.

1972

(GOMES, I.) Ocorrência de charnockito hipertico entre Ganhães e Virgíópolis - MG. *R. Escola de Minas*, Ouro Preto, 30(3):31-4.

Algumas contribuições à geologia do Brasil. Belo Horizonte, Tipografia Santa Edwirdges.

1973

Uma contribuição alienígena sobre os ciclos orogênicos do Brasil. Belo Horizonte, Sergraf.

1977

Estudos petrográficos. In: MORAES, L. J. de. *Serras e montanhas do Nordeste*. 2 ed. Rio Grande do Norte, Escola Superior de Agricultura de Mossoró. 2 v. il. (Coleção Mossoroense, 35).

1978

O problema da formação do granito. Das problem der granitbildung. Trad. Margarete Hermanns Xavier. Rio de Janeiro, 17 p. datil. s.d.

(LOBO, J. B.) *Os minerais fosfatados satellites do diamante*. Rio de Janeiro, DNPM, s. d. (Relatório 550).

(ROCHA, D. F.) *Petrografia da Série Lavras*. s. 1., DNPM, s. d. (Relatório 560).

Tungstênio/RS. Porto Alegre, DNPM, s. d. (Relatório 562)

(ERICHSSEN, A.) *Distrito petrográfico de Camisão, Estado da Bahia; ocorrência de apatita; estudo petrográfico*. Rio de Janeiro, DNPM, s. d. 15 p. dat. (Relatório 844).

CONTEÚDO

Ode a Djalma Guimarães <i>Iran F. Machado</i>	1
Pirocloro de Araxá <i>C. V. Dutra</i>	3
Rochas da Série Kamafugítica na Região de Amarinópolis, Goiás <i>J. C. M. Danni</i>	5
A Origem dos Charnockitos e Rochas Afins da Região do Médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro <i>J. H. Grossi Sad & A. Licínio M. Barbosa</i>	15
Inclusões Fluidas: Métodos Usuais de Estudo e Aplicações <i>Kazuo Fuzikawa</i>	29
Some Mineralogical Characteristics of The Main Constituents of The Unweathered Section of The Carbonatite Complex Catalão I, Goiás, Brazil <i>E. Gierth, O. H. Leonardos Jr. & M. L. Baecker</i>	45
Batólito Granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil <i>A. Licínio M. Barbosa & J. H. Grossi Sad</i>	49
Estruturas dos Exofenitos do Domo de Catalão I, Estado de Goiás <i>A. Bhaskara Rao & T. Mendonça Júnior</i>	63
Ensaio Sobre a Estruturação Crustal do Estado de Minas Gerais com Base na Informação Geofísica e Geológica <i>N. L. E. Haralyi, Y. Hasui, J. A. Mioto, V. M. Hamza & Consuelo R. V. Rodrigues</i>	71
Metalogênese do Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil <i>Eduardo A. Ladeira</i>	95
O Minério de Ferro da Região da Bacia do Rio Itajaí, Santa Catarina <i>J. Buchi</i>	153
Geostatística em Jazida de Bauxita: O Caso de Poços de Caldas <i>J. C. Danza Érrico</i>	165
Araxá, Uma Reserva Inesgotável de Nióbio <i>A. Barcellos da Silva</i>	175

ODE A DJALMA GUIMARÃES

IRAN F. MACHADO

Acho que os amigos Admar Barcellos e Grossi Sad cometeram sério equívoco ao convidar-me para preparar um artigo sobre o Djalma Guimarães. Meus motivos para recusar o convite seriam vários: 1.º) lembro ter visto o Djalma apenas uma vez em Belo Horizonte, apresentado pelo saudoso Benedito Paulo Alves (Benê), no escritório do DNPM; minha lembrança é muito vaga, mas recorro a uma personalidade sóbria, discreta, austera, enfim, tudo aquilo que nos transmitem os velhos álbuns de família; 2.º) não faço segredo de que sou um petrógrafo aposentado, de vocação despertada pelo velho Heinz Ebert ao procurar desvendar os mistérios insondáveis dos granitos, gnaisses e migmatitos do meu sofrido Nordeste, e que, com o passar do tempo, venho substituindo o micro pelo macro. De certa forma, estou tentando identificar na lâmina da atividade mineral os contornos da vontade política do governo e, ao mesmo tempo, o pleocroísmo das empresas de mineração que atuam dia e noite sobre a parcela menos compreendida de toda a crosta terrestre, ou seja, o controvertido subsolo brasileiro; 3.º) sempre estranhei e critiquei a pachorra com que o Djalma se dispunha a colaborar com alguns colegas eméritos (o Luciano Jacques de Moraes era dos mais assíduos), preparando um cuidadoso e bem ilustrado apêndice com uma "descrição petrográfica"; certo dia escutei até de um colega uma interpretação irreverente de que a dupla Djalma-Luciano reconstituía a figura do centauro segurando um microscópio, o que, evidentemente, não faz justiça à grande capacidade interpretativa e exemplar figura humana que todos admiramos no eterno andarilho que foi o Luciano Jacques de Moraes. Mas deixemos de lado a mitologia grega e voltemos ao texto. Confesso que o Djalma sempre me assustou pela sua habilidade em descrever o indescritível (para mim, lógico). Às vezes, duvidava se estava sofrendo de uma espécie de cegueira petrográfica, resultado de uma catarata mental. Quem poderá afirmar ou negar que o Djalma tenha induzido centenas de geólogos a mudar de ramo em termos de auto-suficiência petrográfica?

O domínio simultâneo da petrografia, petrologia e geoquímica conferiu a Djalma o ferramental adequado para desenvolver os primeiros ensaios metalogenéticos de vulto sobre as jazidas brasileiras. E fez isto em grande estilo, elaborando trabalhos que marcaram época, forjando teorias audaciosas, polemizando com argumentos sólidos e difíceis de serem refutados, dentro das circunstâncias e evidências do seu tempo.

Sem pretender analisar a profícua colaboração do Djalma à geologia brasileira, o que é abordado por vários colegas neste boletim especial, tomo a liberdade de tecer alguns comentários sobre um dos seus últimos trabalhos, o Bol. n.º 121 do DNPM — "Princípios de Metalogênese e Geologia Econômica do Brasil". Trata-se, na verdade, da reedição feita em 1965 de um boletim anterior ("Fundamentos da Metalogênese e os Depósitos Minerais do Brasil"). Representa, sem dúvida, um notável trabalho de síntese, cobrindo extenso leque, onde o autor aborda os aspectos genéticos das jazidas do diamante aos campos de petróleo, dos depósitos de minério de ferro às bacias de argilas terciárias, de maneira clara e uniforme.

Aquele boletim é marcado por numerosas citações da sua teoria metalogenética lançada em 1938, na qual refutava com extremo vigor o conceito de *ore magma*, da escola norte-americana, defendido por Lindgren, Bowen, Niggli, Spurr e outros renomados autores. Em contraposição e com base prin-

cipalmente em dados geoquímicos, sua teoria ia buscar a fonte dos elementos metálicos nos sedimentos e metamorfitos encaixantes dos corpos intrusivos ou extrusivos, responsabilizando o magma apenas pela energia térmica, gradiente de pressão e aporte de componentes voláteis, fatores que, atuando em conjunto, seriam capazes de solubilizar os elementos metálicos existentes nas encaixantes e promover a sua concentração em outro local. Assim ele se expressa: "A diversidade de províncias metalogenéticas, entretanto, não se coaduna com a hipótese de fonte magmática comum, donde deveriam provir todos os metais. A hipótese lançada em 1938 por Guimarães torna o conceito de província metalogenética evidente por si mesmo, visto como as fontes dos elementos formadores de jazidas seriam heterogêneas e dependentes dos diversos ambientes continentais de erosão e dos de sedimentação marinha; também processos geológicos intercorrentes, como sejam os de migração ascendente de substâncias, promovidos pelo vulcanismo epeirogênico, contribuem para modificar o geoquimismo de grandes áreas continentais que exercerão influência na natureza do material trabalhado pela erosão e transporte até os âmbitos geossinclinais. Além disto, os eventos geológicos durante a evolução de um geossinclinal modificam o ambiente de sedimentação marinha, ora condicionando a uma atividade bioquímica capaz de determinar a acumulação volumetricamente importante de certos elementos e compostos orgânicos, ora interrompendo a formação destes depósitos em benefício dos de natureza detrítica. No primeiro caso não são raros os ambientes euxínicos onde se acumulam sulfetos metálicos e os de bacias de águas tranquilas onde se formam depósitos sapropelíticos.

Os climas áridos ou frios exerceram influência decisiva na natureza dos depósitos epicontinentais e, portanto, na distribuição geoquímica de elementos que, mais tarde, são mobilizados pelo metamorfismo regional.

Em resumo, os depósitos minerais de uma faixa orogênica dependem de uma série de fatores relacionados com as condições intrínsecas das áreas continentais denudadas e dos inerentes às modificações do ambiente de sedimentação."

Era de esperar que a teoria metalogenética do Djalma alcançasse na época grande repercussão internacional, mas infelizmente a pouca penetração do nosso idioma (apesar de alguns artigos de sua autoria em inglês e em alemão) e a falta de reconhecimento pela comunidade internacional de ser o Brasil um centro científico de vanguarda tornaram as suas idéias mais ou menos restritas ao nosso território, alcançando no máximo algum eco em Portugal. Mesmo em nossos dias, temos consciência de que o português é tão conhecido internacionalmente, para fins práticos, quanto idiomas como o húngaro ou o polonês. É óbvio que a divulgação de um trabalho científico fora do nosso país terá de ser feita necessariamente em espanhol, inglês ou francês, sob pena de se repetir o exemplo aqui mencionado.

Na segunda parte do referido boletim, Djalma aborda as jazidas brasileiras, classificando-as segundo diversas seqüências: magmática, glipto-intempérica, sedimentária e metamórfica. Esta classificação, com suas subdivisões (intramagmática, pegmatito-pneumatolítica, plutônica hidrotermal, etc.), é coerente com a época de elaboração daquele trabalho, estando naturalmente superada nos dias atuais. Aparentemente, a ênfase dada por Djalma ao papel do metamorfismo regional

nos processos de formação de jazidas foi excessiva, não resistindo à evolução dos conhecimentos. De fato, no final do capítulo XI ("Sistemática dos Depósitos Mineraiis Segundo Critério Genético"), diz ele: "Finalmente, o conceito de jazidas mineraiis produzidas pelo metamorfismo regional deveria ser estendido aos depósitos filonianos de mineraiis metálicos, pois que em última análise não passam de casos particulares do metamorfismo regional. A diferença reside na acumulação local de mineraiis metálicos que também ocorrem em estado de dispersão em várias rochas metamórficas. Desde que se considere a hipótese genética discutida precedentemente, a ampliação do conceito acima se torna evidente". Outro exemplo gritante dessa ênfase é a sua concepção sobre a gênese do diamante. Djalma jamais aceitou a teoria de que o diamante brasileiro teria origem a partir de uma matriz kimberlítica. Contrário às argumentações de Rimann, Draper e outros autores estrangeiros, Djalma liderou um grupo de renomados geólogos patrióticos que atribuiu a matriz do diamante do Nordeste de Minas a corpos de granulitos sericitizados, de cuja desagregação provieram os conglomerados e cascalhos onde é encontrado hoje. Desse modo ele se manifesta: "Não há mais razão para se insistir na hipótese insustentável da possível presença de rocha matriz, ultrabásica, do diamante na região entre Mata da Corda e Triângulo Mineiro (Bagagem e Água Suja).

Aliás, Guimarães já havia demonstrado a absoluta falta de base para uma correlação genética com as ocorrências da África do Sul. O problema brasileiro teria de ser encarado de acordo com os fatos de observação regional e dados colhidos pela análise petrográfica e química, sem a preocupação de forçar uma analogia inibidora de raciocínio lógico.

Um longo processo erosivo incumbiu-se de misturar mineraiis de várias origens nos depósitos aluvionários, que tornou inexequível qualquer pesquisa no sentido de traçar a origem do diamante, na região acima referida, pelo estudo de seus satélites."

Ora, o último parágrafo é uma faca de dois gumes, visto que põe sob suspeita a obstinada tentativa de Djalma considerar rochas de filiação ácida como a matriz do diamante. Mais adiante fornece ele novos argumentos para colocar outra vez em dúvida a sua teoria sobre o diamante brasileiro: "As áreas proterozóicas de Minas Gerais revelam conjunto de fenômenos geológicos tão complexos que não se deve estranhar interpretações incorretas e mesmo errôneas a que foram conduzidos vários geólogos e, em particular, o próprio autor deste livro".

Antes de render a minha homenagem ao Djalma, é oportuno retomar a questão da falsa dicotomia geólogo de campo-petrógrafo. É forçoso observar que as novas gerações de geó-

logos brasileiros, egressos da escola desde o início da década de 60, foram paulatinamente tomando consciência, felizmente, de que todo geólogo de cristalino deve necessariamente ser auto-suficiente em petrografia e petrologia, o que não significa deter conhecimentos altamente especializados na matéria. É incontestável que a qualidade sofrível de vários trabalhos de mapeamento geológico regional de extensas áreas do nosso pré-cambriano é creditada, em parte, à aversão que o estudo de lâminas delgadas desperta, ainda hoje, em muitos colegas. De qualquer forma, parece ter havido algum progresso nos últimos dez anos.

Por outro lado, em termos da década que estamos vivendo, nota-se que a rápida evolução dos conhecimentos técnico-científicos está exigindo nova qualificação do geólogo de exploração, seja de áreas cristalinas ou de bacias sedimentares; referimo-nos à necessidade de um contato crescente e irreversível com o uso cotidiano dos recursos computacionais, sem os quais a sua eficiência e a sua capacidade de efetuar bons diagnósticos estarão ameaçadas. Deve-se alertar a todos, inclusive, para o fato de que o uso da inteligência artificial em geologia começa a dar os seus primeiros frutos na detecção de jazidas em outros países. Não é nossa pretensão relegar a geologia tradicional a segundo plano, visto que os dados básicos do levantamento geológico são insubstituíveis e, além disto, a qualidade de qualquer interpretação, seja através de meios simples, convencionais, seja através de técnicas sofisticadas, irá depender fundamentalmente da precisão e representatividade dos dados básicos. Todavia, devemos estar atentos à evolução das novas técnicas de descoberta de jazidas e, dentro das nossas limitações de país em desenvolvimento, tirar proveito dos avanços tecnológicos realizados em outros países. Isto ocorreu com a utilização das aerofotos na década de 50 e, semelhantemente, temos hoje uma revolução metodológica trazida pela informática através do uso do computador e mais particularmente do microcomputador.

Concluindo este breve artigo, reafirmo que os pontos levantados sobre a sua obra não conseguem, em hipótese alguma, empanar o brilho, a erudição e o gênio de Djalma Guimarães, o qual, durante décadas a fio, soube demonstrar uma rara capacidade de coligir dados e interpretá-los segundo um raciocínio extremamente lógico e disciplinado, dotado que era de uma visão global invejável, como muito poucos já tiveram da geologia brasileira.

*Instituto de Geociências/Unicamp
13100, Campinas, São Paulo, Brasil*

PIROCLORO DE ARAXÁ CERTIDÃO DE NASCIMENTO E OUTROS ASSENTAMENTOS

C. V. DUTRA

Reverendo recentemente os arquivos de relatórios técnicos do antigo Instituto de Tecnologia Industrial de Minas Gerais, o autor conseguiu localizar alguns filmes espectrográficos por ele obtidos nos idos de 1953. Eram espectros rotineiramente fotografados durante a execução dos programas de prospecção geoquímica conduzidos pelo prof. Djalma Guimarães. Centenas e centenas de amostras chegavam ao laboratório e após uma triagem pelos contadores Geiger eram submetidas a análise para urânio, tório e outros elementos associados. É que, naquela época, se desenvolvia a primeira campanha sistemática de pesquisa de urânio e tório no País, lançada pelo recém-criado Conselho Nacional de Pesquisa, cujo Setor de Geologia era chefiado pelo prof. Djalma.

As intrusões alcalinas de Poços de Caldas e de Araxá, obviamente, tornaram-se os alvos principais, e a maioria das amostras que nos chegavam provinha destas duas estâncias hidrominerais. Enquanto as amostras provenientes de Poços de Caldas, enviadas pelo dr. Luciano Jacques de Moraes, mostravam teores de urânio relativamente elevados (mas de difícil extração pela refratariedade do caldasito), as amostras de Araxá traziam grande desapontamento pelos teores insignificantes de urânio e pela alta relação Th/U.

Havia, entretanto, alguns elementos que se destacavam em todos os espectrogramas de Araxá, como nióbio, bário e terras-raras, que a princípio não atraíram muita atenção, tal era o interesse em detectar o urânio naquelas amostras fortemente radioativas.

Gradativamente, o interesse do prof. Djalma foi voltando-se para o nióbio, e, em poucos meses, o urânio havia sido relegado a segundo plano. Os concentrados pesados mostravam-se cada vez mais enriquecidos em nióbio e bário, e, em poucos dias, trabalhando com lupa, a equipe do prof. Djalma havia separado cristais puros que, após exames mineralógicos e espectroquímicos, foram classificados como sendo de pirocloro.

No ITI, em 1953, ainda não tínhamos equipamento de

raios X cristalográfico e a identificação de minerais era somente baseada em dados ópticos, análises químicas e espectroquímicas.

Esta descoberta de importante depósito mineral é entre nós um dos exemplos mais marcantes de trabalho de geoquímica com emprego intensivo da espectroquímica com análise de varredura. Ela possibilitou uma mudança de alvo pela indicação da análise multielementar de rotina. Sua importância torna-se ainda mais evidente ao se considerar que ela se deu em 1953, quando quase nada se fazia em prospecção geoquímica no Brasil.

Ao rever os arquivos e a filmoteca do antigo ITI, o autor localizou o espectrograma da Figura 1 e a ficha de resultados qualitativos com os dizeres:

“Material: ‘Rocha do Barreiro, Araxá’

Data: 10/3/53

Resultado: ‘Maiores constituintes (<10%) Fe, Ti, Si

Menores constituintes (<10 > 1%) Ba, Nb, Al,
La, P, Mn

Traços (<1%) Mg, Ca, Pb

Não detectados: Th, U”.

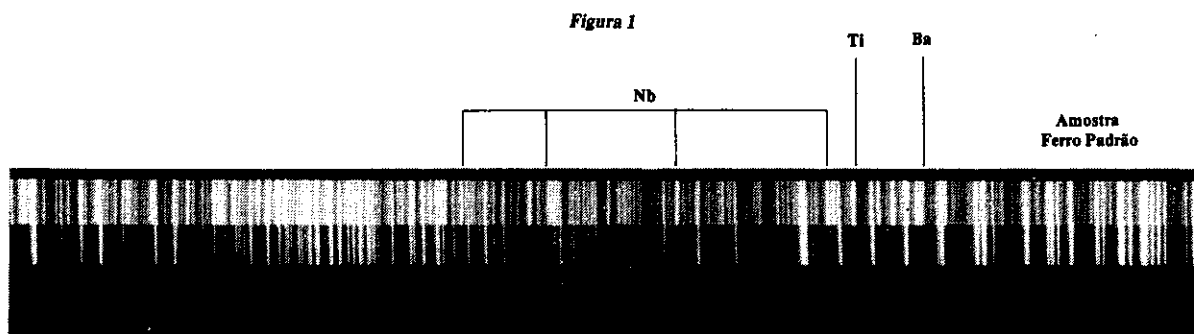
Fica assim, com esse documento, recuperada a memória histórica da primeira referência ao nióbio de Araxá. É como a certidão do registro de nascimento de um imenso e valioso depósito e, muito mais do que isto, um marco da contribuição pioneira de Djalma Guimarães à geoquímica no Brasil.

Num lapso de poucas semanas, um concentrado ainda impuro de pirocloro já era analisado por Fernando Peixoto. Análise extremamente complexa, era acompanhada por Djalma Guimarães, que mandava espectrografar todos os resíduos e precipitados obtidos e, em função dos resultados, armava com Peixoto novos esquemas e novas saídas para qualquer dificuldade.

A caracterização foi rápida — e rapidamente também Djalma percebeu a importância da descoberta. Arregaçou as mangas e começou a avaliar o depósito.

DJALMA GUIMARÃES E A QUÍMICA ANALÍTICA

Djalma Guimarães, além de petrógrafo e de tantas outras coisas mais, era também um geoquímico de laboratório. Sempre trabalhou em laboratório de química, pois era um perfeito conhecedor de análise mineral. O interesse direto de Djalma



Espectrograma obtido no ITI, no dia 10 de março de 1953, onde se detecta qualitativamente, pela primeira vez, o nióbio de Araxá. Amostra colhida pelo eng.º Antônio Barbosa Ottoni em local próximo ao Hotel da Previdência no Barreiro. Espectrógrafo Hilger-Litrow.

pela análise química data de 1920, quando ingressou no Laboratório do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, no Rio de Janeiro, e se especializou em análise de rochas sob a orientação do químico inglês Theodore H. Lee. Desde então, os seus trabalhos de petrologia passam a ser ilustrados com suas próprias análises de rochas e minerais raros (Guimarães, 1924 e 1927), seguindo os exemplos de Gorceix e Hussak. Trabalhos clássicos de nossa literatura geológica que apareceram nas décadas de 20 e 30 estão apoiados não somente em seus estudos petrográficos, como também nas suas análises (Moraes Rego & Guimarães, 1926; Euzébio de Oliveira, 1926; etc.).

Essa sua intimidade com a incipiente área da química analítica mineral o acompanharia por toda a sua vida, exercendo decisiva influência em sua obra repleta de investigações no campo da petroquímica e geoquímica. Por outro lado, foi um incansável estimulador de talentos nos laboratórios.

Durante sua permanência no SGMB incentivou o trabalho pioneiro de Bruno Lobo e Marysia Fontoura (futura esposa do prof. Victor Leinz). Quando ingressou no Instituto de Tecnologia de Minas Gerais, em 1944, passou a acompanhar diariamente, passo a passo, o trabalho de Fernando Peixoto, que, rapidamente, a partir daí, se tornou um dos mais competentes analistas de rocha de nossa geração. De Marysia Fontoura Leinz acolheu, em 1952, o resultado de seu trabalho de longos anos no SGMB e no Laboratório do DNPM sobre química analítica e mandou publicá-lo na Série de Boletins do ITI, o que constituiu o primeiro manual de análise de rocha editado no País.

Ele foi também, entre nós, um pioneiro na utilização da espectroquímica como arma para solucionar problemas de geoquímica. Seu trabalho de 1934 sobre os 56 satélites do diamante (Guimarães, 1934), descritos anteriormente pelo "grande mestre de mineralogia que foi E. Hussak", é uma primorosa discussão genética das favas fosfatadas e não fosfatadas, onde Guimarães e Bruno Lobo empregam a análise espectrográfica com grande desenvoltura. Neste trabalho são apresentadas 11 estampas com espectrogramas que o autor destas notas presume que tenham sido fotografados com um antigo espectrógrafo tipo Ferry (não mencionado pelos autores), que o Laboratório do SGMB então possuía. Este espectrógrafo, o mais avançado da época, se foi preservado, é hoje uma peça de museu. Entretanto, a qualidade dos espectros, pelo que se observa das fotos, é excelente, com uma dispersão apenas razoável, mas com muito boa definição de linhas. Nesse mesmo trabalho de 1934 é apresentada uma análise espectrográfica semiquantitativa do mineral dennisonita, com apenas alguns miligramas de amostra.

Esses fatos aqui realçados são de capital importância, se considerarmos que nesta mesma década de 30 um seletivo grupo de geocientistas da Universidade de Göttingen, Alemanha, chefiado por V. M. Goldschmidt, fazia ingentes esforços para estabelecer aqueles métodos espectroquímicos confiáveis que possibilitaram lançar as bases da geoquímica moderna (Dutra, 1984). No U. S. Geological Survey, a primeira referência bibliográfica indicando o emprego de espectrógrafo apareceu apenas em 1944 (Milton, Murata & Knechtel, 1944), portanto dez anos mais tarde (*).

Em 1932, o prof. Djalma foi chamado a organizar o Serviço da Produção Mineral do Estado de Minas Gerais. Este serviço desenvolveu-se rapidamente, criando uma equipe de químicos do mais alto gabarito e que foi a responsável pelos estudos de grande número de nossas fontes hidrominerais e atuou como órgão de controle de comercialização de minérios, numa época de grande desenvolvimento do setor. Esta equipe foi o núcleo sobre o qual se criou a seção de química do Instituto de Tecnologia Industrial, em 1944. Faziam parte dela Caio Pandiá Guimarães, irmão de Djalma, cientista de alta competência (o autor dá descrição de dois novos minerais: a djalmaíta e a calogerasita), Willer Florêncio, Celso de Castro, José Marcelino de Oliveira, Maurício Guimarães e Fernando Peixoto (**).

Quando o prof. Djalma abandonou o serviço federal e ingressou no ITI, em 1944, já encontrou um serviço de química analítica perfeitamente estruturado e foi com base nele que se desenvolveu a campanha de estudo da apatita de Araxá (de

1946 a 1947), que ainda constitui o nosso maior depósito de fosfato.

Ao se iniciar em 1953 o estudo da jazida de pirocloro, o dr. Djalma decidiu usar a espectrografia quantitativa, em lugar da via úmida convencional, nas determinações rotineiras de nióbio, em vista de sua maior rapidez e confiabilidade. E para isto o laboratório já estava bem equipado, pois dois anos antes ele havia obtido auxílio do CNPq para importação de um instrumental completo para espectroquímica quantitativa, com um espectrógrafo de retículo com 3 metros de distância focal, o primeiro do País. Métodos especiais foram rapidamente implantados (Dutra & Dutra, 1956) para a quantificação de nióbio, titânio, bário e terras-raras. Passou-se, assim, da via úmida convencional com centenas de determinações para a fase instrumental com milhares de determinações por semana. Esta foi, entre nós, a primeira aplicação intensiva da análise espectroquímica quantitativa na quantificação de uma jazida (Guimarães, 1957).

O autor destas linhas dirigiu este laboratório de espectroquímica por mais de 20 anos, até a extinção do ITI, colaborando com o prof. Djalma nos mais diversos programas que demandavam geoquímica analítica.

Fica, pois, claro que não foi somente na petrologia e na geologia que Djalma Guimarães deixou contribuições decisivas. Campos correlatos, como a geoquímica analítica convencional e a análise instrumental, foram por ele aplicados e incentivados, resultando importantes subsídios não só para suas próprias pesquisas, como também para toda a comunidade de geocientistas do Brasil.

Bibliografia

- DUTRA, C. V. & DUTRA, C. — Trabalho Analítico sobre a Piroclorita de Araxá. Boletim n.º 20 do Inst. de Tecnol. Ind. de Minas Gerais, 1956.
- DUTRA, C. V. — Espectrografia Ótica de Emissão. In: Técnicas Analíticas Instrumentais Aplicadas à Geologia. Edgard Blücher Editora, SP, 1984.
- GUIMARÃES, Djalma — Contribuição à Petrographia do Brasil. Boletim n.º 6 do SGMB, 1924.
- GUIMARÃES, Djalma — O Diamante no Estado de Minas Gerais. Boletim n.º 24 do SGMB, 1927.
- GUIMARÃES, Djalma — À Margem de "Os Satélites do Diamante". Monografia 2, Dep. dos Serviços Geográfico e Geológico de Minas Gerais, 1934.
- GUIMARÃES, Djalma — Relatório Sobre a Jazida de Pirocloro de Barreiro, Araxá, Minas Gerais. Boletim n.º 103, DFPM-DNPM, 1957.
- LEINZ, Marysia Fontoura — Prática de Análise de Rocha. Boletim n.º 12, Instituto de Tecnologia Industrial de Minas Gerais, 1952.
- MILTON, C.; MURATA, K. J. & KNECHTEL, M. M. — Weinschenkite, Y phosphate dihydrate, from Virginia. Am. Mineral. 29, p. 92, 1944.
- MORAES REGO, L. F. & GUIMARÃES, Djalma — Estudo Geológico e Petrográfico da Jazida de Magnetita de Anitápolis, Estado de Santa Catarina. Boletim n.º 21 do SGMB, 1926.
- OLIVEIRA, Euzébio — Idade de Minerais Radioativos do Brasil. Boletim n.º 18 do SGMB, 1926.

(*) O Brasil destacou-se muitos anos à frente na aplicação da espectroquímica em geoquímica, pois A. Betim Pais Leme, do Museu Nacional, iniciou pesquisa neste campo em 1918 (ver discussão e bibliografia sobre o assunto em Dutra, 1984).

(**) Caio Pandiá Guimarães pleiteou do governo a montagem de um laboratório de espectroquímica em 1938. A história da compra do equipamento apresentou certos lances administrativos bastante curiosos, quando os técnicos do laboratório tiveram de lutar com todas as forças contra a decisão do secretário da Agricultura, dr. Israel Pinheiro, que destinou a verba prometida para a importação do espectrógrafo para a compra de um touro reprodutor. Neste espectrógrafo, um Hilger-Litrow, foi feita a primeira detecção do nióbio de Araxá, em 1953.

ROCHAS DA SÉRIE KAMAFUGÍTICA NA REGIÃO DE AMORINÓPOLIS, GOIÁS

J. C. M. DANNI

ABSTRACT: The occurrence of composite subvolcanic intrusions of alkaline rocks belonging to the kamafugitic series and associated to the Cretaceous Rio Verde—Iporá lineament in the region of Amorinópolis, SW Goiás, Brazil, is described. The main rock types comprise olivine-leucite melilitites, olivine mela-leucitites, and olivine-leucite mela-nephelinites. This typical per-potassic magmatism has high Ni, Cr, Ti, Zr, Ba, Nb, Sr, Br, Mg, Ca and low SiO₂ contents.

GEOLOGIA REGIONAL

Os condutos vulcânicos da Fazenda Bebedouro, situados 10 km ao Sul de Amorinópolis, foram descritos por Glaser *et alii* (1970) como sendo restos de edifícios vulcânicos formados por lavas, tufo e brechas piroclásticas compostos de augititos, de traquibasaltos e de fonólitos.

Os condutos localizam-se nos domínios setentrionais da Bacia do Paraná (Figura 1). A erosão periférica a que foram submetidas as formações paleozóicas da região permitiu a exposição das rochas graníticas pré-cambrianas que na área constituem o assoalho da bacia. O atual limite da bacia é representado por uma escarpa festonada, com cerca de 200 m de desnível, mantida principalmente pelas camadas subhorizontais de arenitos das formações Ponta Grossa e Aquidauana.

INTRODUÇÃO

A ocorrência de rochas vulcânicas portadoras de leucita e melilita é geologicamente restrita às províncias de magmatismo alcalino per-potássico e fortemente insaturado que ocorrem nos domínios intraplacas continentais.

Exemplos clássicos desse tipo de magmatismo constituem as províncias vulcânicas associadas ao Rift Central do Oeste da África, na região de Toro-Ankole (SW de Uganda) e em Meimeitcha Kotui e no Escudo de Aldan (URSS), estas na plataforma siberiana.

No Brasil continental rochas vulcânicas com melilita foram primeiramente descritas no Domo de Lages (Scorza, 1965) e no Sudoeste de Goiás (Glaser, 1970 e recentemente Moraes, 1984). Rochas vulcânicas leucitíticas foram identificadas por Murta (1966) e Guimarães (1966) na Região de Sacramento, Minas Gerais, e por Bez *et alii* (1971) na região de Rio Verde, em Goiás.

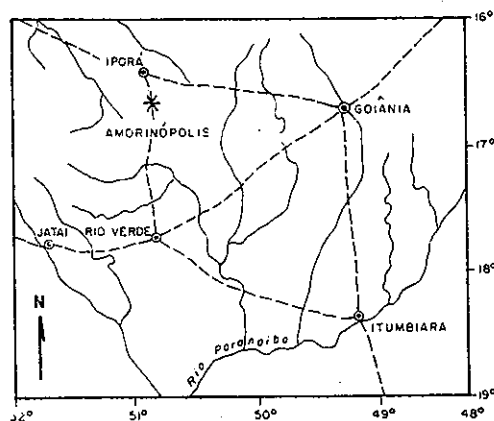
Guimarães (1966) evidenciou a afinidade mineralógica e química das vulcânicas leucitíticas de Sacramento (MG) com aquelas do SW de Uganda.

No presente estudo relata-se a ocorrência de focos subvulcânicos de magmatismo ultrabásico alcalino (per-potássico e sódico-potássico) integrante do lineamento tectônico Rio Verde—Iporá. Mais particularmente é descrita, pela primeira vez no Brasil, a ocorrência de olivina-leucita melilitito (= kantungito) associada à olivina-nefelina mela-leucititos (= ugan-dito), à olivina-leucita-melilita mela-nefelinitos, a analcimitos e a tefritos e basanitos.

Tais rochas suscitam grande interesse petrológico em face da especificidade de suas composições químicas e mineralógicas por derivarem de fusões produzidas em grandes profundidades (> 100 km) e por suas possíveis relações com o magmatismo kimberlítico e carbonatítico.

Figura 1

Mapa de Localização



A Formação Furnas, de expressão restrita na área, está condicionada às paleodepressões do embasamento e consta principalmente de arenitos brancos, caulínicos, grosseiros, contendo lentes de arenitos conglomeráticos e de conglomerados com abundantes estratos cruzados.

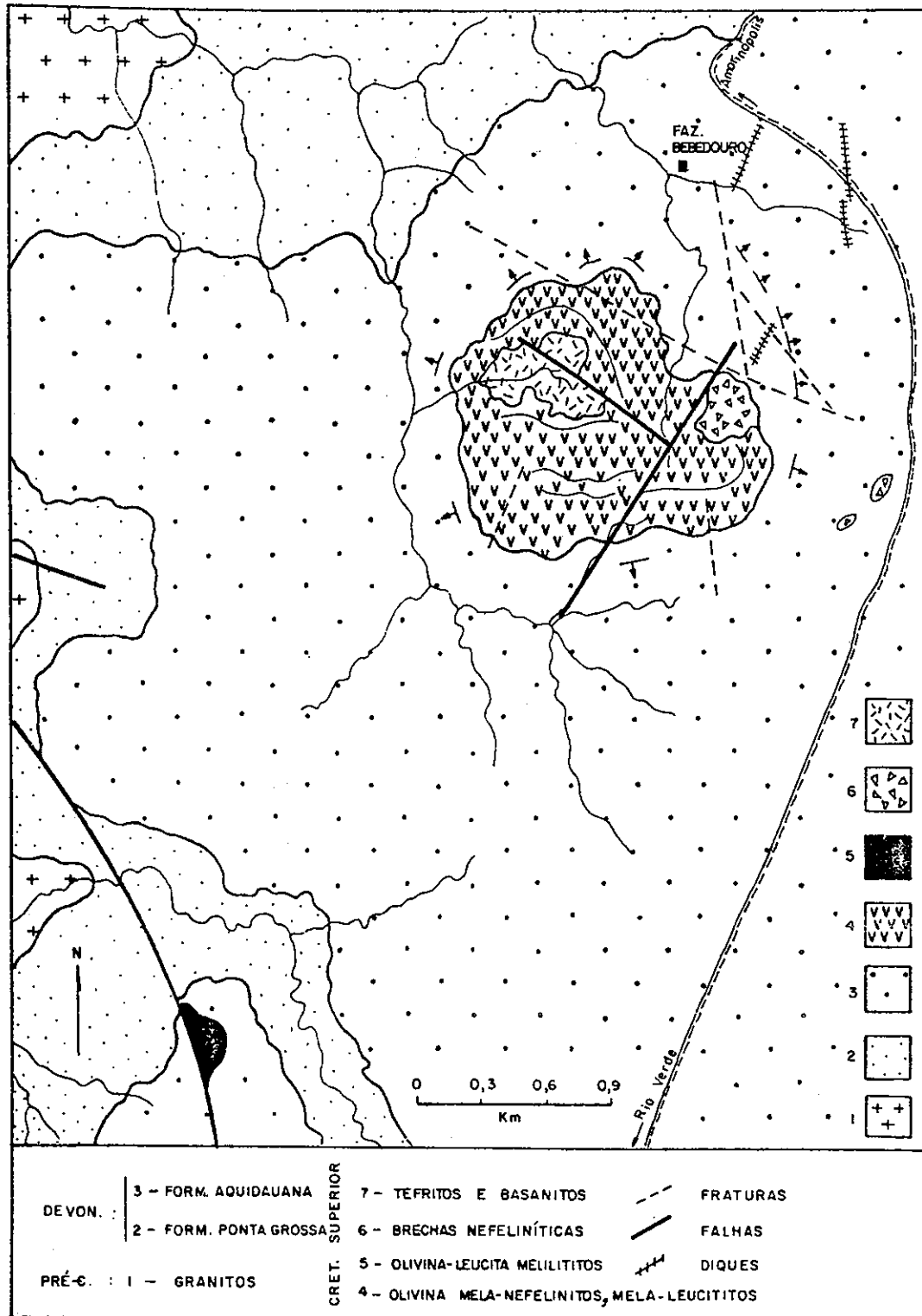
A Formação Ponta Grossa é constituída por bancos lateralmente contínuos de arenitos róseos de granulação média a fina, contendo intercalações de siltitos micáceos de cores variegadas.

A Formação Aquidauana constitui a encaixante dos condutos e é formada por arenitos grosseiros, róseos a avermelhados, que contêm freqüentes níveis conglomeráticos e microconglomeráticos de origem glacial.

A GEOLOGIA DOS CONDUTOS VULCÂNICOS

Nas proximidades da Fazenda Bebedouro ocorrem duas chaminés vulcânicas que se alçam no relevo local, atravessando os arenitos da Formação Aquidauana (Figura 2). Junto aos contatos da principal intrusão, os arenitos apresentam efeitos

Figura 2



de metamorfismo térmico, adquirindo *facies* silicificadas, com neoformação de quartzo, albita e moscovita. Na periferia dos condutos os arenitos apresentam intenso fraturamento e um localizado arqueamento dômico. Aí numerosos diques sub-radiais condicionados ao sistema de fraturamento instalado às bordas da intrusão principal cortam as encaixantes. Alguns destes diques chegam a atingir 600 m de comprimento, embora a maioria seja de pequena extensão.

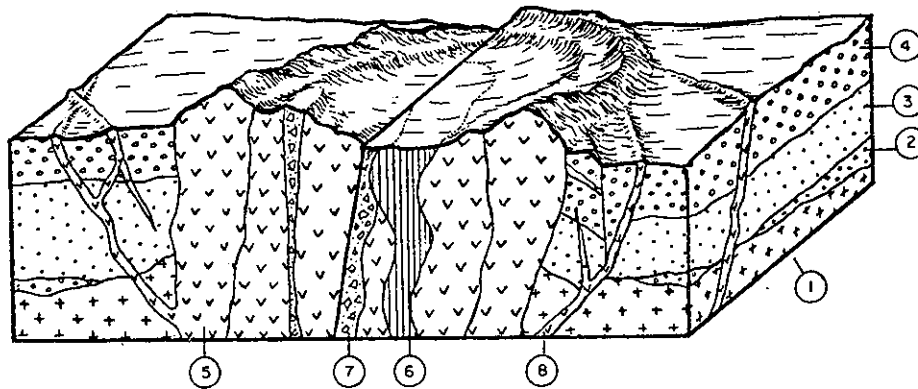
A intrusão principal é do tipo composto, tendo sido formada por distintos pulsos magmáticos. Consta de uma estru-

tura de forma circular, com cerca de 1.200 m de diâmetro, formada externamente por um conjunto de diques anelares verticais. O núcleo da estrutura é parcialmente colmatado por latossilos, correspondendo a uma intrusão cilíndrica, embutida na estrutura anelar, formada essencialmente por tefritos e basanitos brechados.

O magmatismo que deu origem aos diques anelares é representado por rochas do tipo olivina-leucita mela-nefelinitos, mela-analcimitos e olivina-nefelina mela-leucititos (= ugandito).

Figura 3

Bloco Diagrama Esquemático da Intrusão
da Fazenda Bebedouro, Amornópolis, GO



- 1 - GRANITOS, 2 - FORM. FURNAS, 3 - FORM. PONTA GROSSA, 4 - FORM. AQUIDAUANA
5 - RING DIKES, 6 - PLUG CENTRAL, 7 - PIPES DE BRECHA, 8 - DIQUES RADIAIS.

No interior dos diques anelares e mais externamente ocorrem alguns *pipes* de brecha com diâmetros variáveis entre 200 e 100 m. Caracteristicamente são formados por fragmentos de rochas encaixantes cimentados por zeolitas e calcita. A inexistência de um cimento lávico nestas brechas e a natureza de seus fragmentos e de sua matriz indicam tratarem-se de *vents* conectados a uma câmara magmática mais profunda e submetida a descompressões episódicas com liberação de gases ricos em H_2O e CO_2 , os quais, por processo de fluidização, promoveram o desenvolvimento destes *pipes* de brecha.

Na porção Sudoeste da área destaca-se um conduto vulcânico com cerca de 300 m de diâmetro. Este *plug* é essencialmente constituído por olivina-leucita melilitito (= katungito) e encontra-se tectonicamente condicionado a uma falha normal de direção NW que secciona os arenitos da Formação Aquidauana.

A cronologia relativa dos eventos magmáticos que afetaram a área pode ser assim sumarizada:

- 1) intrusões sucessivas segundo um padrão de diques anelares e de *plug* e diques radiais de magmas de composições de olivina-nefelina mela-leucititos e de olivina-leucita melilititos;
- 2) intrusão do tipo conduto vertical derivada de magma de composição tefrito-basanito;
- 3) fases explosivas com formação de *pipes* de brecha através da desgaseificação de reservatórios subvulcânicos.

PETROGRAFIA

A nomenclatura das rochas vulcânicas feldspatóidicas é muito variada e controversa. As classificações mais modernas (Sahama, 1974; Sorensen, 1974; Le Bas, 1977; Pouclet, 1980 e Gupta & Yagi, 1980) enfatizam, tanto para as séries sódicas como para as séries potássicas, critérios baseados no índice de coloração e na natureza e proporção dos minerais félsicos.

Os minerais máficos característicos são a olivina magnesiânica, clinopiroxênio cálcico e sódico, melilita, flogopita e perovskita, além de óxidos de Fe e Ti, enquanto os minerais félsicos constam de diferentes associações de nefelina, leucita, analcita, kalsilita e sanidina. O plagioclásio é caracteristicamente ausente nos termos mais insaturados.

Como acontece com a maioria dessas vulcânicas, os minerais félsicos das rochas da Fazenda Bebedouro constituem as últimas fases de cristalização e por isto estão confinados aos interstícios da matriz, cimentando os micrólitos de piroxênios, melilita, apatita, Ti-magnetita, flogopita e perovskita.

Nessas condições, definir com precisão a natureza e proporção dos minerais félsicos requer quase sempre um elevado grau de interpretação, sobretudo quando ainda ocorrem porções vítreas e zeolitização e carbonatação tardias.

Olivina-Nefelina Mela-Leucititos (= Uganditos)

Estas rochas constituem os tipos petrográficos mais abundantes e ocorrem formando os diques anelares e radiais da principal intrusão.

Caracterizam-se por apresentarem estruturas maciças, embora localmente apresentem estruturas de fluxo magmático. São rochas microporfiríticas, contendo até 30% de fenocristais de olivina e menos frequentemente de augita titanífera. Algumas facies mostram texturas glomeroporfiríticas, evidenciando o fracionamento precoce da olivina. Os fenocristais de olivina, via de regra, encontram-se parcialmente reabsorvidos e com auréolas reacionais para flogopita. São também frequentes cristais zonados de olivina contendo fileiras de inclusões trifásicas dispostas segundo planos de crescimento que marcam etapas intermitentes de cristalização da olivina ocorridas durante a ascensão destes magmas. Ocasionalmente, apresentam nódulos cognatos de olivina e cromo-espinélio com 1 a 2 cm de diâmetro.

Embora o clinopiroxênio (augita titanífera) possa ocorrer como fenocristais, é na matriz destas rochas que tem o seu maior desenvolvimento. Forma aí uma trama microlítica na qual se associam cristais dispersos de Ti-magnetita e de perovskita.

A Ti-magnetita perfaz de 7 a 10% da matriz e invariavelmente apresenta formas corroidas ou com desenvolvimento de auréolas de biotita reacional. Em algumas facies apresenta tendência a constituir microfenocristais, denunciando condições de alta fO_2 do líquido.

A perovskita, sempre restrita à matriz, é um acessório usual e apresenta formas octaédricas ou em cristais com geminações múltiplas.

Os interstícios deixados pela trama microlítica são ocupados por um fundo félsico constituído por agregados policristalinos de nefelina, leucita e, às vezes, feldspato K (sanidina sódica). Em alguns tipos pode ocorrer sodalita e analcita.

A leucita, quando presente, forma microcristais subesféricos e incolores, o que a diferencia da analcita, que é de cor amarelada e de aspecto turvo. Persiste, neste caso, a possibilidade de ser leucita primária convertida em analcita (Gupta & Fyfe, 1980).

Olivina-Leucita Melilititos (= Katungito)

Este tipo ocorre formando um *plug* no Sudoeste da área. Ocasionalmente, também ocorrem tipos transicionais com melilita junto às facies anteriormente descritas.

O melilitito típico caracteriza-se por conter cerca de 30% de microfenocristais de olivina, magnesiânica implantados em

Tabela 1

Análise Química de Fenocristal de Olivina (1) e de Melilita (2) de Olivina-Leucita Melilitito

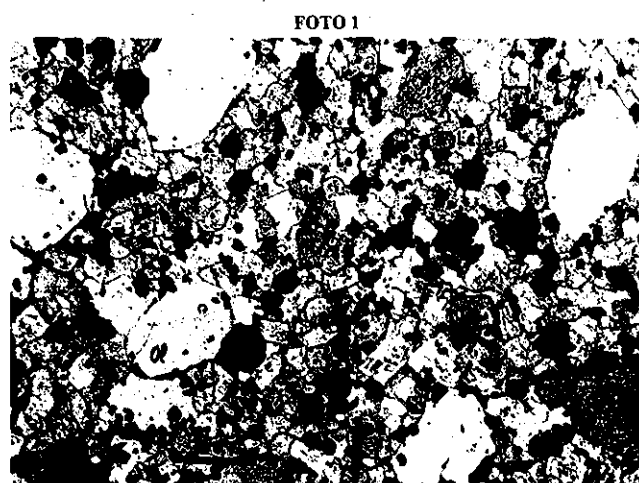
(1)			(2)		
Óxidos	% Peso	n.º cátions a 4 oxig.	Óxidos	% Peso	n.º cátions 7 oxig.
SiO ₂	38,69	0.985	SiO ₂	44,25	1.473
TiO ₂	0,17	0.003	TiO ₂	0,23	0.006
Al ₂ O ₃	0,14	0.004	Al ₂ O ₃	4,79	0.141
FeO	15,74	0.335	FeO	3,12	0.043
MnO	0,34	0.007	MnO	0,09	0.001
MgO	43,21	1.641	MgO	8,94	0.222
CaO	1,05	0.028	CaO	33,77	0.602
NiO	0,18	0.004	Na ₂ O	2,61	0.042
Cr ₂ O ₃	0,02	—	K ₂ O	0,24	0.002
TOTAL	99,34	Fo 83,04	TOTAL	98,04	Ak 83%

matriz panidiomórfica, composta essencialmente por melilita, leucita, perovskita, Ti-magnetita, flogopita e kalsilita (?), além de zeolita e calcita de origem tardia.

A melilita (Tabela 1) ocorre em cristais retangulares e às vezes apresenta estrutura do tipo peg (em clavilha). A ela associam-se cristais esféricos de leucita e, em menor proporção, prováveis cristais kalsilita. Ao microscópio é impossível a diferenciação entre nefelina e kalsilita e, em face da pequena quantidade e reduzida dimensão dos cristais, não se pode definir em difratogramas de RX a natureza desta fase. No entanto, para a associação olivina, leucita e melilita, a ocorrência de kalsilita é muito comum (Poucllet, 1980). A perovskita em cristais octaédricos e com geminações de interpenetração é muito freqüente nesta rocha (Foto 1).

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

Uma das principais características químicas das rochas vulcânicas alcalinas reside no alto conteúdo de sódio e potássio coexistente com baixos valores em SiO₂. Embora não haja concordância sobre os limites entre as séries sódicas e potássio-



Olivina-leucita melilitito. Microfenocristais de olivina em matriz rica em melilita (cristais retangulares), Ti-magnetita, perovskita e leucita. Nicóis parcialmente cruzados.

Tabela 2

Análises Químicas das Rochas de Amarinópolis e de Rochas Correlatas

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34,39	36,38	36,28	39,37	36,10	34,56	38,66	40,47
TiO ₂	5,96	5,76	6,06	4,20	4,80	4,96	4,24	2,90
Al ₂ O ₃	6,42	6,21	6,73	5,36	7,46	7,57	7,47	15,92
Fe ₂ O ₃	5,56	5,79	6,11	12,38	7,17	11,55	10,28	11,25
FeO	9,47	9,40	9,90	0,37	5,01	0,26	0,19	0,29
MnO	0,22	0,21	0,22	25,70	0,25	12,30	15,95	4,40
MgO	15,10	15,80	15,30	6,55	12,72	16,05	11,61	11,53
CaO	12,80	11,90	12,70	0,71	16,32	1,45	1,0	5,20
Na ₂ O	2,26	1,71	2,13	2,70	1,41	3,75	5,55	5,19
K ₂ O	3,50	3,62	2,02	0,56	3,71	-	-	-
P ₂ O ₅	1,14	0,81	1,01	2,10	0,99	-	-	-
PF	2,24	1,75	2,05	2,86	-	-	-	-
TOT	99,06	99,34	100,60	100,00	105,94	92,45	94,95	97,15
K/Na	1,7	2,3	1,0	4,2	2,8	2,9	6,2	1,1
Na + K/Al	1,3	1,2	0,91	0,98	1,0	1,0	1,3	0,9

1. olivina-leucita melilitito; 2. olivina-nefelina mela-leucitito; 3. olivina-leucita mela-nefelinito de Amarinópolis (Fazenda Bebedouro); 4. ugandito (Sacramento, MG; Guimarães, 1966); 5. katungito (Uganda, média de dez análises; Gerasmovski & Polyakov, 1972); 6, 7 e 8. médias de katungito, ugandito e rushayito (Poucllet, 1980).

Figura 4

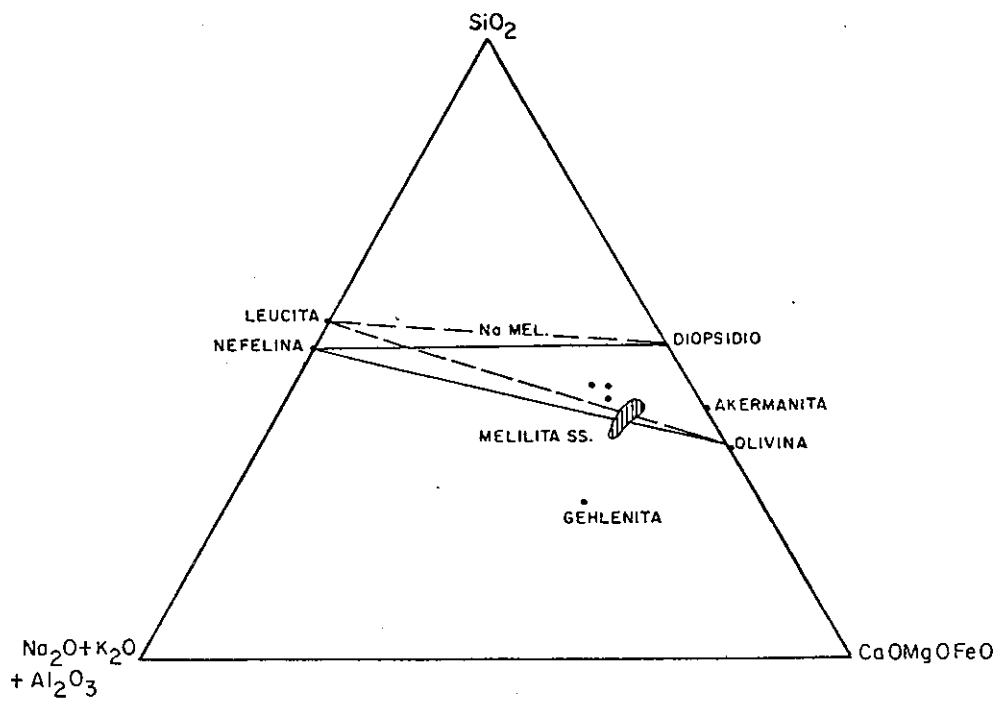
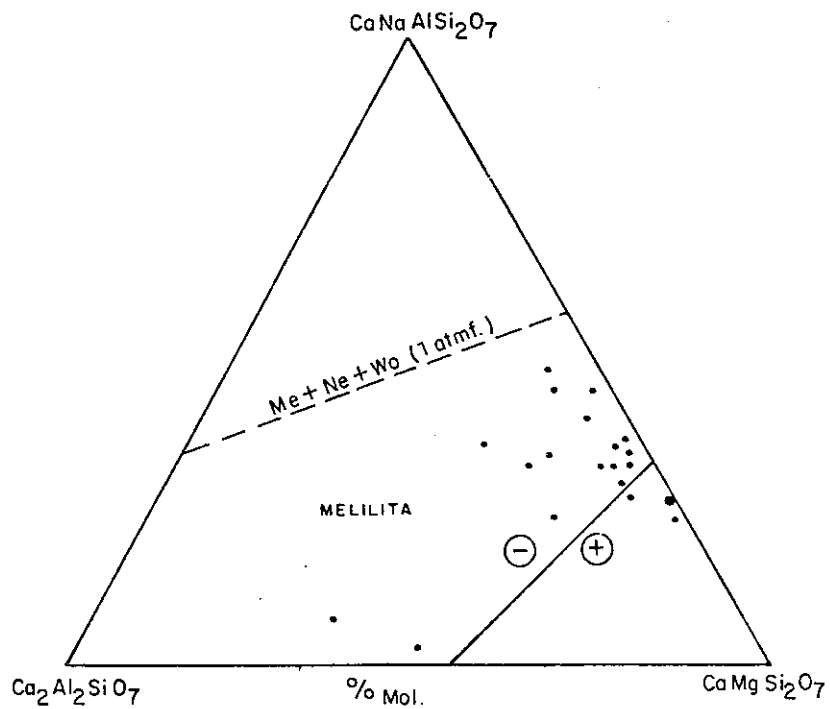


DIAGRAMA DE COMPOSIÇÃO MOSTRANDO A POSIÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS COM AS ASSOCIAÇÕES MINERAIS IDENTIFICADAS. (mod. seg. KING, 1965)



- - COMPOSIÇÃO DE MELILITAS NATURAIS (in Yoder, 1973)
- - COMPOSIÇÃO DA MELILITA DA FAZ. BEBEDOURO (AMORINOPOLIS, GO)
Sm = 25,7% ; Geh = 7.1 ; Ak = 73.8

Figura 5

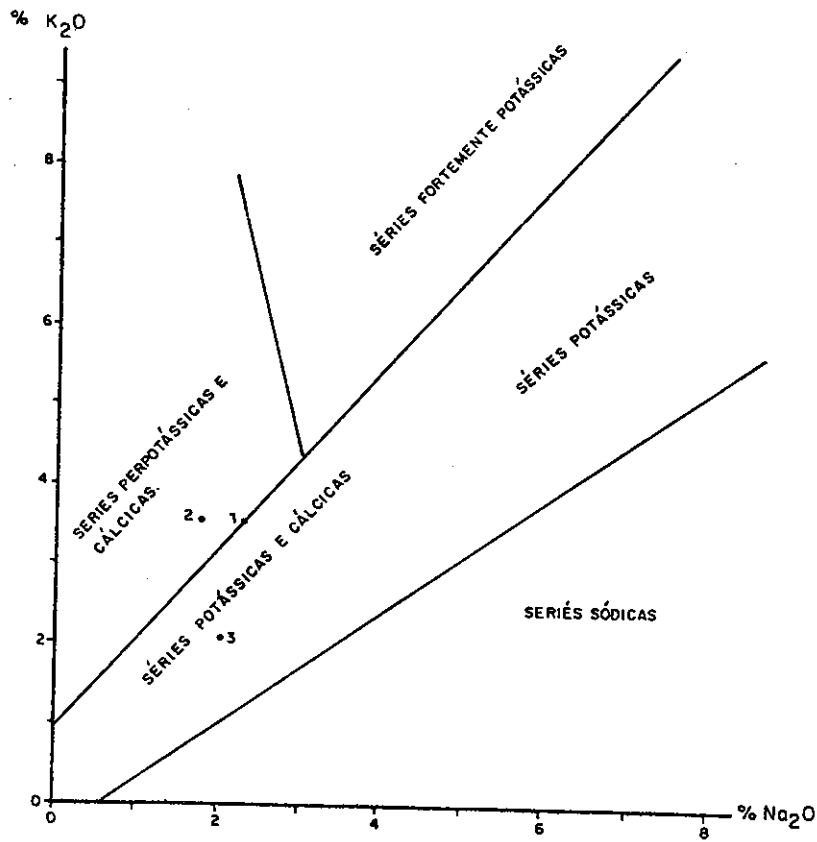
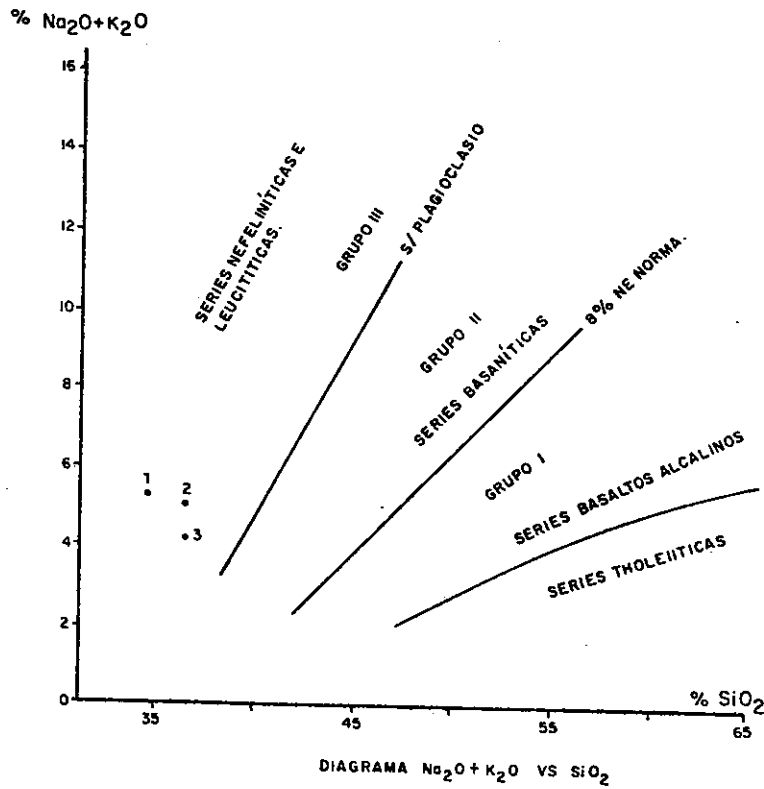


Tabela 3

Composições Normativas das Rochas de Amarinópolis
(Norma CIPW; ver identificação na Tabela 1)

	1	1*	2	2*	3	3*
Le	16,22	17,21	16,77	17,01	9,36	6,76
Or	—	—	—	—	—	3,37
Ne	7,33	7,88	6,39	6,19	9,76	9,65
An	—	—	—	—	2,84	2,92
Wo	2,70	—	9,11	11,52	15,03	11,43
En	2,13	—	7,30	7,92	12,13	7,25
Fs	0,27	—	0,75	2,64	1,13	3,43
Ac	4,92	0,99	2,36	2,86	—	—
Fo	24,86	28,08	22,45	22,42	18,20	21,66
Fa	3,47	11,54	2,54	8,33	1,86	11,22
Ln	7,69	11,93	4,95	2,18	2,73	—
Il	11,32	—	10,94	—	11,51	—
Mt	5,60	7,92	7,21	7,08	8,86	8,86
Ap	2,65	2,87	1,88	1,94	2,35	2,38
Per	—	11,35	—	9,92	—	10,29
Na diss	—	0,85	—	—	—	—
Ak	—	—	—	—	—	1,63

1*, 2*, 3* — Norma CIPW modificada, fazendo perovskita no lugar de ilmenita e olivina antes de diopsídio.

cas (Gerasmovski & Polyakov, 1972; Sahama, 1974 e Pouclet, 1980), suas características mineralógicas são bastante diagnósticas: enquanto nas séries sódicas insaturadas a nefelina e às vezes analcita é o feldspatóide predominante, nas séries potássicas insaturadas a leucita e às vezes kalsilita são os minerais mais característicos.

De acordo com Pouclet (1980), as vulcânicas do Rift Central da África podem ser divididas com base nas variações de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 em três grupos (Figura 5), sendo reconhecidas duas séries per-potássicas. Em ambas os teores de $\text{MgO} + \text{CaO}$ perfazem 27 a 28% e apresentam entre 4 e 5% de TiO_2 . A distinção entre essas séries baseia-se no grau de insaturação em SiO_2 (34 a 42%) coexistente com altos valores de MgO (uganditos e mafuritos) ou CaO (katungitos), correspondendo desta forma a uma subdivisão da série kamafugítica de Sahama (1974).

Tendo por base a razão K/Na , Gerasmovski & Polyakov (1972) distinguiram no Rift Central da África uma série potássica em que K/Na varia entre 1.06 e 7.1 e outra sódica em que esta razão varia de 0.4 a 0.77.

Considerando os valores obtidos para as rochas vulcânicas da Fazenda Bebedouro (Tabela 1), pode-se evidenciar as seguintes características:

FOTO 2



Olivina-leucita mela-nefelinito. Microfenocristais de olivina e Ti-magnetita em matriz rica em Ti-augita, nefelina e leucita. No centro cristal de nefelina com intercrescimento de kalsilita (?). Luz nat.

Tabela 4

Elementos Traços (em ppm)

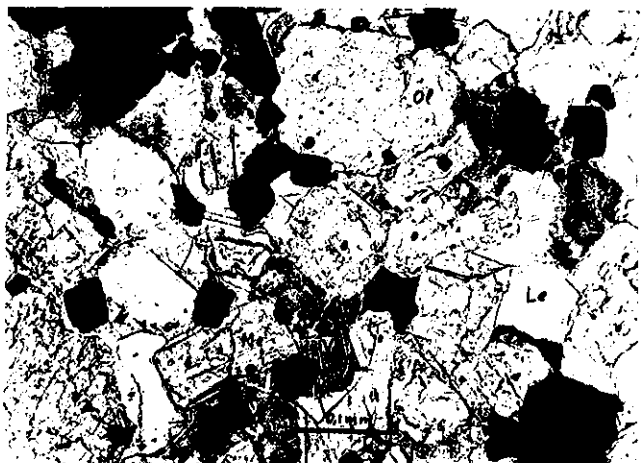
	1	2	3	Média	4	5	6	7
Ni	450	540	460	483	180	203	348	260
Cr	730	850	670	750	720	905	1190	940
Co	88	85	85	86	70	—	—	—
V	360	320	340	340	280	212	200	244
Zr	620	510	630	586	1000	370	412	323
Y	48	33	36	39	30	—	—	—
Nb	172	144	162	166	—	160	175	123
Sr	1040	580	900	840	6680	2540	1975	1300
Ba	1300	1600	2100	1665	3230	2380	2380	1600
Rb	89	95	73	86	214	—	—	—

1, 2, 3 - Idem tab. 2

4 - Média de sete amostras de katungito, Higazy (1954)

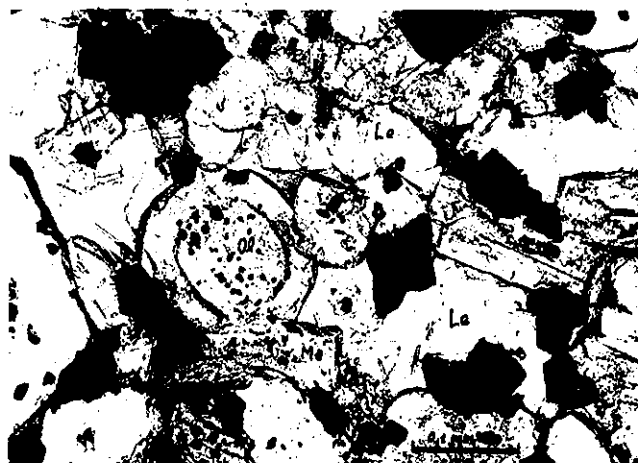
5, 6, 7 - Médias de katungito, mafurito e ugandito, (Gerasmovski & Polyakov, 1972).

FOTO 3



Olivina-leucita melilitito, apresentando cristais de perovskita (castanho-escuro) e vidro intersticial (V). Ol: olivina, Me: melilita, Le: leucita. Luz nat.

FOTO 4



Olivina-leucita melilitito, apresentando olivina (Ol) zonada, cristais interpenetrados de perovskita, melilita (Me), leucita (Le) e Ti-magnetita. Luz nat.

1) magmatismo ultrabásico fortemente insaturado, demonstrado pelos teores muito baixos em SiO_2 (34.3 - 36.3%), coexistindo com alcalinidade relativamente alta ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ varia entre 4.60 e 3.10%);

2) o caráter per-potássico do magmatismo evidenciado por razões $\text{K}/\text{Na} > 1$ e sódico-potássico ($\text{K}/\text{Na} \approx 0.9$) é mineralogicamente diagnosticado pela presença de leucita e, em menor grau, pela nefelina. A variação na razão K/Na observada nas rochas estudadas parece resultar da maior mobilidade dos álcalis nos líquidos tardios da cristalização, exemplificada pela formação de leucita, nefelina, flogopita e zeolitas intersticiais;

3) a natureza cálcio-magnésiana dessas vulcânicas é indicada pelos altos valores em $\text{CaO} + \text{MgO} \approx 28\%$, sendo diagnóstica da abundância de olivina, melilita e clinopiroxênio, tendo em conta ainda os baixos valores em Al_2O_3 (em média 6.48%);

4) teores anormalmente elevados de TiO_2 (5.7 a 6.0%), quando comparados com os das rochas homólogas do Rift Central da África, devem-se à maior abundância de perovskita e Ti-magnetita;

5) as composições normativas correspondem a olivina-nefelina leucititos, apresentando larnita e anortita devido ao excesso de cálcio promovido pela presença de perovskita, de melilita e da molécula de Tschermack no clinopiroxênio. Quando, no cálculo da norma, perovskita é preferencialmente produzida em relação à ilmenita resulta cerca de 10% de Ca TiO_3 e olivina torna-se mais abundante. Esta correção torna a norma mais próxima da composição modal.

Os minerais félsicos totalizam entre 20 e 23% da norma, traduzindo fielmente o caráter máfico destas vulcânicas.

ELEMENTOS TRAÇOS

A distribuição dos elementos traços nas rochas da série kamafugítica é bastante singular quando comparada com a de outras séries vulcânicas. Com efeito, elas contêm simultaneamente elevadas concentrações em Ni, Cr, V (e também Ti e P) e em Zr, Nb, Sr, Ba, Rb e F. Caracteristicamente também apresentam um forte enriquecimento em terras-raras leves, com a razão Ce/Yb variável entre 20 e 30 (Alibert *et alii*, 1983).

Na tabela 4 estão indicados os resultados analíticos de alguns desses elementos. Quando comparados com aqueles das rochas da região tipo de Toro-Ankole (Uganda), as rochas da Fazenda Bebedouro são mais ricas em Ni (provavelmente devido à maior abundância em olivina) e empobrecidas em Sr, Ba e Cr. Para os demais elementos as concentrações são bastante semelhantes.

De acordo com Sahama (1974), a razão Ba/Sr das rochas da série kamafugítica é igual ou maior do que 1, fato igualmente válido para as vulcânicas em apreço.

PETROGÊNESE

Estudos experimentais (Yoder, 1973 e Gupta & Yagi, 1980) demonstram que a formação da associação forsterita, leucita e melilita a partir de líquidos ultrabásicos per-potássicos só é possível sob condições de altas temperaturas e a baixas pressões, isto é, em condições vulcânicas. Segundo Yoder (op. cit), a altas pressões a associação estável é diopsídio, kalsilita e forsterita, e, quando em presença de CO_2 e H_2O , a paragênese estável é constituída por flogopita, calcita e forsterita. Esta última associação representaria a composição da matriz (= líquido) kimberlítica. Deste modo, Yoder admite que as lavas ultrabásicas per-potássicas poderiam representar magmas kimberlíticos empobrecidos em voláteis (H_2O e CO_2) submetidos a fracionamento a baixas pressões.

A possível vinculação genética entre tais líquidos é geologicamente plausível, dada a ocorrência de melilititos em núcleos de pipes kimberlíticos (Ukhanov, 1963 e Moore, 1983).

Por outro lado, Dawson (1980), com base nas acentuadas diferenças das composicionais entre tais rochas, refuta a possível vinculação genética entre magmas kimberlíticos e melilitíticos.

Tendo em conta a assinatura geoquímica das lavas ultrabásicas potássicas, a maioria dos autores (Yagi & Gupta, 1980 e Dawson, 1980) advoga uma origem primária para esses magmas, através de baixas taxas de fusão do manto peridotítico.

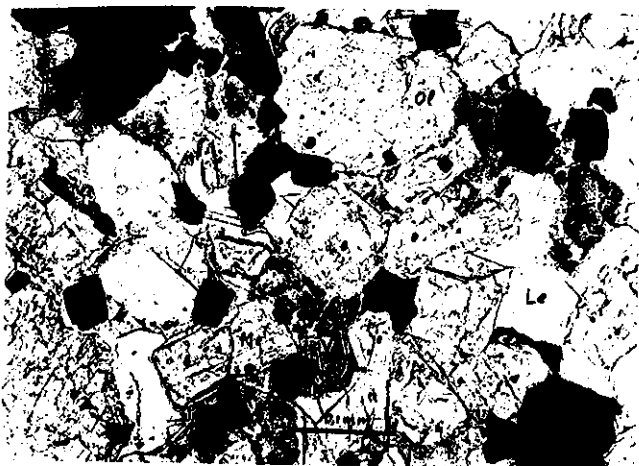
Por exemplo, Alibert *et alii* (1983) consideram que a origem primária de líquidos melilitíticos pode ser explicada através de processo de *zone refining* (Harris, 1974). Argumentam que, se considerado o coeficiente de partição (sólido/líquido) do Ba e do Rb para a maioria dos minerais do manto como sendo virtualmente igual a zero e tendo em conta a abundância destes elementos nos peridotitos do manto (sem flogopita), seria necessária uma taxa de fusão de 0,2% para obter líquidos melilitíticos, os quais posteriormente seriam segregados através do processo do tipo *zone refining*.

Green (1969) e Brey & Green (1977) demonstraram a possibilidade de gerar líquidos melilitíticos e nefeliníticos a partir da fusão de 5% de uma composição pirolítica em presença de excesso de CO_2 e H_2O , em condições equivalentes a 70 a 100 km de profundidade e a temperaturas de 1.150 a 1.200°C.

Segundo esse modelo, o fracionamento a altas pressões de Opx aluminoso possibilitaria a supressão de SiO_2 e o aumento de CaO e álcalis nos líquidos residuais. No entanto, para os magmas potássicos deve ser ainda considerada a presença no manto de flogopita e/ou richterita (primárias ou metassomáticas), que são os únicos minerais, estáveis a nível do manto, passíveis de gerarem líquidos enriquecidos em Mg, Ti, K, Rb, Sr, Nb e em TR leves (Gupta & Yagi, 1980).

A ocorrência de rochas da série kamafugítica na região de Amornópolis implica a geração de líquidos a altas profundi-

FOTO 3



Olivina-leucita melilitito, apresentando cristais de perovskita (castanho-escuro) e vidro intersticial (V). Ol: olivina, Me: melilita, Le: leucita. Luz nat.

FOTO 4



Olivina-leucita melilitito, apresentando olivina (Ol) zonada, cristais interpenetrados de perovskita, melilita (Me), leucita (Le) e Ti-magnetita. Luz nat.

1) magmatismo ultrabásico fortemente insaturado, demonstrado pelos teores muito baixos em SiO_2 (34.3 - 36.3%), coexistindo com alcalinidade relativamente alta ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ varia entre 4.60 e 3.10%);

2) o caráter per-potássico do magmatismo evidenciado por razões $\text{K}/\text{Na} > 1$ e sódico-potássico ($\text{K}/\text{Na} \approx 0.9$) é mineralogicamente diagnosticado pela presença de leucita e, em menor grau, pela nefelina. A variação na razão K/Na observada nas rochas estudadas parece resultar da maior mobilidade dos álcalis nos líquidos tardios da cristalização, exemplificada pela formação de leucita, nefelina, flogopita e zeolitas intersticiais;

3) a natureza cálcio-magnésiana dessas vulcânicas é indicada pelos altos valores em $\text{CaO} + \text{MgO} \approx 28\%$, sendo diagnóstica da abundância de olivina, melilita e clinopiroxênio, tendo em conta ainda os baixos valores em Al_2O_3 (em média 6.48%);

4) teores anormalmente elevados de TiO_2 (5.7 a 6.0%), quando comparados com os das rochas homólogas do Rift Central da África, devem-se à maior abundância de perovskita e Ti-magnetita;

5) as composições normativas correspondem a olivina-nefelina leucititos, apresentando larnita e anortita devido ao excesso de cálcio promovido pela presença de perovskita, de melilita e da molécula de Tschermack no clinopiroxênio. Quando, no cálculo da norma, perovskita é preferencialmente produzida em relação à ilmenita resulta cerca de 10% de Ca TiO_3 e olivina torna-se mais abundante. Esta correção torna a norma mais próxima da composição modal.

Os minerais félsicos totalizam entre 20 e 23% da norma, traduzindo fielmente o caráter máfico destas vulcânicas.

ELEMENTOS TRAÇOS

A distribuição dos elementos traços nas rochas da série kamafugítica é bastante singular quando comparada com a de outras séries vulcânicas. Com efeito, elas contêm simultaneamente elevadas concentrações em Ni, Cr, V (e também Ti e P) e em Zr, Nb, Sr, Ba, Rb e F. Caracteristicamente também apresentam um forte enriquecimento em terras-raras leves, com a razão Ce/Yb variável entre 20 e 30 (Alibert *et alii*, 1983).

Na tabela 4 estão indicados os resultados analíticos de alguns desses elementos. Quando comparados com aqueles das rochas da região tipo de Toro-Ankole (Uganda), as rochas da Fazenda Bebedouro são mais ricas em Ni (provavelmente devido à maior abundância em olivina) e empobrecidas em Sr, Ba e Cr. Para os demais elementos as concentrações são bastante semelhantes.

De acordo com Sahama (1974), a razão Ba/Sr das rochas da série kamafugítica é igual ou maior do que 1, fato igualmente válido para as vulcânicas em apreço.

PETROGÊNESE

Estudos experimentais (Yoder, 1973 e Gupta & Yagi, 1980) demonstram que a formação da associação forsterita, leucita e melilita a partir de líquidos ultrabásicos per-potássicos só é possível sob condições de altas temperaturas e a baixas pressões, isto é, em condições vulcânicas. Segundo Yoder (op. cit), a altas pressões a associação estável é diopsídio, kalsilita e forsterita, e, quando em presença de CO_2 e H_2O , a paragênese estável é constituída por flogopita, calcita e forsterita. Esta última associação representaria a composição da matriz (= líquido) kimberlítica. Deste modo, Yoder admite que as lavas ultrabásicas per-potássicas poderiam representar magmas kimberlíticos empobrecidos em voláteis (H_2O e CO_2) submetidos a fracionamento a baixas pressões.

A possível vinculação genética entre tais líquidos é geologicamente plausível, dada a ocorrência de melilitos em núcleos de pipes kimberlíticos (Ukhanov, 1963 e Moore, 1983).

Por outro lado, Dawson (1980), com base nas acentuadas diferenças das composicionais entre tais rochas, refuta a possível vinculação genética entre magmas kimberlíticos e melilitíticos.

Tendo em conta a assinatura geoquímica das lavas ultrabásicas potássicas, a maioria dos autores (Yagi & Gupta, 1980 e Dawson, 1980) advoga uma origem primária para esses magmas, através de baixas taxas de fusão do manto peridotítico.

Por exemplo, Alibert *et alii* (1983) consideram que a origem primária de líquidos melilitíticos pode ser explicada através de processo de *zone refining* (Harris, 1974). Argumentam que, se considerado o coeficiente de partição (sólido/líquido) do Ba e do Rb para a maioria dos minerais do manto como sendo virtualmente igual a zero e tendo em conta a abundância destes elementos nos peridotitos do manto (sem flogopita), seria necessária uma taxa de fusão de 0,2% para obter líquidos melilitíticos, os quais posteriormente seriam segregados através do processo do tipo *zone refining*.

Green (1969) e Brey & Green (1977) demonstraram a possibilidade de gerar líquidos melilitíticos e nefeliniticos a partir da fusão de 5% de uma composição pirolítica em presença de excesso de CO_2 e H_2O , em condições equivalentes a 70 a 100 km de profundidade e a temperaturas de 1.150 a 1.200°C.

Segundo esse modelo, o fracionamento a altas pressões de Opx aluminoso possibilitaria a supressão de SiO_2 e o aumento de CaO e álcalis nos líquidos residuais. No entanto, para os magmas potássicos deve ser ainda considerada a presença no manto de flogopita e/ou richterita (primárias ou metassomáticas), que são os únicos minerais, estáveis a nível do manto, passíveis de gerarem líquidos enriquecidos em Mg, Ti, K, Rb, Sr, Nb e em TR leves (Gupta & Yagi, 1980).

A ocorrência de rochas da série kamafugítica na região de Amornópolis implica a geração de líquidos a altas profundi-

dades (> 100 km), evidenciando, assim, que o lineamento tectono-magmático de Rio Verde—Iporá (Danni, 1974) teve suas raízes a grandes profundidades no manto.

De outra parte, a ocorrência de diamante nos aluviões da região (por exemplo no Vale do Rio Caiapó) abre perspectivas para o estudo das possíveis relações genéticas entre o magmatismo leucitítico-melilitítico e kimberlítico.

AGRADECIMENTOS

O autor é grato ao prof. J. C. Gaspar pela obtenção das análises à microsonda e à dra. Sônia Maria de O. Velozo e à Metago S/A pela realização das análises químicas.

Departamento de Geociências
Universidade de Brasília, 70910
Brasília, DF, Brasil

Bibliografia

- ALIBERT, C.; MICHARD, A. & ALBAREDE, F. — 1983 — The Transition from Alkali Basalts to Kimberlites: Isotope and trace elements evidence from melilitites. *Contr. Miner. Petrol.*, 82, 176-186.
- BEZ, L.; GUIMARÃES, J. & GUIMARÃES, D. — 1971 — Distrito Vulcânico de Rio Verde. *Congr. Bras. Geol.*, XXXV, 121-128, São Paulo.
- BREY, G. & GREEN, D. H. — 1977 — Systematic study of Liquidus phase relations in olivine melilitite + H₂O + CO₂ at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma. *Contr. Mineral. Petrol.*, 61, 141-162.
- DANNI, J. C. M. — 1974 — Geologie des Complexes Ultrabasiques Alcalins de la Region d'Iporá, Goiás. Th. Dr. Fac. Sc. d'Orsay, Univ. Paris, 104 p.
- DAWSON, J. B. — 1980 — Kimberlites and their xenoliths. Ed. Springer Verlag, Berlin, 352 p.
- GERASIMOVSKY, V. I. & POLYAKOV, A. I. — 1972 — Alkaline rocks of the East Africa Rift Zones. 24th, *Inst. Geol. Congr.*, section 14, 34-40.
- GLASER, I.; BEZ, L.; MARQUES, V. & RIPPEL, C. — 1970 — Excursão n.º 3 à região de Iporá. *Congr. Bras. Geol.*, XXIV, Bol. Esp. n.º 2, 39-58, Brasília.
- GREEN, D. H. — 1969 — The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle. *Tectonophysics*, 7, 409-422.
- GUIMARÃES, D. — 1966 — Idade do Ugandito de Sacramento, MG, pelo método da dispersão da birrefringência. *Bol. Inst. Geol., EFMOP*, V. 1, n.ºs 3-4, 157-158, Ouro Preto, MG.
- GUPTA, A. K. & FYFE, W. S. — 1975 — Leucite survival: the alteration to analcime. *Can. Mineral.* 13: 361-363.
- GUPTA, A. K. & YAGI, K. — 1980 — Petrology and Genesis of Leucite bearing rocks. Ed. Springer Verlag, Berlin, 251 p.
- KING, B. C. — 1965 — Petrogenesis of the Alkaline Igneous Rocks Suites of the volcanic Centers of Earsten Ugand. *Journ. Petrol.*, V. 6, p. 1, 67-100.
- KOOTEN, G. K. — 1980 — Mineralogy, Petrology and Geochemistry of an Ultrapotassic Basaltic suite, Central Sierra Nevada, Calif., USA. *Journ. Petrol.*, V. 21, part. 4, 651-684.
- LE BAS, M. J. — 1977 — Carbonatite-nephelinite volcanism. John Willey and Sons, London, p. 348.
- MOORE, A. E. — 1983 — A note on the occurrence of melilitite in kimberlites and olivine melilitites. *Min. Mag.*, 47, 404-406.
- MORAES, L. C. — 1984 — Petrologia, Estratigrafia e Potencial diamantífero da suite alcalina de Santo Antônio da Barra, Goiás. Tese Mest., Depto. Geoc. UnB, 130 p. (inédito).
- MURTA, R. L. L. — 1966 — O vulcanito leucítico de Sacramento, Minas Gerais. *Bol. Inst. Geol. EFMOP*, V. 1, n.º 1, 13-20, Ouro Preto, MG.
- POUCLET, A. — 1980 — Contribution à la systématique des laves alcalines, les laves du Rift de l'Afrique Centrale (Zaire — Uganda). *Bull. Volcanol.* 42-2, 527-540.
- SAHAMA, Th. G. — 1973 — Evolution of the Nyiaragongo Magma. *Journ. of Petrol.*, 14, 1, 33-48.
- SAHAMA, Th. G. — 1974 — Potassium Rich Alkaline Rocks, In *The Alkaline Rocks*. Ed. H. Sorensen, John Willey and Sons, London, 96-109.
- SCORZA, E. P. — 1965 — Olivina melilitito — uma rocha rara e até agora desconhecida no Brasil Continental. *Eng. Min. Meta.*, Vol. XLII, n.º 252, 235-237.
- SORENSEN, H. — 1974 — *The Alkaline Rocks*. John Willey and Sons, London, 622 p.
- YAGI, K. & ONUMA, K. — 1978 — Genesis and differentiation of nephelinitic magma. *Bull. Volcanol.*, Vol. 414, 466-472.
- YODER, H. S. Jr. — 1973 — Melilitite stability and Paragenesis. *Forstsch. Miner.*, 50, 140-173.

A ORIGEM DOS CHARNOCKITOS E ROCHAS AFINS DA REGIÃO DO MÉDIO PARAÍBA DO SUL, ESTADO DO RIO DE JANEIRO

J. H. GROSSI SAD E A. LICÍNIO M. BARBOSA

ABSTRACT: The rocks of the State of Rio de Janeiro that were studied and mapped by the present authors and their collaborators, from the Rio Preto, that forms the boundary with the State of Minas Gerais, up to and including a strip to the South of the Rio Paraíba do Sul, belong in large part to the charnockitic suite — NE of this area lies the region in which this suite was studied by D. Guimarães. The continuity of the main charnockitic belt from one area to the other makes it desirable to compare the findings of Guimarães with those of the authors.

The charnockitic suite is assigned to a Juiz de Fora Complex, which comprises two units, namely: a) Comendador Venâncio Unit, carrying the well preserved or only locally modified masses of rocks of the charnockitic suite, and b) Raposo Unit, which is clearly derived in large part from charnockitic rocks, being at the same time largely retro-metamorphic, cataclastic, and partially migmatized. The most frequent rocks here are kinzigitic gneisses.

Also related to the charnockitic suite is the Itaperuna Unit, made up essentially of acid and basic granulites.

Mappable strips of typical charnockitic and/or granulitic rocks along the middle course of the Rio Paraíba do Sul form tectonic wedges piercing through more or less migmatized paragneisses. The latter form a group of rocks designated Itaocara Unit, which includes layers of schist, quartzite, and marble. This unit was metamorphosed in the high grade amphibolite facies, whereas the previously mentioned units reached the granulite facies, although some of their rocks were later reduced to the amphibolite facies by retrograde metamorphism.

Also to be assigned to the lower grade facies are granitic rocks that occur as fairly large bodies, one of them having batholithic dimensions.

The most conspicuous structural element in the region under consideration is the Transposition Zone of the Paraíba do Sul, a belt of nearby vertical foliation, having a granulitic core flanked by lower grade blastomylonites. This belt was raised by faulting to the level of the less metamorphic rocks of the Itaocara Unit that occur North and South of it. There are also smaller tectonic wedges, which in general show transitions from granulites to less cataclastic rocks of the charnockitic suite. On the other hand, from the Rio das Flores to the state boundary and farther North, the largest continuous area assigned to the Juiz de Fora complex, the maps show several patches of the Comendador Venâncio Unit surrounded by belts of the Raposo Unit.

The Comendador Venâncio Unit is basically a charnockitic suite with large interlayers of quartzite. The principal rocks of the suite are enderbite and pyroxene diorite, with minor gabbro and charnockite proper, and other rare types (jotunitite, birkremite, granofels, etc.). Most outcrops are of complex lithology, the darker members (diorite, gabbro) being interlayered or cut across by charnockite or enderbite, showing all geometric patterns of typical migmatites. These rocks are easily identified in the field by the color of the feldspar, i.e. gray green to caramel, sometimes yellow, the bluish quartz in the most acid varieties, and the predominance of pyriboles over other mafics. The associated quartzite quite often contains feldspar, sillimanite and muscovite.

The essential minerals of pyroxene diorites are andesine, pyroxenes (both hypersthene and clinopyroxene), and hornblende, plus some biotite. Sometimes they display a fluidal igneous texture, although a granoblastic or cataclastic texture is more common. The gabbros show labradorite or bytownite associated to the pyriboles, and range from a massive igneous to a foliated metamorphic texture. On the other hand, enderbites and charnockites do not show typical igneous textures. Their plagioclase is antiperthite, the guest mineral being oligoclase or andesine, and the alkali feldspar as orthoclaseperthite.

The most common rocks of the Raposo Unit are kinzigitic gneisses, which have interlayers of quartzite, in the same manner as the previously described unit. By careful scrutiny, most gneissic outcrops reveal the presence of small remnants of acid or basic rocks of the charnockitic suite. Larger remnants may form whole outcrops. The contacts with the gneisses are gradual, and microscope study shows the gneisses to be derived by higher grade rocks by retrograde metamorphism. The gneisses in question are rich in biotite and garnet, this mineral showing a typical violet color. Sillimanite and graphite are often seen in hand specimen. In this section, the biotite is always seen to be the titanium rich variety. The plagioclase sometimes is antiperthitic, sometimes not. The alkaline feldspar is orthoclaseperthite.

Both cataclastic metamorphism and migmatization operated with varying intensity on the rocks of the Raposo Unit, originating porphyroclastic structures, bands of quartz and pink microcline, etc.

The Itaperuna Unit is formed by acid and basic granulites, interlayered at all scales. When they associate to form a mesoscopic banding, the transposition of an old banding into a new foliation becomes obvious. Small porphyroclasts are generally present in finer grained matrix. The acid types have aphanitic granoblastic texture pervaded by platy quartz, this being responsible for the outbanding cleavage shown by this rock.

The darker rocks are granoblastic and somewhat coarser. The predominant dark minerals are hypersthene and diopside, with subordinate tschermakitic hornblende. They may show clusters of garnet. Their feldspar is generally andesine. They are well foliated, but may have a massive look in fresh homogeneous outcrops.

The light colored granulites show orthoclase and antiperthitic plagioclase, both as porphyroclasts, and in a fine grained mosaic with a high grade of polygonization. Their dark minerals are the same of the darker colored rocks.

Although the main granulitic belt is clearly separated from the extensive areas of rocks of the charnockitic suite, there are patches of high grade rocks in which charnockitic rocks are intimately associated with rocks of typical granulitic fabric.

Summing up, we can see that rocks of the charnockite suite, besides their presence as such, occur in several disguises, as products of cataclastic metamorphism in the granulite facies, of retrograde metamorphism, and of migmatization and/or cataclasis in a lower facies.

As to the origin of the charnockite complex, the present authors reached the same conclusion earlier proposed by Guimarães, i.e., a kind of deep seated "granitization" or charnockitization of intermediate to basic igneous rocks.

INTRODUÇÃO

O material utilizado no presente estudo foi extraído de dados constantes do mapeamento geológico sistemático na escala 1/50.000, de uma área de cerca de 4.300 km², realizado pelos autores e outros colegas da Geosol — Geologia e Sondagens Ltda., para o DRM — Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, na região do Médio Paraíba do Sul, interessando as folhas da Carta do Brasil denominadas Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira, Valença, Rio Preto, Barra do Pirai e Vassouras. Relatórios completos do trabalho estão à disposição do público interessado, no DRM. Sínteses geológica, petrográfica e petrológica sobre os charnockitos e rochas afins do Estado do Rio de Janeiro foram anteriormente publicadas (Licínio Barbosa & Grossi Sad, 1983 a, b e c). A região sob discussão é continuação natural da região da Mata Mineira, onde D. Guimarães (1961) descreveu, em seu trabalho "A origem dos charnockitos", amplas observações microscópicas sobre os charnockitos e rochas associadas dos municípios de Leopoldina, Astolfo Dutra, Cataguases, Tebas e Argirita, em Minas Gerais.

A região do Médio Paraíba do Sul fica a SW da região da Mata Mineira; ambas participam do mesmo contexto geológico-estrutural, onde o motivo estrutural dominante é constituído por faixas arranjadas segundo SW-NE, que se estendem do Litoral Norte paulista até a Baía de Todos os Santos, no Estado da Bahia.

No presente trabalho, dados relacionados com a geologia da região do Médio Paraíba do Sul são sumarizados, com ênfase sobre o conhecimento atual dos charnockitos e rochas afins, destacando-se dentre estas os gnaisses kinzigíticos e migmatitos, além dos importantes produtos cataclásticos derivados, tais como granulitos, milonito gnaisses e blastomilonitos. Uma comparação com as rochas descritas por Guimarães é apresentada. Em seu trabalho há destaque para materiais gnaissóides, de composição modal geralmente granodiorítica, com bandas melanocráticas e leucocráticas alternadas, as últimas freqüentemente menos catacladasas que as primeiras. As vezes encerram núcleos gábricos de bordos cataclásticos e granitizados. O termo granitização é aplicado por ele para cobrir o processo de "charnockitização". A rocha piroxênica original é interpretada como magmática. Tudo isto concorda substancialmente com as conclusões dos presentes autores.

A utilização que os autores fazem dos termos charnockito e granulito foi claramente explicitada em publicação anterior (Licínio Barbosa & Grossi Sad, 1983 c), excluindo-se o uso amplo que alguns autores empregam para os mesmos, como, por exemplo, "qualquer rocha da facies granulito é um granulito" (Eskola, 1952).

GEOLOGIA DA REGIÃO

Rochas das facies granulito e anfíbolito modelam o embasamento regional (Figura 1). As primeiras pertencem ao Complexo Juiz de Fora e Unidade Itaperuna (ver Licínio Barbosa & Grossi Sad, 1983 a, b e c). O Complexo Juiz de Fora foi subdividido em duas unidades principais, denominadas Comendador Venâncio (constituída por piroxênio diorito e gabro, de um lado, e por enderbita, de outro, com charnockito pouco comum) e Raposo (constituída por rochas cataclásticas derivadas do complexo charnockítico, rochas kinzigíticas, migmatitos e cataclastos de kinzigito e de migmatito; em seu conjunto esta unidade é predominantemente retrometamórfica). A Unidade Itaperuna é formada essencialmente por granulitos básicos e ácidos. Na porção da região posicionada ao longo do Rio Paraíba do Sul as unidades Comendador Venâncio e Itaperuna ocorrem como cunhas tectônicas e escamas em um embasamento de paragneisses mais ou menos migmatizados, que contêm abundantes camadas de xisto, quartzito e mármore pertencentes à Unidade Itaocara (Licínio Barbosa & Grossi Sad, 1983 d e Grossi Sad & Moreira, 1978), metamorfoseada na facies anfíbolito alto.

Duas seqüências de rochas granitóides injetam as unidades Juiz de Fora e Itaocara e são, aparentemente, ortorrochas

(Complexo Serra das Abóboras e Batólito Serra das Araras).

As rochas da Unidade Raposo envolvem completamente os corpos charnockíticos da Unidade Comendador Venâncio, que se comportam à moda de gigantescas "inclusões" preservadas. Apesar de litologicamente distintas, as rochas Raposo preservam ampla evidência de campo, petrográfica e petroquímica de sua derivação a partir das rochas Comendador Venâncio. Por outro lado, as rochas da Unidade Itaocara que envolvem as cunhas tectônicas das unidades Comendador Venâncio e Itaperuna e que limitam a grande massa rochosa do Complexo Juiz de Fora situada ao longo do Rio Preto e ao Sul dele são litológica e quimicamente distintas; são paragneisses derivados de camadas estratigraficamente mais jovens que os materiais charnockíticos e granulíticos.

As unidades Comendador Venâncio e Itaperuna foram afetadas por dois eventos tectônicos principais, de caráter orogênico, enquanto as unidades Raposo e Itaocara só o foram por um desses dois eventos; um evento, cronologicamente mais recente, é marcado por deformação cisalhante intensa e metassomatismo. Efeitos retrógrados acentuados incidiram sobre parte das rochas charnockíticas e granulíticas. A incorporação destes materiais de alto grau à seqüência supracrustal (Unidade Itaocara) durante sua deformação, metamorfismo e migmatização parcial não foi observada. Contudo, as intrusivas granitóides do Batólito Serra das Araras contêm abundantes xenólitos das rochas charnockíticas, e uma extensa massa charnockítica, fora dos limites da região ora estudada (área da represa do Ribeirão das Lajes), mostra-se migmatizada pelas intrusivas.

Um aspecto importante no contexto geológico da região é a presença de persistentes camadas de quartzito mais ou menos puro, que podem atingir dezenas de metros de espessura, no interior do complexo charnockítico e de seus produtos retrometamórficos e migmatíticos (ver Figura 1). Uma destas camadas penetra no extremo ocidental da região e prossegue até o Rio Preto (por aproximadamente 50 km), seguindo um rumo SW-NE; do Rio Preto volta-se para Oeste, seguindo de perto este curso de água por cerca de 20 quilômetros. É difícil imaginar como um corpo tão persistente de rocha sedimentar poderia manter-se íntegro (mesmo se considerarmos transposição do acamamento) por tamanha extensão se as rochas originais do complexo charnockítico fossem plutônicas. Em uma área (Serra da Taquara) existem intercalações, de metros de espessura, de quartzito e piroxênio diorito. Por outro lado, em pontos da região ocorrem delgadas intercalações de mármore dolomítico e rocha calciossilicática. Ademais, a presença de grafita é ubíqua nas rochas kinzigíticas, onde facilmente se pode observar o mineral a vista desarmada; alguns charnockitos e granulitos contêm alguma grafita.

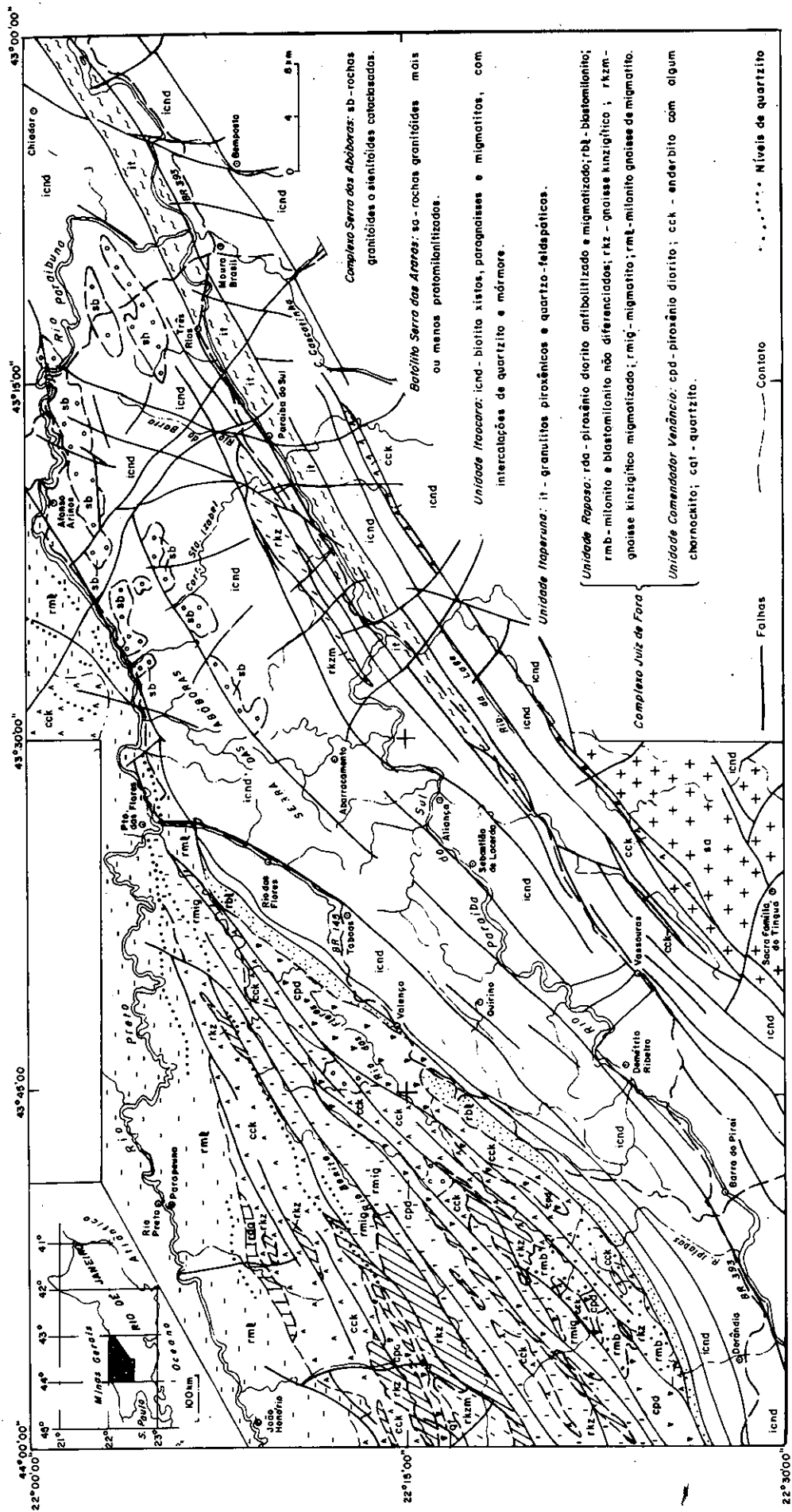
Diques de microgabro e diabásio são comuns na região, injetando qualquer uma das seqüências mencionadas acima, e são atribuíveis ao magmatismo mesozóico do Brasil Meridional.

O motivo estrutural mais saliente da região estudada é a Zona de Transposição Estrutural do Rio Paraíba do Sul (ver Licínio Barbosa & Grossi Sad, 1983 a), que tem sua porção axial ocupada pelos granulitos Itaperuna, flanqueados por cataclastos Itaocara; inclusões tectônicas de rochas charnockíticas Comendador Venâncio são encontradas na Zona de Transposição. A compressão responsável pelo desenvolvimento desta zona produziu um soerguimento à moda de um *horst*, fazendo granulitos coexistirem lado a lado com gnaisses básicos, o que mostra que o metamorfismo granulítico antecedeu o fenômeno de transposição, que afeta os granulitos, os charnockitos e os gnaisses marginais aos granulitos.

As rochas na Zona de Transposição têm um estilo próprio, mostrando foliação verticalizada, ao contrário do que ocorre fora dela, fato já observado por Rosier (1965). O evento tectônico de cisalhamento, que originou as rochas cataclásticas da Zona de Transposição, segundo Campanha (1980), tem idade radiocronológica próxima de 2 b.a.

As rochas charnockíticas do Complexo Juiz de Fora são raramente homófanas; via de regra mostram bandejamento composicional e foliação usualmente metamórfica. Tipos cataclásticos são regra geral, com superposição de estrutura mi-

Figura 1
 Mapa Geológico da Região do Médio Paraíba do Sul,
 Rio de Janeiro



lonítica até blastomilonítica a estruturas anteriores de bandejamento e foliação.

Dobras apertadas em pequena escala e lineação mineral são bem desenvolvidas e superpõem-se ao bandejamento composicional no Complexo Juiz de Fora. Em outras situações o cisalhamento é tão intenso que obscurece completamente tais estruturas. Em domínios restritos, como acontece ao Norte do Rio Preto, a Unidade Raposo arranja-se de tal modo que eixos de dobras menores apontam para o Norte, com caimento moderado. O mesmo resultado é obtido quando se trabalha com diagramas de pólo da foliação e se calcula o eixo estatístico β . Em geral, tanto as rochas desta unidade como as da Unidade Comendador Venâncio exibem eixos de pequenas dobras arrumadas rigidamente segundo N50E, com caimento fraco a nulo. Resultado idêntico é gerado com o cálculo de β . Assim, não há nenhuma dúvida quanto à existência de no mínimo dois episódios de dobramento regional na área investigada. Os mesmos dois episódios não registrados para os paragnaisses da Unidade Itaocara.

O esquema presente na Zona de Transposição é um tanto diferente para as rochas charnockíticas e granulíticas. Para três domínios diferentes, relacionados às folhas Paraíba do Sul, Três Rios e Miguel Pereira, a orientação de eixos de dobras apertadas é N60E, subhorizontal, o mesmo acontecendo com β . Isto significa que a reorientação da foliação original e do bandejamento foi total, com transposição para um novo rumo, evento ocorrido durante o segundo episódio de dobramento regional.

Uma fase de dobramento aberto, com eixos voltados segundo NW-SE, sem desenvolvimento de nova foliação, afeta todas as rochas da região.

COMPLEXO JUIZ DE FORA — UNIDADE COMENDADOR VENÂNCIO

Litologia

A unidade distribui-se segundo duas grandes massas principais, separadas por rochas Raposo; existem corpos menores.

A principal massa, situada ao Sul da cidade de Rio Preto, mostra rochas com feldspato de cor esverdeada a acaramelada e brilho graxo. Cores amareladas e mesmo esbranquiçadas para o feldspato podem ocorrer. O quartzo tem tonalidade azulada e o piroxênio, quando visível, tem cor de bronze. A principal estrutura presente é um bandejamento *lit-par-lit* (Figura 2), modificado por cataclase, que produz textura porfiroclástica. Exposições litologicamente simples, ou seja, só com piroxênio diorito ou gabro ou, então, enderbito ou charnockito, são raras. Via de regra, tem-se uma mescla piroxênio diorito (ou gabro) — enderbito (e/ou charnockito). Todas as rochas são foliadas e podem conter forte trama fascicular (*pencil structure*), de rumo coincidente com os eixos das dobras apertadas. Camadas de quartzito impuro são muito frequentes e espessas. O quartzito contém feldspato, silimanita e moscovita, com interbandas de material argiloso decomposto ou, então, de piroxênio diorito.

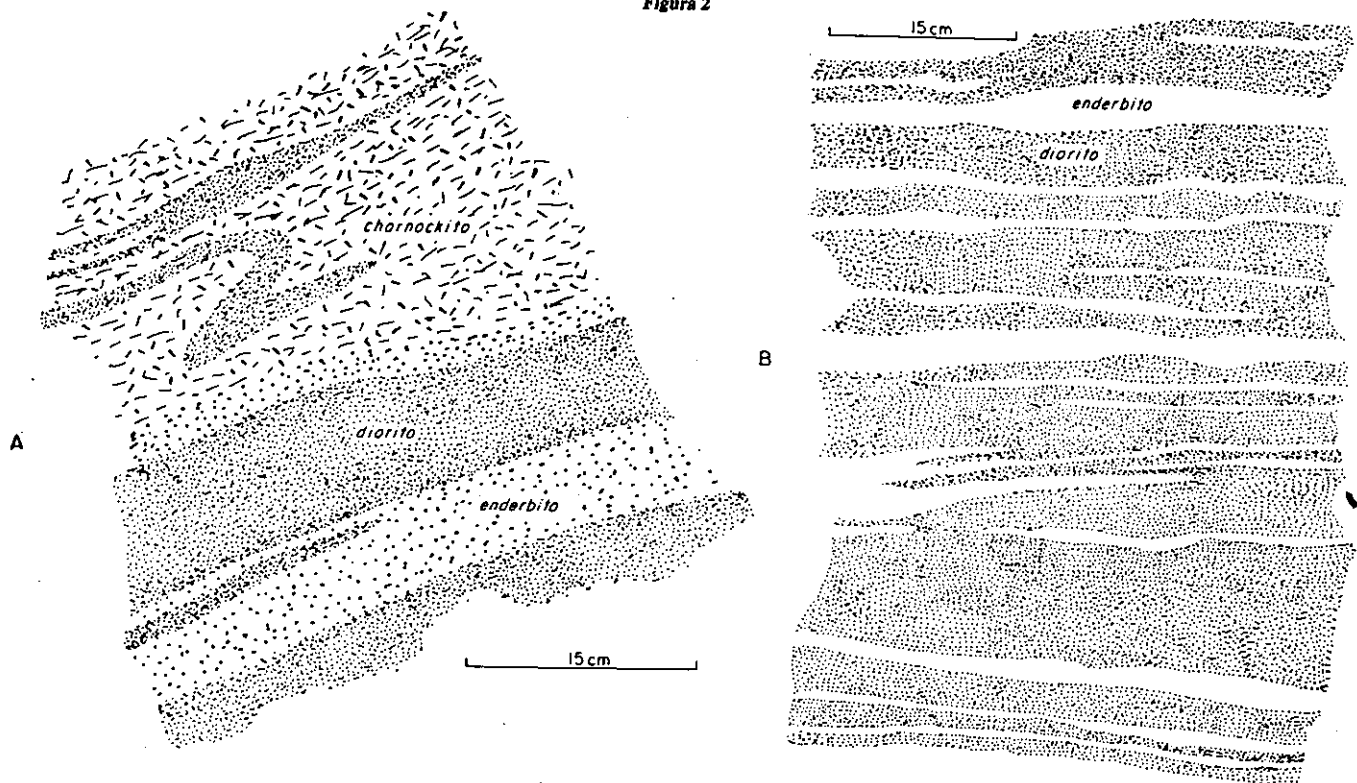
Na segunda e principal massa da unidade, meridional em relação à primeira, os mesmos aspectos acima mencionados são observados, notando-se, contudo, notável diminuição do volume de quartzito e ocorrência relativamente comum de rocha charnockítica quase homófana; quando não homófana, observa-se íntima mescla dos tipos fundamentais, originando bandejamento fino, ao qual se sobrepõe intercalação de massas grosseiras de charnockito e/ou enderbito. A cataclase origina rochas estruturalmente classificáveis como milonito gnaiss. Tipos blastomiloníticos granulitoides podem ocorrer.

Deve ser realçada, em ambas as faixas, a presença de biotita, em proporção variável, porém em quantidade sempre menor que o piroxênio e anfibólio. Estruturas boudinadas, com o material mais escuro envolvido por material mais claro, foram observadas e são comuns.

Grafita é um mineral ocasionalmente presente.

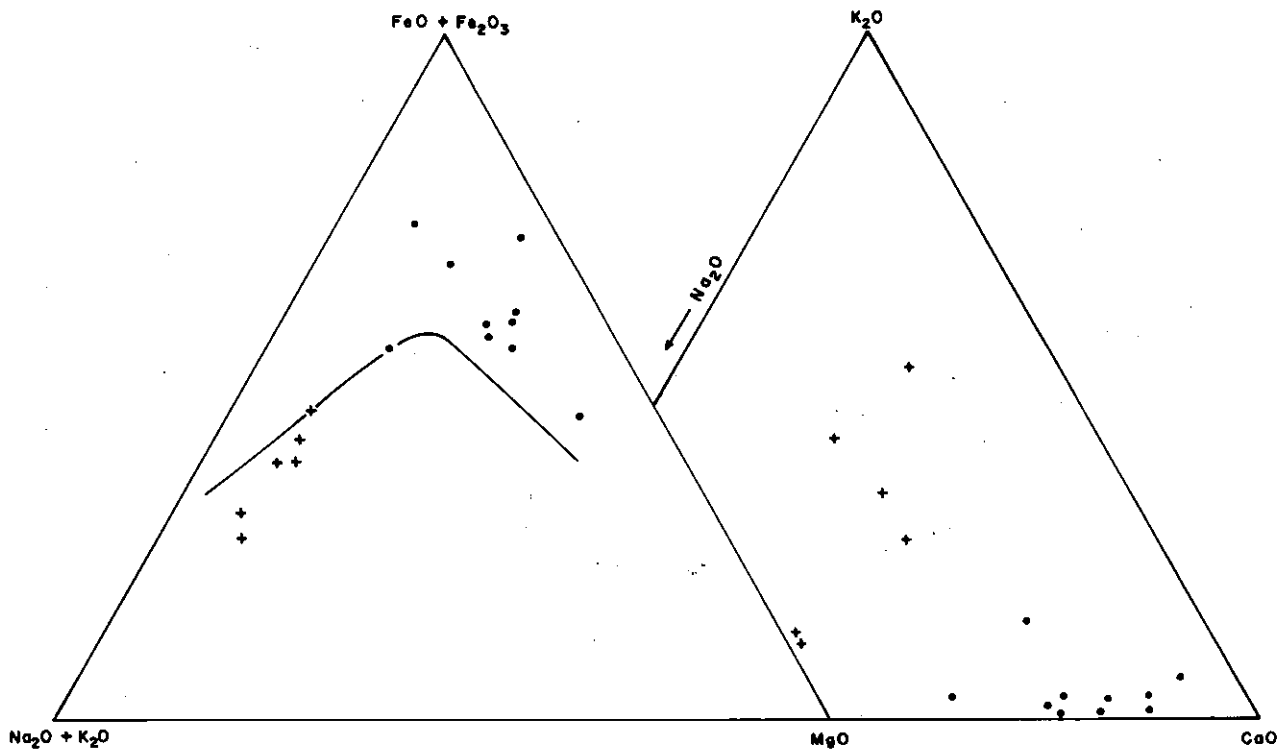
No mapa da Figura 1 foram separadas três subunidades da Unidade Comendador Venâncio, a saber: a) subunidade onde predominam piroxênio diorito e gabro, com algum enderbito-charnockito; b) subunidade com mistura íntima de piroxênio diorito-gabro com enderbito-charnockito; e c) subunidade de quartzitos.

Figura 2



Estrutura bandeada em rochas charnockíticas do Complexo Juiz de Fora. Em A, observa-se bandejamento composicional ao qual se superpõe laminação cataclástica, com truncamento de bandas (Local: 60 m NW de São José de Três Ilhas, Folha Paraíba do Sul). Em B, aspecto geral do bandejamento (Local: Serra da Taquara, Folha Rio Preto).

Figura 3



Diagramas AFM e NKC para charnockitos do Médio Paraíba do Sul. A linha separando os campos toleítico e calco-alcalino é de Irvine & Baragar (1971). Rochas básicas representadas em círculo cheio e rochas intermediárias, em cruz.

Petrografia

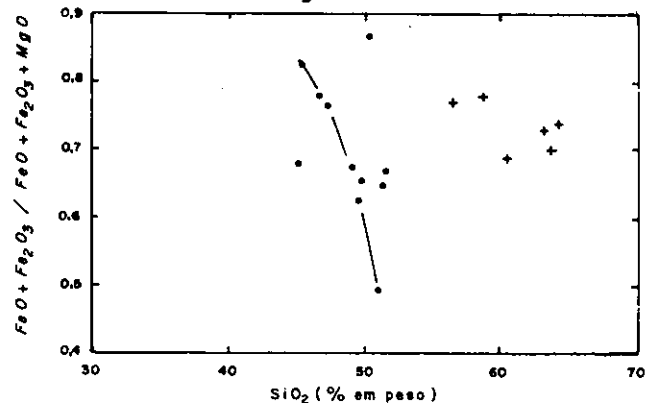
Os piroxênio dioritos são rochas compostas por andesina, piroxênio (hiperstênio, clinopiroxênio ou ambos) e biotita, com alguma hornblenda. Magnetita e apatita são ubíquas. O plagioclásio não é antipertítico e há espécimes que preservam uma textura ígnea fluidal, com fenocristais idiomorfos e orientados de plagioclásio; superpõe-se a ela a textura granoblástica característica da maior parte das preparações examinadas; uma outra textura, cataclástica, pode ainda se desenvolver e origina até mesmo arranjo blastomilonítico.

Os gabros são rochas foliadas, com grãos félsicos subordinados, de textura granoblástica a homeoblástica, foliada ou não; quando foliados, a hornblenda e um opaco associado a ela (magneto-ilmenita) definem a estrutura. O plagioclásio é labradorita ou bytownita com geminações deformadas e contendo inclusões de apatita. O piroxênio pode ser subordinado ao anfibólio e corresponde ao diopsídio, augita e/ou hiperstênio, com inclusões de grãos de magnetita. Biotita é rara.

Os enderbitos são leucocráticos, equigranulares granoblásticos, com foliação definida por lentes quartzosas ou por delgados agregados de antigos cristais isolados de piroxênio. Assim, trata-se de uma foliação secundária. O mineral mais abundante é o oligoclásio antipertítico ou andesina antipertítica, em arranjo granoblástico, denteado ou não, quase sempre com geminação, de lamelas deformadas. O quartzo tem forte extinção ôndulante. O piroxênio principal é o hiperstênio, que tende a se distribuir segundo a foliação. Clinopiroxênio augítico pode ocorrer. Ilmenita é acessório, assim como magnetita, apatita e granada. Biotita, quando presente, pode ter proporção significativa.

Os charnockitos são leucocráticos, usualmente cataclásados (protomiloníticos a miloníticos), com textura granular hipomórfica original preservada em grau variável. O feldspato dominante é ortoclásio-pertita com estrutura lamelar e com restos granulares de plagioclásio, bem como escamas de biotita. Para a formação da pertita nota-se que o hóspede foi substituído pelo hospedeiro, por causa de graduações entre lamelas finíssimas e relíquias geminadas polissinteticamente. O plagioclásio é oligoclásio ou andesina geminada, com evanescência da macla. Pode ser antipertítico e porta mirmequita, em con-

Figura 4



Tendência de comportamento toleítico para os charnockitos básicos (círculos cheios); as rochas intermediárias (em cruz) não a mostram.

tato com o ortoclásio. Esta pode ocorrer inclusa no ortoclásio. O quartzo é xenoblástico e aparece em agregados de textura suturada, lenticulares ou grãos isolados. O piroxênio (hiperstênio e clinopiroxênio) pode alterar-se para biotita. Como acessórios ocorrem magnetita, apatita, ilmenita e zircão, além de granada. Anfibólio epigenizando ou não o piroxênio pode ocorrer.

Outros membros da *suite* charnockítica (jotunito, birkremito, granofels, etc.) são raramente encontrados.

Petroquímica

Na Tabela 1 são mostradas as análises químicas de espécimes de rochas básicas da seqüência charnockítica e de espécimes de rochas posicionadas no limiar composicional que separa os materiais intermediários dos ácidos. Na Tabela 2 os valores médios — juntamente com os valores de desvio padrão — são apresentados, assim como algumas relações entre elementos.

O que fica patente da comparação entre os dados químicos das duas classes de rochas, básicas e intermediárias, pode

Tabela 1
Análises químicas de rochas charnockíticas do Complexo Juiz de Fora
(% em peso para óxidos e ppm para elementos traços)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	45,00	46,50	47,00	49,00	49,50	49,80	50,10	50,90	51,30	51,50	56,50	58,60	60,10	63,00	63,50	64,20
TiO ₂	2,40	3,80	1,60	4,30	1,50	1,60	0,88	1,90	3,50	1,20	0,84	0,76	0,73	0,58	0,61	0,68
Al ₂ O ₃	12,50	14,50	15,80	15,70	16,40	15,30	13,10	17,70	14,30	13,90	17,40	16,00	15,00	15,10	14,90	14,50
Fe ₂ O ₃	2,40	3,10	5,60	2,20	2,70	3,10	3,50	6,10	1,50	2,10	3,14	3,20	2,20	1,60	2,90	0,93
FeO	17,27	12,17	7,44	8,87	8,56	9,70	6,14	7,13	10,85	10,00	4,20	2,42	2,42	4,51	3,85	5,01
MnO	0,24	0,20	0,19	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,19	0,20	0,16	0,15	0,11	0,10	0,10	0,11
MgO	7,10	4,30	4,10	5,50	7,00	6,80	10,10	1,90	6,40	6,50	2,20	1,60	2,20	1,70	1,80	2,20
CaO	10,50	8,90	10,70	9,20	10,90	10,10	13,10	9,80	6,80	11,70	5,00	4,20	4,80	4,40	5,00	4,10
Na ₂ O	0,95	3,14	6,69	3,07	2,64	2,29	1,95	3,27	2,40	1,76	4,53	5,45	2,79	7,04	3,59	6,23
K ₂ O	0,62	0,31	0,54	0,10	0,16	0,26	0,35	0,30	1,52	0,24	4,58	6,48	8,10	1,51	2,96	1,51
H ₂ O+	0,70	0,77	0,22	0,38	0,33	0,50	0,39	0,09	0,43	0,58	0,37	0,31	0,28	0,33	0,24	0,30
P ₂ O ₅	0,11	0,22	0,15	0,13	0,12	0,16	0,10	0,21	0,47	0,12	0,37	0,28	0,56	0,20	0,22	0,08
CO ₂	0,098	0,05	0,05	0,05	0,098	0,098	0,15	0,20	0,20	0,098	0,34	0,25	0,34	0,05	0,15	0,05
S	0,18	0,05	0,07	0,31	0,06	0,07	0,04	0,03	0,17	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
F	0,12	0,65	0,625	0,30	0,02	0,032	0,03	0,04	0,064	0,032	0,05	0,004	0,048	0,625	0,018	0,55
Total	100,20	98,66	100,78	99,27	100,03	99,97	100,09	99,74	100,09	99,97	99,69	99,72	99,70	100,77	99,86	100,49
Sc	72	14	26	16	17	64	68	32	44	64	28	24	24	9	12	8
V	1080	290	260	340	140	112	308	280	320	38	174	192	142	87	158	72
Cr	19	9	22	15	28	90	1160	5	164	430	35	23	76	18	12	48
Co	78	58	33	45	10	60	41	24	44	60	17	12	10	13	9	8
Ni	160	106	51	52	11	124	126	33	96	136	30	24	44	27	5	63
Cu	60	48	79	46	13	500	152	8	124	204	46	62	24	16	<5	30
Zn	138	95	125	90	64	120	72	110	194	94	122	92	48	105	122	60
Ga	32	30	20	24	28	31	24	34	35	31	42	34	22	20	24	17
Rb	12	32	13	18	117	13	16	19	49	12	90	135	195	71	97	95
Sr	45	640	250	600	385	125	86	140	310	85	1028	1170	1062	445	390	280
Zr	112	130	110	270	200	140	94	100	184	108	220	160	580	125	146	92
Nb	<20	47	<20	47	<20	<20	<20	<20	40	<20	<20	40	20	<20	<20	<20
Mo	28	6	<5	<5	<5	24	16	12	22	20	22	6	6	<5	<5	<5
Sn	<5	280	18	11	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	5	20	<5	10
Ba	86	630	30	730	674	108	40	120	320	72	1290	1470	3300	910	690	340
Pb	46	21	<10	20	36	38	36	42	40	38	44	44	66	19	34	16

1. RP - K/11-155B Acesso Sul Rio Preto—Pentagna, 5 km a Oeste desta última; 7.547.440 N/623.740 E, Folha Rio Preto.
2. MP - G/2-255 Estrada RJ-131, 1,5 km a Sudoeste de Andrade Costa; 7.536.300 N/667.100 E, Folha Miguel Pereira.
3. PS - K/14-38 Acesso Werneck—Matozinhos, 1,3 km a Sudeste de Werneck; 7.541.100 N/674.940 E, Folha Paraíba do Sul.
4. MP - H/2-252 Estrada RJ-131, 1,3 km a Nordeste de Andrade Costa; 7.537.760 N/669.300 E, Folha Miguel Pereira.
5. BP - J/4-57 Acesso RP-140 à porção Sudoeste da Serra da Charneca; 7.533.280 N/621.090 E, Folha Barra do Pirai.
6. VL - C/13-44 Estrada RJ-139, 4 km a Noroeste de Valença; 7.543.320 N/632.080 E, Folha Valença.
7. BP - C/2-261A 1,5 km a Sudoeste da RJ-123, a meio caminho entre Pedro Carlos e Conservatória; 7.536.170 N/607.560 E, Folha Barra do Pirai.
8. VA - B/1-243A Estrada RJ-139, 1 km a Noroeste de Chacrinha; 7.538.650 N/630.720 E, Folha Vassouras.
9. BP - D/4-65A Estrada RJ-123, 2,5 km a Sudoeste de Conservatória; 7.533.350 N/608.400 E, Folha Barra do Pirai.
10. RP - M/13-202 Acesso entre Faz. das Cobras e Faz. Harmonia, 1 km ao Sul desta última; 7.545.050 N/627.450 E, Folha Rio Preto.
11. BP - H/9-231A Acesso Norte Barra do Pirai — Conservatória, junto à Cachoeira; 7.523.080 N/617.400 E, Folha Barra do Pirai.
12. BP - J/8-180A Acesso Faz. Boa Vista—Faz. Estrela Branca, 1,5 km a Noroeste da estrada RJ-29; 7.525.600 N/621.050 E, Folha Barra do Pirai.
13. RP - J/14-189 1 km a jusante da confluência do Córrego das Minhocas com o Rio Bonito; 7.541.630 N/621.140 E, Folha Rio Preto.
14. PS - M/13-261A 1,8 km a Sudeste da confluência do Córrego Queima-Sangue com o Rio Matozinhos; 7.542.600 N/678.700 E, Folha Paraíba do Sul.
15. VL - D/7-148 Proximidades da Serra das Coroas, 900 m a Sul da Faz. Boa Vista; 7.554.050 N/635.790 E, Folha Valença.
16. PS - A/3-12B 600 m a Oeste de Três Ilhas; 7.563.000 N/655.870 E, Folha Paraíba do Sul.

ser resumidamente anunciado do modo seguinte:

a) os diagramas de variação da Figura 3 sugerem que se trata de dois grupos rochosos para os quais as tendências de diferenciação são totalmente diferentes, a saber, toleítico e calco-alcalino;

b) o diagrama da Figura 4 confirma o caráter bimodal dos dois grupos rochosos; o material básico é toleítico e se comporta de modo decididamente regular; para o material intermediário o pequeno número de amostras inibe interpretações;

é possível discernir uma tendência calco-alcalina no diagrama; c) o registro (Figura 5) envolvendo as relações FeO/FeO/MgO e SiO₂ - FeO/MgO comprova novamente a bimodalidade dos dados considerados. Para o material básico, a primeira relação sugere tratar-se de basaltos abissais, enquanto no caso da segunda relação há certa dispersão de posicionamento dos valores;

d) o MgO apresenta correlação positiva com Ni, Zn e Co, enquanto o FeO mostra tal correlação com Ni, Zn, Co e TiO₂.

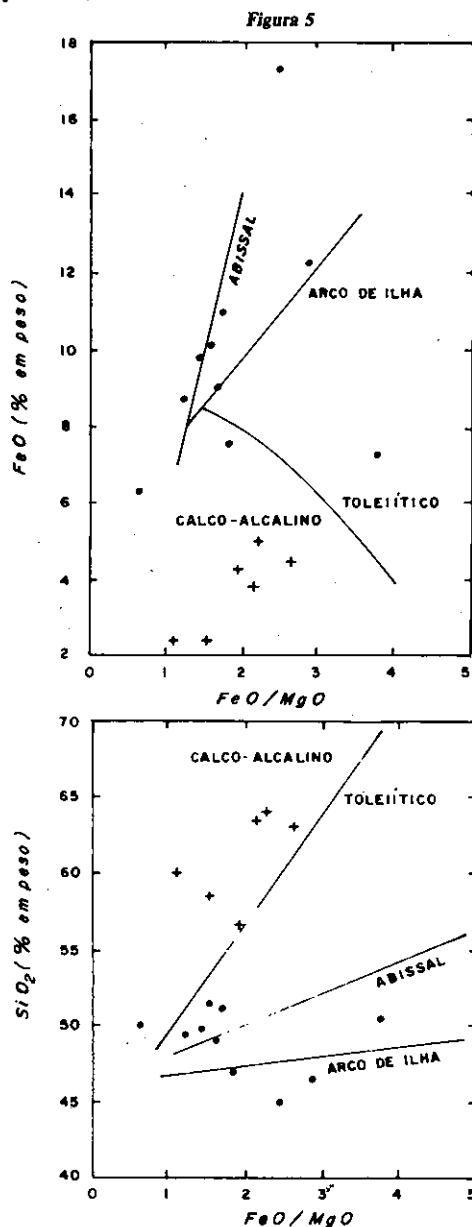
O caráter ígneo pretérito das rochas básicas da seqüência charnockítica parece claro quando comparamos as variações de teor dos óxidos em relação à sílica, isto é, aumentando esta, diminuem o TiO_2 , FeO , CaO e MgO , enquanto crescem a alumina e a soda.

COMPLEXO JUIZ DE FORA — UNIDADE RAPOSO

Litologia

Esta unidade deistribui-se como um envoltório da Unidade Comendador Venâncio, isto é, a faixa setentrional é ba-lizada pelo Rio Preto, e a meridional, pelo Rio das Flores. As duas faixas convergem para a localidade de Porto das Flores (ver Figura 1). Ademais, a Unidade Comendador Venâncio é ainda separada em sua porção axial (ao longo do Rio Bonito) por uma importante massa de migmatitos e gnaisses kinzigíticos da Unidade Raposo. Um corpo isolado desta unidade ainda ocorre como cunha tectônica nos gnaisses Itaperuna, a NW de Paraíba do Sul.

Os elementos litológicos menos modificados dessa unidade são os mesmos da Unidade Comendador Venâncio (charnockitos *sl* e quartzitos), mas exibem diferenças suficientes para separá-las, destacando-se o predomínio de litologias for-



Diagramas de Miyashiro para os charnockitos do Médio Paraíba do Sul.

Tabela 2
Composição química média de
rochas charnockíticas básicas e intermediárias
do Complexo Juiz de Fora
(conforme dados da Tabela 1)

	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO_2	49,06	2,20	60,98	3,08
TiO_2	2,27	1,19	0,70	0,09
Al_2O_3	14,92	1,57	15,48	1,06
Fe_2O_3	3,23	1,50	2,33	0,92
FeO	9,81	3,18	3,74	1,09
MnO	0,18	0,03	0,12	0,03
MgO	5,97	2,20	1,95	0,28
CaO	10,17	1,70	4,58	0,40
Na_2O	2,82	1,54	4,94	1,61
K_2O	0,33	0,21	4,19	2,70
H_2O^+	0,44	0,21	0,31	0,05
P_2O_5	0,18	0,11	0,29	0,17
CO_2	0,109	0,06	0,20	0,13
S	0,10	0,09	0,02	0,01
F	0,19	0,25	0,22	0,29
Total	99,78	—	100,05	—
Sc	41,70	23,54	17,50	8,80
V	316,80	286,61	137,50	48,13
Cr	194,20	363,67	35,33	23,71
Co	45,30	19,82	11,50	3,27
Ni	89,50	49,68	32,17	19,63
Cu	123,40	146,18	35,60	18,41
Zn	110,20	37,42	91,50	31,39
Ga	28,90	4,84	26,50	9,54
Rb	30,10	32,70	113,83	44,89
Sr	266,60	215,39	729,17	397,98
Zr	144,80	56,50	220,50	181,15
Mo	18,29	7,52	11,33	9,24
Sn	—	—	10	7,07
Ba	281	286,36	1333,33	1045,77
Pb	35,22	8,91	37,17	18,51

temente milonitizadas, a ocorrência de granulitos, gnaisses kinzigíticos migmatizados ou não, milonito gnaisses e blastomilonitos. Estas rochas são derivadas de charnockitos.

Os tipos derivados, tais como granulitos, gnaisses kinzigíticos, etc., quase sempre contêm pequenos restos de rochas do complexo charnockítico, revelados após cuidadoso escrutínio dos afloramentos. A presença de quartzitos é refletida também na Unidade Raposo, assim como de mármore e rocha calciossilicatada.

Os milonito gnaisses de migmatito da faixa setentrional da unidade são bandeados, têm biotita abundante, que aparece em escamas finas nas melanobandas. O feldspato ocorre como porfiroclastos e o quartzo como lentes, nas leucobandas. Existem dois feldspatos: um esverdeado, que aparece como massas disseminadas; o outro tem cor rósea e é microclina, presente sob forma de massas pegmatóides, interpretadas como produto de migmatização. Granada e anfibólio são freqüentes nos milonito gnaisses, porém não abundantes.

Na faixa central de ocorrência da unidade, ao longo do Rio Bonito, ocorrem milonito gnaisses de rochas que anteriormente foram fortemente migmatizadas e gnaisses kinzigíticos diaforéticos. Estes exibem transições comuns para as rochas Comendador Venâncio. Na grande maioria dos afloramentos

observa-se um feldspato acaramelado e/ou esverdeado associado a piribólio. O máfico dominante é a biotita, associada com anfibólio e granada. A migmatização é feita através de neosoma de gnaiss granítico de granulação média a grosseira, com contatos bruscos e concordantes, localmente transgressivos. Massas quartzo-feldspáticas rosadas são, também, comuns.

Os gnaisses kinzigíticos presentes em vários locais são rochas pouco cataclásticas — anfibólio biotita gnaiss granatífero com alguma sillimanita, intercalado com pequenas massas charnockíticas — ou, então, milonito gnaisses de granulação fina a média, bandeados, com as melanobandas ricas em granada. A granada tem a cor arroxeadada usual de rochas kinzigíticas. Neosoma de granulação média a grosseira, esbranquiçado, pode ocorrer em abundância em certas áreas, deixando restitos com biotita-grafita-sillimanita, aos quais bem se aplica o nome kinzigito.

Os blastomilonitos da faixa meridional constituem uma zona praticamente contínua, com largura de cerca de 1 km, que pode atingir até 2 km. São rochas biotíticas, pouco granatíferas, e encerram algum piribólio. Em muitas exposições se observa feldspato acaramelado ou esverdeado. O quartzo tem forma discóide. A preservação de estruturas migmatíticas é rara. Os blastomilonitos são cinzentos, escuros (derivados de rochas básicas) ou claros (derivados de rochas intermediárias e ácidas), e apresentam uma laminação mecânica muito acentuada.

Petrografia

É muito difícil apresentar um panorama sintético da petrografia das diversas subunidades da Unidade Raposo, dada a grande variabilidade composicional.

As rochas dominantes são milonito gnaisses derivados do complexo charnockítico, que foi migmatizado, para em seguida ser cataclásado e milonitizado. No interior da massa de milonito gnaisses ocorrem blastomilonitos granulitoides ou não, piroxênio diorito, quartzodiorito e rara rocha calciossilicática. Sua textura é granolepidoblástica, com elevada proporção de porfiroclastos de feldspato, que pode ser microclina e/ou um plagioclásio antiperitítico (oligoclásio, andesina sódica ou labradorita). O quartzo ocorre em grãos poliédricos isolados e em massas lenticulares, onde os cristais têm contornos irregulares. Dentre os máficos predomina a biotita, derivada da alteração do anfibólio (hornblenda ou barroisita). A granada não é abundante e como acessórios tem-se ilmenita, rutilo, magnetita, apatita, alanita e zircão. Porfiroblastos preservados de microclina rósea são observados em alguns espécimes.

Milonito gnaisses kinzigíticos portadores de feldspato branco (andesina ou oligoclásio; por vezes também ortoclásio) são comuns na área. Contêm quartzo, granada arroxeadada, sillimanita e biotita vermelha. Como acessórios tem-se magnetita e grafita.

Os blastomilonitos são rochas contendo feldspato potássico micropertítico em porfiroclastos ovóides ou em grãos fragmentados na matriz; modo idêntico de ocorrência existe para o plagioclásio (oligoclásio ou andesina, por vezes, antiperitítico). Dentre os máficos destacam-se a biotita e a hornblenda. O quartzo aparece em lentes e também na forma discóide. Como acessórios tem-se sillimanita, ilmenita, magnetita e apatita.

Uma rocha muito interessante na Unidade Raposo é o diorito anfibolitizado e migmatizado presente em faixa situada a Su Sudoeste de Parapeúna. O neosoma blastomilonitizado tem feldspato potássico (ortoclásio ou microclina), andesina, quartzo, biotita e hornblenda. Como acessórios tem-se titanita, apatita e ilmenita.

Petroquímica

Quatro amostras de milonito gnaisses foram analisadas com os resultados mostrados na Tabela 3. Como tais rochas sofreram transformações intensas, é praticamente impossível, com os dados disponíveis, fazer comparações. Contudo, alguns comentários são necessários. O exame das relações entre

elementos das rochas charnockíticas intermediárias e dos milonito gnaisses sugere, conforme o quadro abaixo, que as mesmas se modificaram substancialmente. No quadro são ainda apresentadas as relações para os gnaisses kinzigíticos da Unidade Raposo.

Contudo, a apreciação dos valores médios dos elementos traços, mostrados a seguir (incluem-se no quadro os dados dos gnaisses kinzigíticos), sugere a derivação dos milonito gnaisses a partir de rochas intermediárias da seqüência charnockítica. Os únicos elementos que apresentam discrepância são o cromo, o estrôncio e o bário. Os restantes têm médias semelhantes.

Tabela 3
Composição química de milonito gnaisses da Unidade Raposo (% em peso para óxidos e ppm para elementos traços)

	1	2	3	4	\bar{x}	s
SiO ₂	65,30	65,90	66,60	70,60	67,10	2,39
TiO ₂	0,54	0,49	0,54	0,75	0,58	0,12
Al ₂ O ₃	15,80	15,00	14,20	12,60	14,40	1,37
Fe ₂ O ₃	0,55	1,80	4,60	1,50	2,11	1,74
FeO	3,28	3,14	1,28	3,85	2,89	1,11
MnO	0,04	0,08	0,05	0,09	0,07	0,02
MgO	2,40	2,00	3,00	1,60	2,25	0,60
CaO	3,20	3,70	3,00	2,10	3,00	0,67
Na ₂ O	3,54	3,93	1,42	2,55	2,86	1,12
K ₂ O	4,55	3,06	3,68	3,56	3,71	0,62
H ₂ O+	0,34	0,31	1,42	0,37	0,61	0,54
P ₂ O ₅	0,39	0,20	0,07	0,05	0,18	0,16
CO ₂	0,39	0,34	0,20	0,29	0,31	0,08
S	0,03	0,02	<0,01	0,10	0,05	0,04
F	0,066	0,056	0,052	0,082	0,064	0,013
Total	100,42	100,03	100,02	100,09	100,18	—
Sc	16	17	28	17	19,5	5,5
V	100	140	108	132	120	19
Cr	87	28	224	67	101,5	85,5
Co	14	10	19	12	14	4
Ni	46	11	55	34	36,5	19
Cu	22	13	8	35	19,5	12
Zn	64	64	68	72	67	4
Ga	32	28	40	22	30,5	7,5
Rb	173	117	133	210	158,5	42
Sr	317	385	169	145	254	116
Zr	124	200	300	410	258,5	124
Nb	40	<20	<20	20	—	—
Mo	7	<5	8	<5	7,5	—
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	—
Ba	760	674	610	360	601	172
Pb	62	36	54	36	47	13

1. RP -D/9-10A Acesso Rio Preto — João Honório, junto às Fazendas Reunidas Magalhães; 7.550.990 N/608.010 E, Folha Rio Preto Estrada RJ-20, 2 km a Sul de Manuel Duarte; 7.555.040 N/648.750 E, Folha Valença.
2. VL -K/7-57 Rio Preto, saída Sul para Pentagna; 7.556.350 N/621.050 E, Folha Rio Preto.
3. RP -J/6-01A EFL, 2 km a Leste de Pentagna; 7.549.600 N/630.320 E, Folha Valença.
4. VL -B/10-03A

\bar{x} . Valor médio
s. Desvio padrão

	Rochas charnockíticas intermediárias (Tab. 2)	Milonito gnaisses (Tab. 3)	Gnaisses kinzigíticos (Tab. 4)
K ₂ O/Na ₂ O	1,05	1,30	1,39
K ₂ O/CaO	0,76	1,24	1,30
FeO/Fe ₂ O ₃	1,60	1,37	5,01
K/Rb	378,42	194,32	167,82
Rb/Sr	0,15	0,62	0,82
Ba/Sr	1,83	2,36	2,60
Ba/Rb	11,72	3,79	3,16
Sc	17,5	19,5	23
V	137,5	120	111
Cr	35	101,5	104,5
Co	11,5	14	13
Ni	32	36,5	35
Cu	26	19,5	19
Zn	91,5	67	67
Ga	26,5	30,5	21
Rb	114	158,5	139,5
Sr	729	254	169,5
Zr	220,5	258,5	210,5
Ba	1333	601	441
Pb	37	47	35,5

A composição química dos gnaisses kinzigíticos da Unidade Raposo é representada na Tabela 4. As razões entre elementos, exibidas em quadro anterior, mostram, exceção feita para FeO/Fe₂O₃ e K/Rb, grande semelhança com as razões dos milonito gnaisses. Porém o maior ponto de identidade entre estes dois grupos rochosos é mostrado pelos conteúdos médios dos elementos traços (ver quadro acima), onde as únicas discrepâncias são notadas entre o rubídio, o estrôncio e o bário.

UNIDADE ITAPERUNA

Esta unidade, que comporta granulitos, originalmente definida na Região Norte do Estado do Rio de Janeiro (ver Licínio Barbosa & Grossi Sad, 1981), aflora continuamente ao longo da calha do Rio Paraíba do Sul e na região sob descrição; desenvolve-se a partir de um ponto situado a 10 km a NE de Vassouras e prossegue em faixa com cerca de 3 km de largura, passando por Paraíba do Sul, Três Rios e Moura Brasil. O Rio Paraíba do Sul ajusta-se perfeitamente à faixa mencionada, devido à natureza laminada das rochas da Unidade Itaperuna, que se põe em contato tectônico com as litologias típicas da Unidade Itaocara.

Litologia

Os afloramentos de granulitos da Unidade Itaperuna apresentam notável clivagem rochosa e excelente diaclasamento. Os granulitos são bandeados e esta estrutura é parcial ou totalmente transposta. Neste último caso a rocha mostra-se formada por bancos centimétricos a métricos, alternadamente claros e escuros. Quando a transposição é parcial, tem-se dobramento intrafolial ou, então, *boudinage* com *boudins* — mais ou menos afilados e recurvados — de rocha máfica envolvidos por material félsico. A estrutura blastomilonítica é revelada pela presença invariável de porfiroclastos angulosos de feldspato, quartzo e pirobólio e de grãos de quartzo recristalizado sob forma placóide a discóide, característica das partes félsicas, mas também observadas nas partes máficas. Granada

é ubíqua nos granulitos claros posicionados a NE de Paraíba do Sul.

Além de granulitos *stricto sensu* há, subordinadamente, blastomilonitos mais grosseiros que os granulitos e diaforitos a biotita.

No campo, os granulitos podem classificar-se como claros e escuros, mas esta divisão não corresponde à que se baseia na presença ou ausência de piroxênio, visto que os granulitos claros têm algum piroxênio, quase sempre.

Migmatização dos granulitos é observada na área, manifestada pela injeção de material granítico em bandas estreitas. Os migmatitos, por sua vez, mostram-se milonitizados.

Petrografia

Várias amostras de rochas presentes na faixa de exposição da Unidade Itaperuna são cataclastos de derivação charnockítica, mas tendo adquirido a granulometria fina dos granulitos ss. Nós nos deteremos na breve descrição dos granulitos, apenas.

Os granulitos a piroxênio e anfibólio são típicos dos materiais escuros encontrados intercalados com os granulitos claros. São melanocráticos, xistosos, afaníticos, de textura polygonizada, na qual sobressaem porfiroclastos com 1 mm de tamanho, mas por vezes maiores. Os máficos essenciais são hiperstênio e diopsídio, que predominam sobre o anfibólio tschermakítico. Alguma magnetita é comum. Granada ocorre em nódulos, intercrescida com os máficos. Dentre os feldspatos destaca-se a andesina; além dela tem-se quartzo, e ambos aparecem como porfiroclastos ou, então, dispersos na matriz.

Os granulitos quartzo-feldspáticos são leucocráticos, xistosos, afaníticos, com textura granoblástica polygonizada, permeada por quartzo discóide e pontilhada por porfiroclastos de 1 ou mais milímetros de diâmetro. Os porfiroclastos são de plagioclásio (oligoclásio-andesina) antiperitítico.

A matriz contém dois feldspatos, quartzo e algum máfico (hiperstênio, diopsídio, anfibólio tschermakítico).

Como acessórios nota-se a presença de magnetita e apatita.

Geoquímica

Na Tabela 5 são apresentadas análises químicas de granulitos típicos, piroxênicos e quartzo-feldspáticos. As evidências de campo e petrográficas não deixam dúvida quanto à derivação destas rochas a partir do complexo charnockítico ou Complexo Juiz de Fora. Os dados químicos disponíveis mostram:

a) os granulitos cujas análises constam da Tabela 5 podem, quimicamente, ser classificados como básicos (análises 1 a 5) e ácidos (análises 6 e 7);

b) os granulitos básicos têm composição química global, em termos de elementos maiores, muito próxima da composição das rochas charnockíticas básicas, destacando-se que há identidade de conteúdos para SiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO e certas diferenças em relação a TiO₂, Fe₂O₃, Na₂O e K₂O (comparar composições médias, Tabelas 1 e 5). Em relação aos elementos traços, há boa comparação para Sc, V, Co, Ga, Rb e diferenças para os outros elementos, algumas acentuadas. Não há meios de comparar os granulitos quartzo-feldspáticos com rochas charnockíticas ácidas, por não dispormos de análises destas últimas;

c) o registro em diagramas químicos, dos dados da Tabela 5, quando feito nas Figuras 3, 4 e 5, mostra boa adaptabilidade das composições dos granulitos aos modelos estabelecidos naqueles diagramas.

NOTA SOBRE AS ROCHAS PÓS-JUIZ DE FORA E ITAPERUNA

O complexo rochoso adjacente à seqüência do Complexo Juiz de Fora e Unidade Itaperuna constitui a Unidade Itaocara

Tabela 4
Composição química de gnaisses kinzigíticos da Unidade Raposo
(% em peso para óxidos e ppm para elementos traços)

	1	2	3	4	5	6	7	\bar{x}	s
SiO ₂	60,80	68,50	69,30	69,50	71,00	71,60	74,30	70,70	2,10
TiO ₂	0,75	0,77	0,51	0,66	1,20	0,55	0,24	0,66	0,32
Al ₂ O ₃	18,20	14,30	12,80	14,30	14,10	11,80	12,70	13,33	1,05
Fe ₂ O ₃	1,60	1,50	1,00	0,75	0,73	0,69	0,31	0,83	0,40
FeO	4,56	3,28	4,56	4,99	4,56	4,42	3,14	4,16	0,76
MnO	0,12	0,11	0,11	0,06	0,07	0,17	0,06	0,10	0,04
MgO	2,80	1,80	2,80	2,80	1,60	2,50	1,40	2,15	0,63
CaO	5,30	3,20	3,80	1,40	1,30	1,90	1,40	2,17	1,07
Na ₂ O	3,10	2,79	2,05	1,43	1,94	2,13	1,86	2,03	0,44
K ₂ O	1,78	3,01	1,54	3,11	2,73	3,38	3,12	2,82	0,66
H ₂ O ⁺	0,32	0,45	0,38	0,46	0,59	0,56	0,91	0,56	0,19
P ₂ O ₅	0,44	0,06	0,06	0,10	0,05	0,08	0,06	0,07	0,02
CO ₂	0,098	0,098	0,54	0,25	0,098	0,098	0,44	0,25	0,19
S	0,02	0,01	0,12	0,02	0,01	0,04	0,02	0,04	0,04
F	0,126	0,044	0,046	0,046	0,044	0,058	0,024	0,044	0,011
Total	100,01	99,92	99,62	99,88	100,02	99,98	99,98	99,91	—
Sc	31	24	23	26	17	28	20	23	4
V	124	124	104	140	130	104	65	111	27
Cr	56	134	116	116	74	108	78	104,5	23,5
Co	15	12	12	12	14	19	10	13	3
Ni	34	36	24	38	42	35	36	35	6
Cu	10	20	22	21	<5	18	13	19	3,5
Zn	76	60	70	62	88	70	52	67	12,5
Ga	25	17	22	29	24	18	16	21	5
Rb	105	150	82	168	140	152	144	139,5	30
Sr	586	250	179	95	185	137	170	169,5	52
Zr	380	162	160	300	230	212	200	210,5	52
Nb	<20	34	<20	<20	25	<20	<20	—	—
Mo	<5	<5	<5	<5	8	<5	<5	—	—
Sn	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	—	—
Ba	930	330	330	460	415	600	510	441	105,5
Pb	46	40	34	30	30	38	40	35,5	4,5

1. RP - D/14-18A Acesso Faz. Santa Cruz — Fazenda Paraíso, 700 m a Sul desta última; 7.540.940 N/608.640 E, Folha Rio Preto
 2. VL - A/7-253 EFL, 2 km a Sul da Estação Eng.º Alberto Furtado; 7.554.750 N/629.320 E, Folha Valença
 3. RP - A/14-296B Proximidades do Córrego da Capoeira, 1,5 km a Noroeste da Serra do Tombo; 7.540.680 N/604.090 E, Folha Rio Preto
 4. RP - F/13-270 Proximidades do Córrego do Segredo, 1,2 km a Nordeste da Escola Júlia Seabra; 7.542.600 N/613.300 E, Folha Rio Preto
 5. VL - L/6-48 EFL, 2 km a Leste de Manuel Duarte; 7.556.630 N/650.520 E, Folha Valença
 6. RP - I/14-215 Proximidades da Faz. Santa Zelinda, junto ao Córrego das Minhocas; 7.541.480 N/619.800 E, Folha Rio Preto
 7. BP - C/1-242B Estrada RJ-123, 1 km a Oeste de Pedro Carlos; 7.538.280 N/606.750 E, Folha Barra do Pirai
 \bar{x} . Valor médio das análises 2 a 7.
 s. Desvio padrão.

e não foi diferenciado no mapa da Figura 1. Compõe-se de gnaisses bandeados granodioríticos a graníticos em composição, migmatizados de modo irregular e relativamente discreto (feldspatização e granitização localizadas), que contêm intercalações persistentes de bancos de quartzitos, lentes de mármore dolomítico e de biotita xisto e inclusões de rochas calciossilicatadas; em resumo, de materiais de origem sedimentar.

Estas rochas foram fortemente catacladasas em certas parcelas do terreno, dando lugar a milonito gnaisses e blastomilonitos. Este episódio cataclástico afetou, também, as se-

quências Juiz de Fora e Itaperuna e é datado com idade radio-cronológica de cerca de 2 bilhões de anos (Campanha, 1980). É responsável pelo soerguimento regional do embasamento charnockítico-granulítico e pelo posicionamento do mesmo no mesmo nível crustal ocupado por rochas de menor grau metamórfico (Unidade Itaocara).

Anteriormente a este episódio cataclástico, rochas granodioríticas-graníticas atribuíveis a um Batólito Serra das Araras (Licínio Barbosa & Grossi Sad, 1983 d) foram formadas e injetaram-se na seqüência charnockítica e granulítica — presente no Sul da região sob discussão e também fora dos

Tabela 5
Análises químicas de granulitos da Unidade Itaperuna
 (% em peso para óxidos e ppm para elementos traços)

	1	2	3	4	Média	s	5	6	Média
SiO ₂	46,80	48,10	50,80	51,00	49,18	2,06	69,50	69,80	69,65
TiO ₂	3,10	1,20	0,66	0,99	1,49	1,10	0,15	0,42	0,29
Al ₂ O ₃	16,70	14,70	11,30	14,60	14,33	2,24	14,90	14,00	14,45
Fe ₂ O ₃	4,00	2,30	1,00	1,60	2,23	1,30	0,73	0,88	0,81
FeO	10,16	9,30	10,50	8,87	9,73	0,79	0,14	2,00	1,07
MnO	0,17	0,18	0,29	0,16	0,20	0,06	0,01	0,04	0,25
MgO	3,90	6,00	9,80	6,80	6,62	2,44	0,20	1,20	0,70
CaO	10,60	10,50	10,50	11,30	10,73	0,39	2,40	3,10	2,75
Na ₂ O	3,11	6,07	4,04	3,11	4,08	1,40	9,73	4,98	7,36
K ₂ O	0,50	0,91	0,33	0,73	0,62	0,25	1,73	2,21	1,97
H ₂ O ⁺	0,30	0,37	0,32	0,27	0,32	0,04	0,50	1,18	0,84
P ₂ O ₅	0,18	0,10	0,07	0,09	0,11	0,05	<0,05	0,13	—
CO ₂	0,07	0,05	0,05	0,07	0,06	0,01	0,05	0,07	0,06
S	0,12	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05	<0,01	0,01	—
F	0,525	0,90	0,425	0,90	0,688	0,249	0,125	0,25	0,19
Total	100,24	100,70	100,20	100,51	100,44	—	100,23	100,27	100,39
Sc	49	26	41	29	36,5	10,5	<5	5	—
V	460	280	224	224	297	112	72	54	63
Cr	19	60	770	244	273,5	345,5	7	10	8,5
Co	75	46	74	41	59	18	<5	5	—
Ni	100	108	220	120	137	56	6	17	11,5
Cu	215	86	16	78	99	83,5	8	8	8
Zn	95	110	2600	75	720	1253,5	10	245	127,5
Ga	41	24	22	23	27,5	9	15	27	21
Rb	12	25	<10	20	19	6,5	55	69	62
Sr	255	<50	<50	<50	—	—	675	230	452,5
Zr	210	70	22	38	85	85,5	60	164	112
Nb	42	<20	<20	<20	—	—	<20	<20	<20
Mo	14	<5	<5	5	—	—	<5	<5	<5
Sn	30	10	19	10	17,5	9,5	<5	<5	<5
Ba	86	44	44	62	59	20	995	820	907,5
Pb	22	16	18	18	18,5	2,5	14	15	14,5

1. TO - E/7-3D BR-040, junto ao cruzamento com a EFL; 7.554.600 N/688.800 E, Folha Três Rios.
2. PS - I/12-301C Proximidades do Rio Paraíba do Sul, 300 m a Sul da Faz. Sta. Rosa; 7.544.430 N/671.100 E, Folha Paraíba do Sul.
3. PS - K/11-51B Ramal Ferroviário Paraíba do Sul — Werneck, 500 m a Sul da primeira localidade; 7.547.380 N/675.800 E, Folha Paraíba do Sul.
4. TO - F/8-35E Pedreira próxima à BR-040, 1,5 km a Norte de Moura Brasil; 7.553.470 N/690.100 E, Folha Três Rios.
5. PS - K/11-51A Pedreira próxima à BR-040, 1,5 km a Norte de Moura Brasil; 7.553.470 N/690.100 E, Folha Paraíba do Sul.
6. TO - F/8-35D Pedreira próxima à BR-040, 1,5 km a Norte de Moura Brasil; 7.553.470 N/690.100 E, Folha Três Rios.

seus limites — e na Unidade Itaocara. Em vários locais da área de ocorrência do batólito são comuns xenólitos e restos de teto destas unidades, no interior da massa granodiorítica-granítica.

Uma outra associação de rochas intrusivas foi descrita entre a Serra das Abóboras e o Rio Paraíba (ver mapa da Figura 1) e recebeu o nome Complexo Serra das Abóboras. Sua composição é granítica-sienítica e restos de metassedimentos pertencentes, possivelmente, à Unidade Itaocara são comuns no interior dos materiais plutônicos.

COMPARAÇÃO COM AS HIPÓTESES DE GUIMARÃES

A principal hipótese de Guimarães é que a seqüência charnockítica resultou de metamorfismo catazonal de uma associação magmática básica. Na investigação regional realizada pelos autores e seus colegas encontrou-se ampla evidência de

campo, petrográfica e petroquímica desta tese. As rochas originais eram magmatitos de filiação básica toleítica ou abissal, com intercalações de sedimentos quartzosos e algum material carbonático e grafitoso. A perfeita caracterização do ambiente em que tal seqüência se formou não pode ser ainda estabelecida com segurança, mas acredita-se que seja geossinclinal, durante a fase precoce de evolução.

Uma segunda hipótese discutida por Guimarães é a do bandeamento, que ele atribui à “granitização” (charnockitização dos presentes autores), isto é, à transformação de uma rocha originalmente básica em rocha granodiorítica e/ou granítica, com preservação de bandas básicas e núcleos básicos (*boudins*). Na Figura 2 são mostrados alguns arranjos comuns entre as porções escuras (básicas) e claras (intermediárias e ácidas) no complexo charnockítico, que são idênticos aos encontrados nos migmatitos, comprovando uma origem mista para as rochas em questão.

A terceira hipótese de Guimarães relacionada com os charnockitos é a da sua coexistência com gnaisses regionais de facies metamórfica mais baixa. Sua explicação é a mesma dos presentes autores: a tectônica soergueu o complexo charnockítico, através de falhamento. Amplas provas do processo tectônico são observadas no campo e nas preparações microscópicas. No campo, verifica-se milonitização e blastomilonitização dos charnockitos e dos gnaisses encaixantes, mais intensa nas proximidades do contato entre os mesmos. O processo de transposição é parcial ou total, nesta situação. Ao microscópio, nota-se deformação das lamelas dos plagioclásios e forte extinção ondulante dos plagioclásios, do quartzo e do ortoclásio, comprovando cataclase posterior à formação destes minerais. A redução marginal de grãos de feldspato é comumente observada, originando minúsculos fragmentos angulosos que orlam o cristal maior.

Uma outra hipótese formulada por Guimarães é a da existência de duas fases tectônicas principais, ambas posteriores à charnockitização; a segunda fase seria acompanhada de gnaissificação generalizada do complexo. Nossas investigações demonstram, adicionalmente, que esta segunda fase incidiu sobre materiais migmatizados parcialmente.

Várias observações petrográficas de Guimarães foram confirmadas em nosso estudo, tais como duas gerações de grãos de quartzo, a lamelação característica do ortopiroxênio, as inclusões de biotita em plagioclásio antipertítico, as inclusões de plagioclásio, mirmequita, biotita e apatita em ortoclásio, a existência de outra geração de mirmequita, etc.

Um aspecto não salientado por Guimarães é o extenso processo de metamorfismo retrogressivo que incidiu sobre as rochas do complexo charnockítico, que ocorre na região do Médio Paraíba do Sul e também na região da Mata Mineira, conforme pudemos verificar em viagens a esta área. O que se verifica é que o complexo charnockítico, composto essencialmente de ortorrochas, com participação discreta de pararrochas, constituía um embasamento regional de uma área que posteriormente foi palco de sedimentação e orogênese; este processo capturou cunhas tectônicas do complexo charnockítico e as soergueu, assim como uma enorme raiz do embasamento ascendeu na faixa que hoje se posiciona na Bacia do Rio Preto. Durante essa orogênese, as rochas charnockíticas foram migmatizadas, catacladas, milonitizadas e blastomilonitizadas em grau variável e generalizado metamorfismo retrogressivo. Esse metamorfismo é comprovado por mudanças na paragênese mineral, em direção a um grau metamórfico mais baixo, devido a um ajuste nas condições de temperatura e pressão e disponibilidade de água, acompanhados por migmatização e por recristalização geradora de milonito gnaisses e blastomilonitos.

O metamorfismo retrogressivo afeta indiscriminadamente os charnockitos e os granulitos e sua manifestação mais visível é denunciada pela biotitização de anfibólios e piroxênios originais, pela microclivagem do ortoclásio, etc. O fenômeno é iniciado pela formação de uma auréola de anfibólio ao redor do orto e clinopiroxênio (o processo pode ser intramagmático) e, em seguida, pela transformação do anfibólio e piroxênio em biotita. As reações devem ter ocorrido em temperatura relativamente elevada, devido ao elevado conteúdo de titânio das biotitas. Em fase mais avançada formam-se diaforitos ricos em biotita, sem vestígios de hiperstênio e clinopiroxênio, mas que ainda preservam o plagioclásio antipertítico e o ortoclásio. Durante o metamorfismo regressivo há desenvolvimento de microclina sob forma de porfiroblastos e mirmequitização; ambos estes fatos foram observados por Guimarães. Parte do hiperstênio pode ser transformado em granada.

CONCLUSÕES

Uma discussão geral do problema da gênese das rochas charnockíticas foi feita por Guimarães (1961), ao abordar material proveniente da Zona da Mata, em Minas Gerais. A apreciação dos trabalhos mais antigos e mais recentes sobre as rochas charnockíticas de várias regiões da Terra mostra claramente a ausência de uma concordância a respeito da sua gênese,

ora as proto-rochas são magmáticas, ora sedimentares. Contudo, um aspecto ao qual se tem dado muita importância é o do metamorfismo regressivo, claramente exposto por Cooray (1962), no Ceilão.

O estudo realizado na região do Médio Paraíba do Sul, no Estado do Rio de Janeiro, permite avançar algumas conclusões sobre a questão da gênese das rochas charnockíticas e rochas afins; conclusões semelhantes já foram apresentadas por vários autores:

1) as rochas examinadas não mostram evidências de metamorfismo progressivo em direção à facies granulítica, e, sim, metamorfismo regressivo. O processo de charnockitização corresponde a uma "granitização" de alta pressão e alta temperatura;

2) as rochas originais são derivadas de uma seqüência magmática básica, portadora de intercalações de rochas sedimentares, especialmente quartzitos; a principal evidência é a presença de bandas básicas penetradas *lit-par-lit* por bandas félsicas, estas de composição enderbítica e/ou charnockítica; outros esquemas geométricos de arranjo entre bandas máficas e félsicas são conhecidos e, em conjunto, são idênticos aos arranjos mesoscópicos notados nos migmatitos. A origem das bandas básicas é, indisputavelmente, ígnea. O caráter metasedimentar, em parte, das rochas charnockíticas é atestado pela presença das camadas quartzíticas e de leitos de rocha carbonática; ademais, há materiais que são grafitosos, o que corrobora uma derivação sedimentar para parte das rochas em questão;

3) não se tem evidências conclusivas sobre o caráter ígneo ou metassomático das bandas félsicas; o processo de introdução destas bandas é por nós denominado "charnockitização". Não há dúvida de que tenha ocorrido introdução desta fase rochosa félsica, pois há total improbabilidade de uma geração *in situ*, à custa do material básico;

4) as rochas charnockíticas e granulíticas da região do Médio Paraíba do Sul parecem pertencer ao antigo embasamento regional, alçado para níveis crustais mais próximos da superfície, através de tectônica, que deformou a superestrutura e também as rochas da facies granulítica;

5) um episódio regional de migmatização parcial das rochas charnockíticas e granulíticas antecedeu o episódio tectônico que colocou lado a lado rochas de diferentes facies metamórficas, em contato brusco;

6) o metamorfismo diaforético é um importante processo regional e imprimiu, a cada episódio orogenético, graus metamórficos decrescentes às rochas afetadas.

Geosol — Geologia e Sondagens Ltda.
30000, Belo Horizonte, MG, Brasil

Bibliografia

- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. — 1983 a — Reinterpretação das "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. SBG, Anais II Simp. Geol. Minas Gerais, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, 1-10.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. — 1983 b — Petrologia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa Minas Gerais — Rio de Janeiro. SBG, Anais II Simp. Geol. Minas Gerais, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, 63-74.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. — 1983 c — Geoquímica e petrologia dos charnockitos e rochas afins do Complexo Juiz de Fora, MG-RJ. SBG, Anais II Simp. Geol. Minas Gerais, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, 75-82.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. — 1983 d — Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Rio Preto, Valença, Barra do Pirai e Vassouras. Geosol — DRM, Niterói (inédito), 327 p.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. — 1981 — Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas

- Varre-Sai, Eugenópolis, Itaperuna e Miracema. Geosol — DRM, Niterói (inédito), 262 p.
- CAMPANHA, G.A.C. — 1980 — O lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios. USP, Inst. Geociências, São Paulo (inédito), dissertação de Mestrado.
- COORAY, P.G. — 1962 — Charnockites and their associated gneisses in the Pre-Cambrian of Ceylon. *Geol. Soc. London, Quart. J.*, 118, 239-273.
- ESKOLA, P. — 1952 — On the granulites of Lapland. *Amer. Jour. Sci., Bowen Volume, Part. 1*, 133-171.
- GROSSI SAD, J.H. & MOREIRA, M.D. — 1978 — Geologia e Petrologia da Folha Trajano de Morais, Estado do Rio de Janeiro. Geosol — DRM, Belo Horizonte (inédito), 288 p.
- GUIMARÃES, D. — 1961 — A origem dos charnockitos. *Bol. SBG, V. 10, N.º 2*, São Paulo, 5-38.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. — 1971 — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 29-40.
- KUSHIRO, I. — 1979 — Fractional crystallization of basaltic magma. *In The Evolution of the Igneous Rocks* (H.S. Yoder, ed.), 171-203. Princeton University Press, Princeton, N. Jersey.
- MIYASHIRO, A. — 1975 — Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.*, 83, 249-281.
- ROSIER, G.F. — 1965 — Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha no Estado de Minas Gerais. DNPM — DGM, 222, 1-41.

INCLUSÕES FLUIDAS: MÉTODOS USUAIS DE ESTUDO E APLICAÇÕES

KAZUO FUZIKAWA

ABSTRACT: *Fluid inclusions in minerals have been known for many centuries. In the 19th century attempts were made to determine their composition, but only in the beginning of the second half of this century was the interest in fluid inclusion study awakened in the Western World. In this awakening process Edwin Roedder among others wrote many outstanding papers which remain as milestones for all who work with fluid inclusions.*

In the present article the most common methods of fluid inclusion study are briefly outlined. Descriptions of ordinary microscopy and microthermometry (nondestructive methods), as well as of scanning electron microscopy and the use of crushing stage (destructive methods) are made.

A short mention of the main practical applications of fluid inclusion study and a brief description of commercially available heating/cooling stages is also presented.

principalmente russa, que de algum modo tenham ligação com os estudos de inclusões fluidas. Em 1970 haviam sido relacionados 264 trabalhos, cinco anos mais tarde (1975) esse número já atingia 739 trabalhos e, em 1978, 911 trabalhos. Atualmente, esse número já ultrapassa a casa do milhar.

O conhecimento da existência e o estudo de inclusões fluidas não são, contudo, recentes. Menções a respeito já foram registradas no tempo de Santo Agostinho (século IV), e a primeira descrição foi feita por um grande sábio da Ásia Central, Abu I-Reykan Muhamad ibn Ahmad al-Biruni, no século XI. As inclusões sempre atraíram a atenção dos estudiosos e existem registros de várias observações feitas pelos naturalistas nos séculos subseqüentes à Renascença (Roedder, 1972).

Na primeira metade do século XIX ocorreram as primeiras tentativas de análises dos fluidos das inclusões. A presença abundante de água foi inclusive usada como argumento para tentar provar a teoria netunista da formação dos minerais e rochas a partir da água.

Sorby (1858) publicou um extenso artigo com numerosas observações e interpretações sobre as inclusões fluidas. Sem dúvida, o trabalho deste autor constitui um marco na história da evolução do estudo de inclusões fluidas. Foi ele quem propôs a tese de que as bolhas presentes nos fluidos da maioria das inclusões eram o resultado da contração diferencial do líquido e do mineral hospedeiro durante o resfriamento, a partir de uma temperatura mais elevada de aprisionamento até a temperatura ambiente de observação. Assim, raciocinava Sorby, se o processo pudesse ser revertido, aquecendo-se a inclusão, poder-se-ia chegar à temperatura de formação da inclusão no momento da homogeneização do fluido.

A maioria dos trabalhos desse período é meramente descritiva das observações efetuadas, porém autores como, por exemplo, Ferdinand Zirkel (1870) tentaram efetuar análises do conteúdo das inclusões (Roedder, 1972). É admirável que muitas das afirmações de Sorby e Zirkel continuem a ser válidas, mesmo tendo decorrido mais de um século desde a publicação das mesmas. E mais admirável ainda é o quase esquecimento do estudo de inclusões fluidas por três quartos de século, desde esse período, no Ocidente. Somente na segunda metade deste século houve uma reativação do interesse nos seus estudos, e desde o início da década de 60 o número de geocientistas que se tem dedicado ao assunto tem crescido de modo contínuo, comprovado pelo número de trabalhos publicados, como foi mencionado anteriormente. Nesta constelação de autores, o nome de Edwin Roedder merece um destaque especial. Foi, possivelmente, devido à sua coragem em se dedicar a um assunto tão controverso na época e à sua persistência que o método de estudo de inclusões fluidas se tornou uma técnica tão amplamente difundida e confiável.

COMPOSIÇÃO, TAMANHO, NÚMERO E VOLUME DAS INCLUSÕES FLUIDAS

A denominação de inclusões fluidas abrange, na verdade, não somente as inclusões com fases líquidas e gasosas, mas também aquelas que apresentam, associadas às fases fluidas, uma ou mais fases sólidas. Desta forma, em relação ao número de fases presentes, as inclusões fluidas são denominadas de

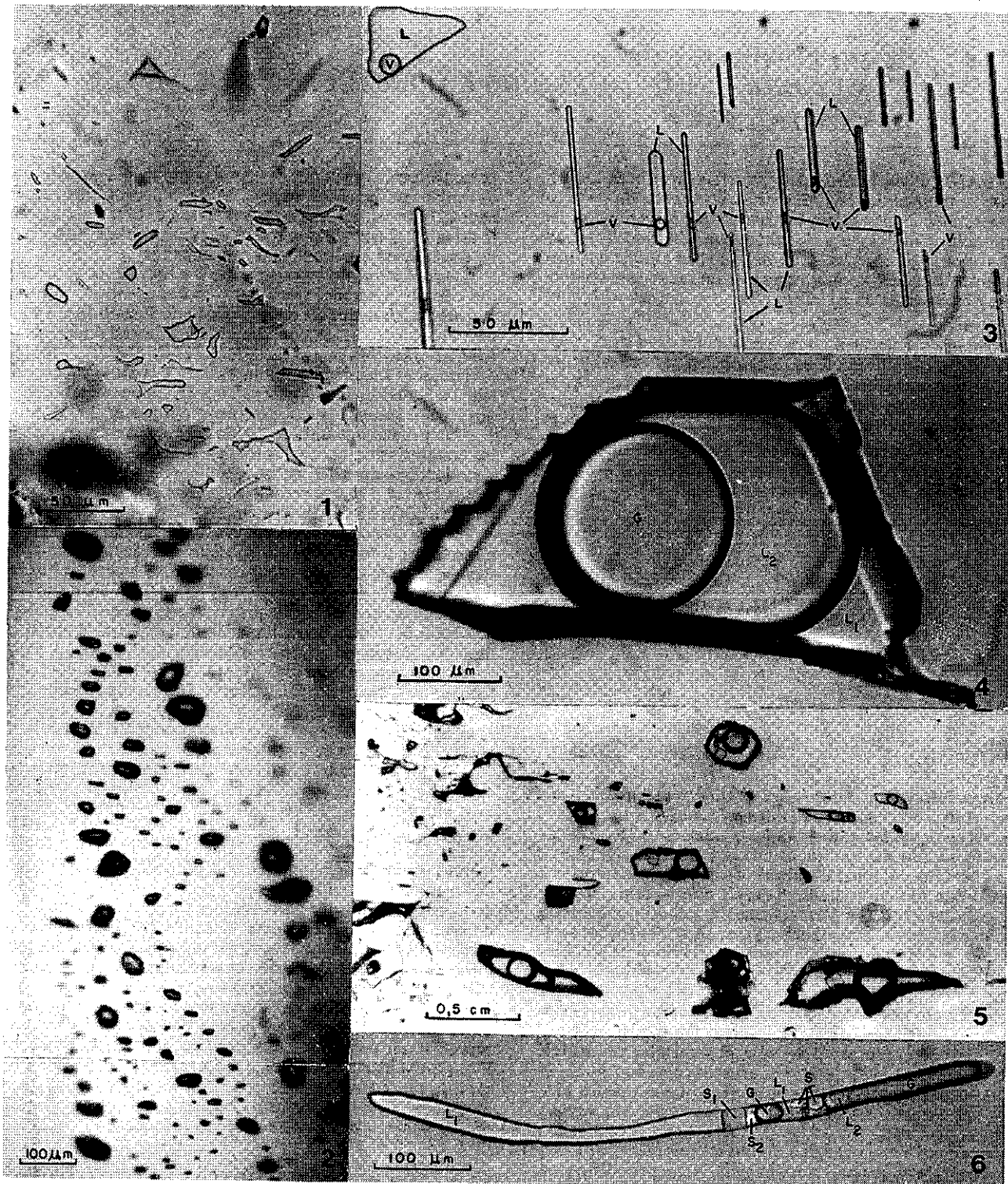
INTRODUÇÃO

Inclusões fluidas são porções de fluidos inclusos nos minerais. A importância do estudo destas inclusões é que ele permite, via de regra, determinar várias condições físico-químicas reinantes durante a cristalização ou recristalização do mineral que as contém ou, ainda, durante os eventos metamórficos posteriores à formação destes minerais. Desta forma, as condições limitantes para a formação de um depósito mineral, o jazimento de rochas magmáticas, a diagênese das rochas sedimentares, o metamorfismo das rochas metamórficas e metasomáticas podem ser estabelecidas. É fácil, portanto, compreender o grande interesse que o estudo de inclusões fluidas tem despertado na comunidade dos que se dedicam às geociências, seja no seu aspecto econômico — como instrumento auxiliar no estudo ou prospecção de depósitos minerais orgânicos e inorgânicos —, seja no seu aspecto científico — como método determinante das condições físico-químicas dos processos petrogenéticos. Para aquilatar o crescente emprego do estudo de inclusões fluidas em geologia, pode-se verificar o número de trabalhos relacionados nos "Proceedings of COFI"⁽¹⁾, publicação anual criada em 1968. Neste periódico, cuja edição foi iniciada e continua a ser mantida por uma dedicação pessoal ilimitada de Edwin Roedder, está compilado o maior número possível de resumos e mesmo de traduções, na íntegra, para o inglês, de alguns artigos da literatura mundial,

(1) "Comission on Ore-Forming Fluids in Inclusions", que é parte da "International Association on the Genesis of Ore Deposits" (IA-GOD).

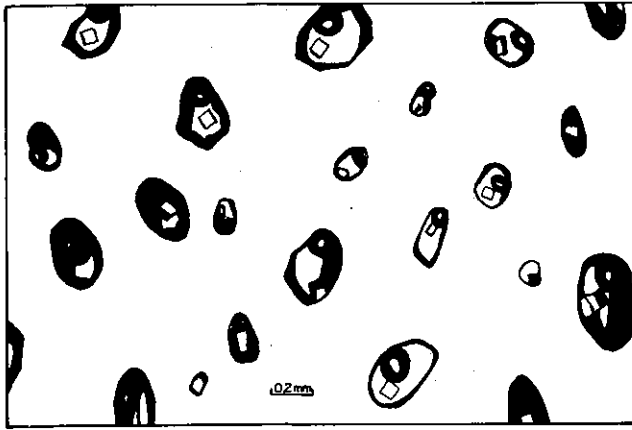
monofásicas quando, à temperatura ambiente ($\cong 25^{\circ}\text{C}$), apresentam somente uma fase líquida ou gasosa (Fotos 1 e 2); bifásicas quando contêm duas fases, sejam elas líquida + gasosa (Foto 3), líquida + sólida, duas líquidas, como no caso de dois líquidos imiscíveis, ou sólida + gasosa, como no caso

das inclusões vítreas; trifásicas quando apresentam uma combinação de três fases, onde as mais comuns são de duas líquidas + gasosa (Foto 4) e de líquida + gasosa + sólida (Figura 1); e polifásicas ou multifásicas quando são constituídas por quatro ou mais fases (Fotos 5 e 6).



- Foto 1** Inclusões monofásicas (aquosas), irregulares em barita. Jazida de Fluorita de Volta Grande, Cerro Azul, Paraná. Mineropar S.A. Amostra BAR-02.
- Foto 2** Inclusões monofásicas (gasosas), secundárias, em forma de cristais negativos, de quartzo de segregação em albitos de Lagoa Real, Caetitê, BA. Amostra HAR-343, Nuclebrás.
- Foto 3** Inclusões bifásicas (líquido = L + vapor = v) tubiformes e uma planar (canto superior esquerdo) em barita. Mesma procedência da Foto 1.
- Foto 4** Inclusão trifásica (H_2O líquido = L_1 + CO_2 líquido = L_2 + CO_2 gás = G) em topázio. Procedência: Teófilo Otoni, MG. Cortesia dr. Luiz Henrique Coelho.
- Foto 5** Inclusões multifásicas em topázio. Notar a constância da proporção entre as fases nas diversas inclusões. Mesma procedência da Foto 4.
- Foto 6** Uma inclusão multifásica, vermiforme da amostra anterior (Foto 5). Além das fases fluidas, ocorrem fases sólidas (S), sendo que o cubo (S_1) deve ser halita e a fase fortemente birrefringente (S_2), talvez $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. As fases fluidas são: solução aquosa (L_1), CO_2 líquido (L_2) e CO_2 gás (G).

Figura 1



Exemplo de inclusões fluidas trifásicas, formadas a partir de um fluido homogêneo. Em todas as inclusões a razão das fases sólida/líquida/gasosa é constante. Isto foi confirmado pelas temperaturas de homogeneização que em todas as inclusões desse grupo se situaram num intervalo de 0,1°C. Inclusões fluidas de um cristal de quartzo de Bitsch (Valais), Alpes Suíços. Copiado de uma fotografia de Stalder (1976).

Obviamente os componentes gasosos formarão sempre uma única fase, por mais numerosos que eles sejam, embora possam apresentar-se subdivididos por razões morfológicas da inclusão (Foto 6). As substâncias gasosas mais comuns presentes nas inclusões são H₂O (vapor), CO₂, CO, CH₄, N₂, SO₂, H₂S e H₂. Nas fases líquidas há uma predominância absoluta de H₂O, mas a presença de CO₂ líquido não é incomum. Algumas vezes, ambientes próximos a indícios ou campos petrolíferos podem apresentar minerais com inclusões de óleo. A água, quando ocorre junto com o gás carbônico ou com os hidrocarbonetos líquidos, é imiscível nos mesmos, formando fases distintas à temperatura ambiente. O anidrido sulfídrico, embora tenha ocorrência restrita, é também imiscível na água e apresenta-se como fase independente. A água, na maioria das vezes, é uma solução salina de concentrações variadas.

As fases sólidas podem ocorrer em inúmeras variedades (Fotos 5 e 6). As mais comuns são cloretos de sódio, potássio, cálcio, magnésio, ferro, etc. Os três últimos ocorrem geralmente na forma de diferentes hidratos, dependendo da concentração salina da fase aquosa (ver, por exemplo, os vários hidratos de CaCl₂, Figura 6). Sulfatos e carbonatos também não são raros. Óxidos e silicatos na forma de minerais como hematita, magnetita, micas, feldspatos e quartzos têm sido observados com frequência.

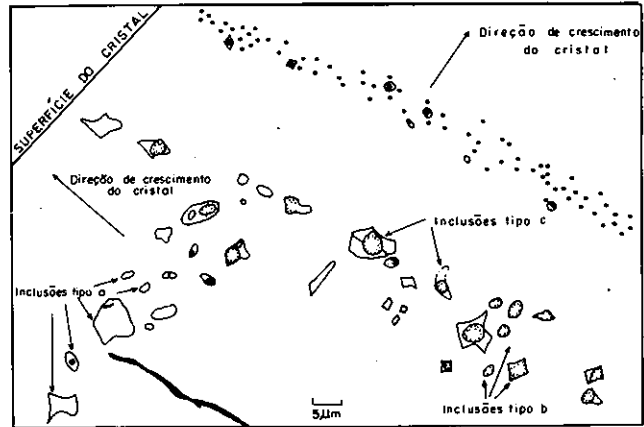
A composição das inclusões fluidas, que foi resumidamente mencionada, representa o resultado de mais de um século e meio de observações por milhares de estudiosos. Todavia, somente nesta segunda metade do século, com o aperfeiçoamento das platinas de aquecimento e resfriamento, é que as composições das diversas fases presentes nas inclusões puderam ser determinadas com maior precisão.

Inclusões fluidas com tamanhos que excedam a 1 mm são pouco comuns, embora cristais de pegmatitos possam conter raras inclusões centimétricas. Estas, normalmente, constituem amostras de museus. A grande maioria das inclusões fluidas que são estudadas estão no intervalo de 1-20 μm. Minerais de granulação grosseira que não sofreram a ação de esforços tectônicos ou metamórficos podem conter inclusões que atinjam 50 μm. Minerais idiomórficos de cavidades de rochas, mesmo de dimensões milimétricas ou quartzo de segregação de rochas metamórficas, podem apresentar inclusões ultrapassando 100 μm. Porém, nos minerais das rochas metamórficas, as dimensões raramente ultrapassam 10 μm. Neste caso, o tamanho das inclusões é inversamente proporcional ao grau de metamorfismo. A microscopia eletrônica de superfícies fraturadas de minerais tem mostrado abundantes inclusões minúsculas, da ordem de 1 μm. Em princípio, as inclusões fluidas devem ter tamanhos que decrescem continuamente até o limite de um simples deslocamento atômico ou molecular do cristal, da ordem de 2×10^{-7} mm (Roedder, 1972).

Essas dimensões extremamente reduzidas explicam por que só raramente elas são vistas em lâminas petrográficas.

As Figuras 1 e 2 permitem uma ótima comparação dos tamanhos das inclusões fluidas normalmente encontradas nos minerais. As da Figura 1 são de dimensões pouco comuns, sendo encontradas em cristais idiomórficos de pegmatitos ou de segregação nas rochas. As da Figura 2 são os tamanhos usuais que normalmente são utilizados em microtermometria.

Figura 2



Exemplo de inclusões primárias formadas a partir de um sistema heterogêneo (fluidos imiscíveis). Elas se localizam na zona de crescimento de um cristal de quartzo euédrico. A razão líquido/vapor varia de monofásicas aquosas (tipo a) a monofásicas gasosas (tipo b), passando por inclusões bifásicas, onde a proporção entre as fases líquida e gasosa é variável (tipo c). Jazida Uranífera de Nabarlek, Austrália (adaptado de Fuzikawa, 1982).

O número de inclusões fluidas num mineral varia consideravelmente. Inclusões de dimensões maiores do que aquelas descritas anteriormente são escassas, mas este número aumenta exponencialmente com a diminuição do tamanho. Roedder (1972) cita exemplos como o do quartzo leitoso, em que o número pode atingir 10^9 inclusões por cm³. A aparência leitosa seria devida às múltiplas reflexões nas interfaces das inclusões, podendo, então, o coeficiente de transmissão da luz ser usado para a determinação do conteúdo numérico das inclusões. Feldspatos turvos, muito frequentes em lâminas petrográficas, são outro exemplo de minerais com um número elevado de inclusões fluidas. Inclusões desta natureza, em plagioclásios de amostras uraníferas da Jazida Cachoeira, da Província Uranífera de Lagoa Real, BA, foram estudadas por Alves & Fuzikawa (1984).

O conteúdo das inclusões fluidas de um quartzo leitoso com o número de inclusões mencionado acima representaria apenas $\cong 1\%$ em peso ou 0,01% em volume da rocha (Roedder, 1972). O mesmo autor apresenta várias outras considerações e referências de pesquisadores sobre inclusões fluidas, inclusive um diagrama onde os diâmetros das inclusões são relacionados ao seu volume e peso.

FORMAÇÃO DAS INCLUSÕES E SUA CLASSIFICAÇÃO

Durante o crescimento ou o fraturamento de um mineral, porções minúsculas do fluido no qual este processo esteja ocorrendo podem ficar aprisionadas, dando origem a inclusões fluidas. No caso do crescimento, o fluido fica retido nas irregularidades da superfície de crescimento do mineral. Por razões diversas, como presença de impurezas, suprimento irregular de nutriente, etc., a superfície de um cristal não cresce de modo uniforme. O fechamento posterior destas irregularidades irá reter uma porção do fluido no qual o cristal esteja crescendo. Inclusões formadas desta maneira ou por processos equivalentes, contemporâneos ao crescimento do mineral, são denominadas de *inclusões primárias* (por exemplo, Figura 2 e Foto 7). No caso do fraturamento, após o término da cristali-

Foto 7



Inclusões fluidas primárias e sólidas de pechblenda, localizadas numa zona de crescimento (seta) de um cristal de quartzo. As inclusões correspondem àquelas da Figura 2. Jazida de Nabarlek, Austrália. A barra na parte inferior da foto equivale a 100 μ m.

zação do mineral, em consequência de esforços diversos, o mineral pode sofrer fraturas por onde haja penetração de fluidos. A cicatrização posterior destas fraturas pode aprisionar os fluidos, dando origem a *inclusões secundárias*. Estas inclusões são facilmente reconhecíveis, por serem numerosas e apresentarem-se normalmente ao longo de um alinhamento ou mais freqüentemente numa distribuição planar, muitas vezes com formas de cristais negativos (Foto 2). Este processo pode ocorrer imediatamente após a cristalização do mineral ou muito tempo (mesmo centenas de milhões de anos) depois, geralmente durante um evento metamórfico regional.

Dessa forma, enquanto as inclusões primárias permitem a obtenção de dados sobre os fluidos e as condições físico-químicas existentes durante a formação do mineral, as secundárias permitem obter os mesmos dados existentes durante os eventos posteriores. Às vezes, quando planos de direções diferentes contêm inclusões fluidas de características diferentes, é possível estabelecer a cronologia destas inclusões (ver, por exemplo, Touret, 1977 e 1981).

Além desses dois tipos, Roedder (1967 e 1972) menciona um terceiro, onde as inclusões fluidas são formadas pela cicatrização de fraturas que se desenvolveram ainda durante o crescimento do mineral. Ele denominou estas inclusões de *pseudo-secundárias* e seriam as mesmas que na literatura soviética são chamadas de "primária-secundárias".

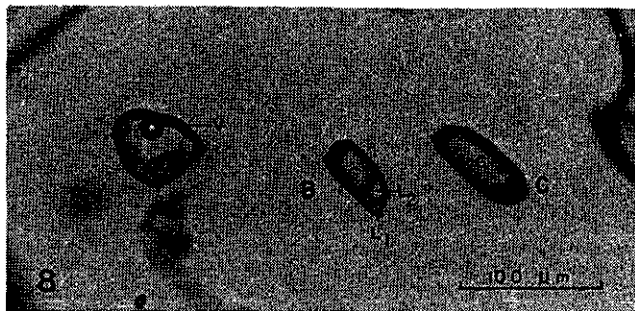
Wilkins & Barkas (1978), considerando as inclusões fluidas secundárias como sendo aquelas relacionadas, de algum modo, com deformações, subdividiram-nas em inclusões resultantes de *deformações de fraturamento (brittle-deformation)*, formadas durante a cicatrização dos planos de fraturas, e inclusões devidas a *deformações dúcteis (ductile-deformation)*, que seriam aquelas associadas com características de deformação e recuperação nos grãos de minerais.

As fases presentes nas inclusões fluidas podem ser originárias de um sistema homogêneo, isto é, de uma única fase, seja ela líquida ou gasosa. Nestes casos, todas as inclusões apresentarão a mesma composição com as diversas fases presentes em proporções idênticas (Figura 1 e Fotos 3 e 5). Se o sistema inicial for heterogêneo, elas podem ser de: líquido + sólido(s), líquido + gás ou líquido + vapor, e de dois líquidos imiscíveis. Em cada um destes casos, o resultado será a formação de inclusões, cuja composição não será a mesma e a proporção entre as fases, altamente variável (Figura 2 e Foto 8). Explicações mais detalhadas destes casos estão junto às respectivas ilustrações, e Roedder (1981) apresenta discussões mais amplas e mais aprofundadas de muitos outros casos.

Por essa classificação pode-se ver que em qualquer estudo dessa natureza é de primordial importância a distinção entre

inclusões primárias e secundárias. Uma classificação incorreta das inclusões pode conduzir a conclusões errôneas sobre a petrogênese de uma rocha ou sobre a gênese de uma jazida. Infelizmente, não existe nenhum critério ou conjunto de critérios que permita efetuar sempre esta distinção com absoluta segurança. Todavia, Roedder (1981) estabeleceu uma lista de critérios que pode auxiliar na identificação genética das inclusões.

Foto 8



Inclusões fluidas formadas a partir de dois fluidos imiscíveis (H_2O e CO_2). Na inclusão (A) foi aprisionada uma fase rica em H_2O (L_1), enquanto na (B) foram aprisionados H_2O (L_1) e CO_2 (L_2 : líquido e G: gás). Na inclusão (C) o CO_2 predomina de modo absoluto. Mesma amostra da Foto 1.

inclusões primárias e secundárias. Uma classificação incorreta das inclusões pode conduzir a conclusões errôneas sobre a petrogênese de uma rocha ou sobre a gênese de uma jazida. Infelizmente, não existe nenhum critério ou conjunto de critérios que permita efetuar sempre esta distinção com absoluta segurança. Todavia, Roedder (1981) estabeleceu uma lista de critérios que pode auxiliar na identificação genética das inclusões.

MÉTODOS DE ESTUDO E PRINCÍPIOS

Uma grande variedade de métodos tem sido usada no estudo das inclusões fluidas, e muitas técnicas novas têm sido testadas e aplicadas nos últimos anos. Além disto, técnicas consagradas têm sofrido melhorias substanciais pelo aperfeiçoamento dos equipamentos, graças aos progressos tecnológicos recentes. Todos os métodos visam basicamente à determinação de alguma das seguintes características das inclusões fluidas:

- composição dos fluidos e sólidos;
- densidade dos fluidos;
- pressão e temperatura de formação;
- história da evolução dos fluidos.

Esses dados são de importância básica no estudo da gênese dos depósitos minerais, na prospecção de petróleo e na petrologia. O estudo de inclusões constitui o único método que permite a obtenção *direta* dos dados mencionados.

Os métodos de estudo têm sido subdivididos em dois grandes grupos: *não destrutivos* e *destrutivos* (Roedder, 1967, 1972 e 1979).

Métodos Não Destrutivos

Dentre os métodos não destrutivos, somente alguns têm aplicação universal. Os maiores fatores limitantes são a transparência dos minerais hospedeiros e o tamanho das inclusões. Dentre essas técnicas, a mais difundida é a da microtermometria, razão pela qual será vista com especial ênfase. A maior vantagem das técnicas não destrutivas é a possibilidade de se repetir o mesmo teste ou aplicar testes diferentes na mesma inclusão. No entanto, a repetição da análise não será possível nos seguintes casos:

— quando ocorrer vazamento, mesmo parcial, do conteúdo das inclusões. Isto acontece por causa de microfaturas no mineral hospedeiro, causadas pela expansão da fase sólida du-

rante o congelamento ou pelo aumento da pressão interna das inclusões durante o aquecimento;

— quando estão presentes condições metaestáveis. As mudanças de fases nestas condições dependem da razão de aquecimento e podem produzir resultados finais diferentes (Fuzikawa, 1982);

— quando ocorrem mudanças irreversíveis de pH e Eh, devido a perdas imperceptíveis de voláteis das inclusões, durante os ciclos térmicos (Fuzikawa, 1982).

Outra vantagem dos métodos não destrutivos é a possibilidade de se utilizar amostras minúsculas. Quando necessário, microcristais ou fragmentos de minerais transparentes menores que 0,5 mm podem ser utilizados. No entanto, o tipo de amostra usual é uma lâmina espessa do mineral ou da rocha. A espessura é variável, dependendo da transparência dos minerais e do tamanho das inclusões presentes. Devido a estas limitações, Ermakov (1965, p. 92) recomenda seções com 0,2 a 0,1 mm de espessura para os minerais semitransparentes, e Roedder (1972) afirma que espessuras excedendo a faixa de 0,5 a 5 mm serão raramente necessárias. Leroy (1971) e Schwartzkopff *et alii* (1974) recomendam a espessura de 0,1 a 0,25 mm. Na grande maioria dos casos, espessuras de $\approx 0,2$ mm são plenamente satisfatórias. Essas lâminas devem ser polidas em ambas as faces, a fim de minimizar os efeitos da reflexão total nos contornos das inclusões fluidas e da dispersão da luz.

Os principais métodos não destrutivos são:

Microscopia Petrográfica

O instrumento inicial de estudo não destrutivo é ainda o microscópio petrográfico comum. A morfologia das inclusões e das fases sólidas nelas presentes, número de fases existentes, diferentes razões entre as fases, viscosidade das fases líquidas, cores das fases líquidas e gasosas, características de molhamento, índices de refração e birrefringência são todas propriedades que podem ser estudadas satisfatoriamente com o microscópio petrográfico e seus acessórios usuais. Além disto, o modo de ocorrência das inclusões no mineral e a classificação das mesmas em primárias, secundárias ou pseudo-secundárias são dados relevantes que são também obtidos ao microscópio.

Adicionalmente à investigação das lâminas espessas com duplo polimento, a utilização de pequenos fragmentos transparentes tem-se mostrado um método útil e rápido para uma avaliação preliminar das inclusões fluidas. Este método perde muito da sua utilidade no caso de minerais estirados ou intensamente fraturados. Tais hospedeiros tendem a sofrer o vazamento dos fluidos de suas inclusões através das microfraturas que estiveram latentes desde o tectonismo que deformou os minerais.

Microtermometria

Os estudos microtermométricos são efetuados em platinas especiais que se adaptam aos microscópios petrográficos e nas quais as amostras podem ser resfriadas ou aquecidas. No final deste artigo são apresentados os tipos mais comuns destas platinas. A mudança de temperatura poderá provocar mudanças de fase das fases presentes nas inclusões e o processo poderá ser observado ao microscópio. O modo como estas mudanças ocorrem e as respectivas temperaturas em que elas se operam são comparados com as de fases que já tenham sido experimentalmente estudadas e estabelecidas. Assim, obter-se-ão informações sobre a composição química e a densidade dos fluidos e as temperaturas e pressões mínimas de formação das inclusões.

Conceitos Básicos

Pelo que foi visto, nota-se que, para a utilização da microtermometria, é necessário conhecer, em detalhe, os diagramas das fases das substâncias puras ou compostas mais comumente encontradas nas inclusões fluidas.

Basicamente, no estudo de inclusões fluidas parte-se do pressuposto de que a composição e a densidade do fluido de uma inclusão não tenham mudado desde a sua formação e que, se houve mudanças, elas são observáveis na amostra. Roedder & Skinner (1968) mostraram experimentalmente que, de um modo geral, as inclusões não sofrem vazamentos desde a sua formação. Por outro lado, assume-se também que, durante o resfriamento e aquecimento, a composição e a densidade permanecem constantes. Hoje se sabe que alguns minerais apresentam o fenômeno da dilatação inelástica (Bodnar & Bethke, 1984 e Fuzikawa & Alves, 1984), mas, desde que se tenha consciência destes óbices, a microtermometria pode ser utilizada com grande proveito. Desta forma, na microtermometria das inclusões fluidas as mudanças de fase são consideradas, para efeito prático, como ocorrendo em sistemas isocóricos (volumes constantes). Estas mudanças devem ser então interpretadas sobre os diagramas P-T de cada um dos fluidos das inclusões. Weisbrod *et alii* (1976) apresentam as descrições das mudanças no caso das soluções aquosas com teores salinos variáveis e Hollister & Burruss (1976) detalham o caso das inclusões ricas em CO₂. Uma boa síntese dos dois casos é apresentada por Touret (1977). Estudos mais aprofundados podem ser vistos em Burruss (1981) para o equilíbrio das fases em inclusões fluidas C-O-H-S e em Crawford (1981) para o equilíbrio das fases em inclusões fluidas aquosas.

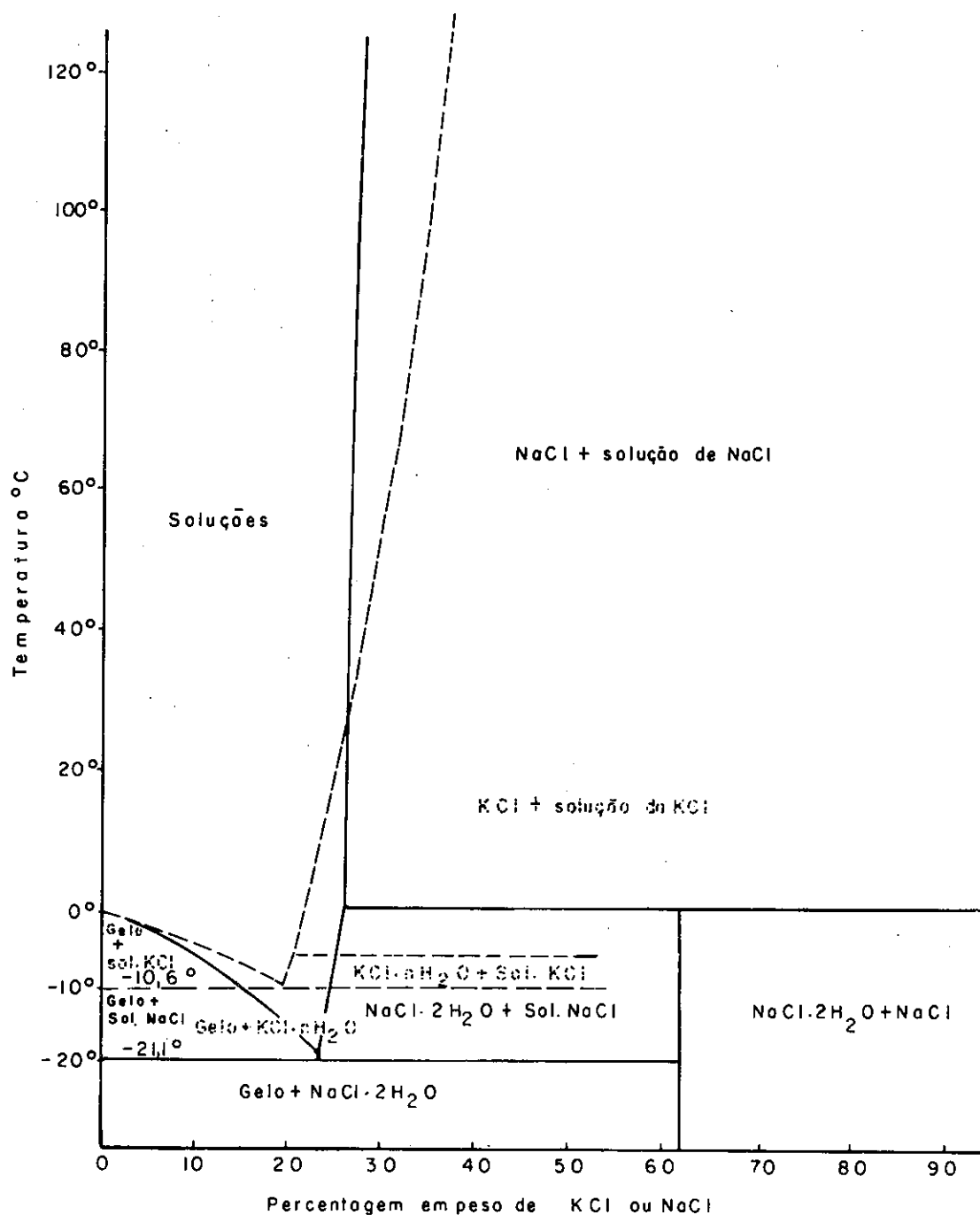
Determinação da Composição e Salinidade

O resfriamento é normalmente executado circulando-se N₂ líquido na platina de microtermometria. Após o congelamento dos fluidos das inclusões, a depressão do ponto de fusão da solução aquosa permitirá a determinação da sua salinidade. No entanto, podem surgir dificuldades quando há formação de compostos clatratos⁽²⁾ de gases, pois nestes casos a solução aquosa restante terá sua salinidade aumentada. Se o último cristal de gelo fundir-se antes dos clatratos, essa temperatura irá indicar uma salinidade maior do que a salinidade real do fluido. Nestes casos, a determinação das salinidades, como foi proposta por alguns autores (por exemplo, Weisbrod *et alii*, 1976), necessita ser corrigida pela quantidade de água que está ligada aos compostos clatratos de gases. A utilização correta dos dados por resfriamentos, nesses casos, foi proposta por Collins (1979). Quando minerais de saturação⁽³⁾ (*daughter minerals*) estão presentes, as temperaturas em que se dissolvem dão a indicação da salinidade. Em ambos os casos — resfriamento ou aquecimento — a determinação é feita utilizando-se o diagrama do equilíbrio das fases do sistema H₂O - NaCl (Figura 3) e a salinidade é dada em equivalente da percentagem em peso de NaCl. Entretanto, mesmo quando cristais de saturação de NaCl estão presentes, a salinidade indicada pela temperatura de dissolução do sal pode ser enganosa se ela não for interpretada conjuntamente com os resultados da criometria. Isto pode ser facilmente compreendido ao se examinar o diagrama de temperatura-composição do sistema CaCl₂ - NaCl - H₂O (Figuras 4 e 5). Soluções contendo 31% em peso de CaCl₂ e somente 3% em peso de NaCl iriam nuclear somente cristais de saturação de NaCl. Resfriando-se a 20°C, tais soluções têm sido interpretadas como soluções saturadas de NaCl, cujas salinidades têm sido calculadas pela temperatura de dissolução de NaCl. A presença de CaCl₂ poderia facilmente passar despercebida, e os resultados, neste caso, seriam errôneos. Somente uma temperatura inicial de fu-

(2) Clatratos — Compostos clatratos de hidratos de gases são substâncias cristalinas nas quais uma rede cristalina expandida de gelo forma "gaiolas" que contêm moléculas de gases. No caso mais comum de CO₂, a fórmula ideal seria CO₂ · 5 3/4 H₂O, ou seja, 46 moléculas de água formariam oito "gaiolas" com moléculas de CO₂.

(3) Minerais de Saturação — Minerais ou cristais formados a partir de um fluido homogêneo aprisionado nas inclusões, quando este fluido atinge o ponto de saturação em uma ou mais fases que não sejam a do mineral hospedeiro, com o decréscimo da temperatura. O mais comum de todos é NaCl.

Figura 3



Linha cheia: diagrama das fases do sistema NaCl - H₂O.
 Linha tracejada: diagrama das fases do sistema KCl - H₂O.
 (Dados de Linke, 1965 e Roedder, 1962)

são muito baixa ($\cong -40^{\circ}\text{C}$) seria a única indicação a alertar o observador para a presença de CaCl₂ (Figura 6) ou MgCl₂. Métodos destrutivos seriam necessários para interpretar o significado dos cristais de saturação de NaCl. Um teste para a presença de CaCl₂ ou MgCl₂ teria de ser efetuado quando o último cristal de gelo fundisse a uma temperatura bem abaixo do ponto eutético do sistema NaCl - H₂O ($-21,1^{\circ}\text{C}$). Temperaturas de fusão de -30° podem indicar soluções ao menos 2,5 vezes mais ricas em CaCl₂ do que em NaCl (Figura 4). Portanto, considerando-se que a presença de CaCl₂ em soluções hidrotermais não é incomum, deve-se estar atento para o fato de que a presença de cristais de saturação de NaCl não significa obrigatoriamente evidência da presença de soluções dominan-

tes em NaCl. Por outro lado, a ocorrência de cristais cúbicos isotrópicos, como minerais de saturação, nem sempre indica a presença de NaCl, pois o KCl também se cristaliza no mesmo sistema e possui as mesmas propriedades ópticas. Uma das maneiras para se fazer a distinção entre ambos é a verificação da solubilidade destes cristais com o aquecimento. O KCl é mais solúvel que o NaCl (Figura 3). A outra maneira seria a observação da formação de NaCl·2H₂O durante a criometria (Roedder, 1972, Plancha II e Figuras 1-4). O KCl não forma o hidrato correspondente.

O ponto de fusão do CO₂ ($-56,6^{\circ}\text{C}$) é outra temperatura de referência importante, visto que a presença de dióxido de carbono é bastante comum em inclusões fluidas. Quando a

Figura 4

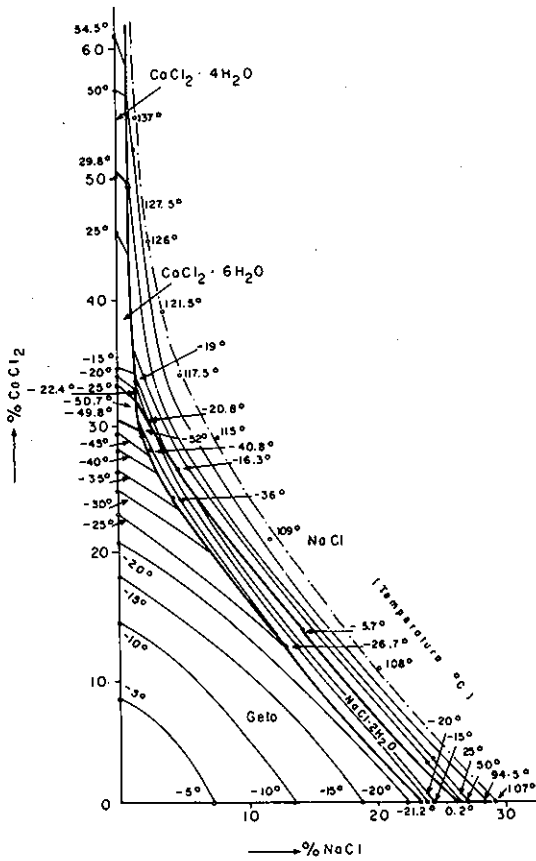


Diagrama das fases do sistema NaCl - CaCl₂ - H₂O (modificado de Yanatieva, 1946).
Obs.: Veja também a Figura 5, para uma visualização tridimensional.

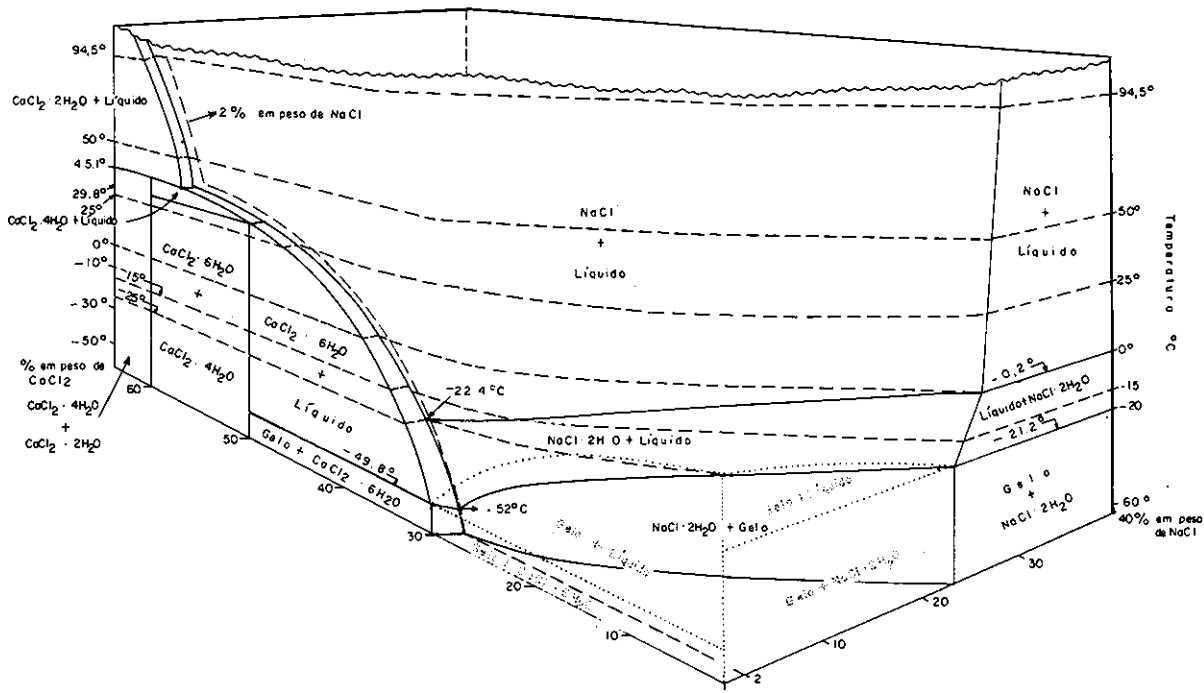
temperatura de fusão do CO₂ sólido é inferior a -56,6°C, a presença de outros voláteis com temperaturas críticas menores, como o CH₄ (-82,1°C), é sugerida. Num sistema CO₂ + CH₄ puro (Figura 7), o rebaixamento do ponto triplo ao longo da curva B pode ser usado como uma propriedade para determinar a quantidade de CH₄ na mistura. Esta curva representa o deslocamento do ponto triplo da mistura CO₂ + CH₄ com quantidades crescentes de CH₄.

A temperatura de homogeneização é aquela na qual a inclusão torna-se preenchida com um único fluido homogêneo. Em inclusões bifásicas com uma fase líquida e outra de vapor, a homogeneização pode ocorrer pelo desaparecimento de uma das duas fases pela respectiva diminuição em volume ou pelo súbito desaparecimento da separação entre as fases. No primeiro caso, a homogeneização se dá, seja na fase líquida ou na fase de vapor, e, no segundo, o menisco que separa os dois fluidos permanece imutável até que, a certa temperatura, ocorre seu desvanecimento. Isto se dá porque, naquela temperatura, a densidade da fase líquida torna-se igual à do vapor. Este é o ponto crítico do fluido e o fenômeno é denominado de *fenômeno crítico*. A temperatura de homogeneização representa, após correções, a temperatura de aprisionamento do fluido na inclusão ou da formação do mineral se a inclusão é primária. A correção a ser introduzida é devida ao efeito da pressão (Klevtsov & Lemlein, 1960 e Samoylovich & Khetchikov, 1968). Roedder & Bodnar (1980) apresentam exaustivas considerações sobre este problema tão debatido, mas de grande importância para a geotermobarometria.

O fenômeno crítico tem uso mais limitado porque os fluidos raramente consistem de um único componente puro. Por isso, a temperatura crítica é geralmente a de um sistema multicomposto desconhecido. Em alguns poucos casos, o fenômeno crítico pode ser útil, como, por exemplo, na identificação do CO₂. Pode também ser importante na determinação do teor de CH₄ numa inclusão contendo uma mistura de CO₂ + CH₄. O rebaixamento na temperatura crítica da mistura acima, com o aumento progressivo do CH₄, indica o teor de CH₄ na fase rica em CO₂ da inclusão fluida (Figura 7).

Inclusões com CO₂ nas fases líquida e de vapor (a situa-

Figura 5



Bloco diagrama de composição-temperatura do sistema CaCl₂ - NaCl - H₂O (modificado de Fuzikawa, 1982).

Figura 6

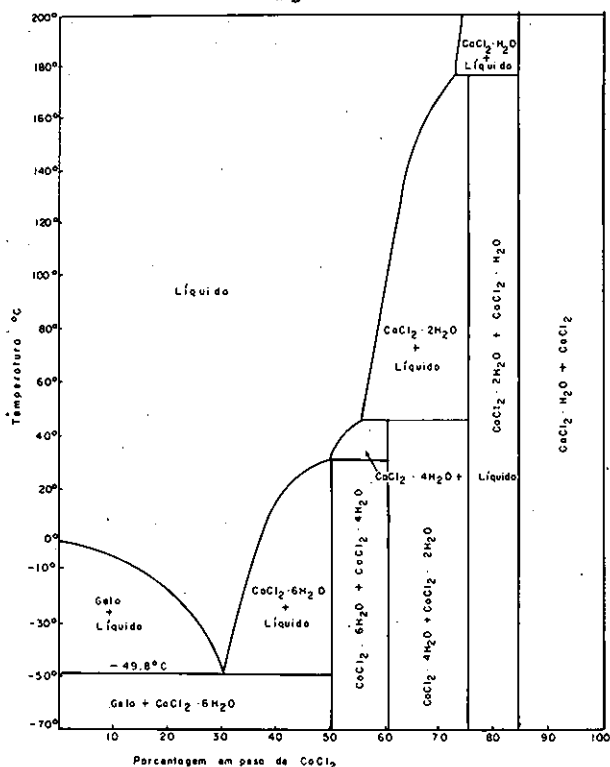


Diagrama das fases do sistema $\text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ abaixo de 200°C baseado nos dados de Yanatieva (1946), Linke (1965) e Potter & Clynnne (1978) e nas figuras de Crawford (1981) e Fuzikawa (1982).

ção comum quando este componente é diferenciável à temperatura ambiente) permitem uma estimativa do conteúdo de CO_2 no fluido. A 20°C , a presença de duas fases ricas em CO_2 já indica uma solução com mais de 1,8 mol% de CO_2 . Este é o valor de sua solubilidade na água a 20°C e uma pressão de vapor saturante em CO_2 (Weisbrod *et alii*, 1976). Além disto, a temperatura de homogeneização do CO_2 torna possível a estimativa da sua densidade, que, associada com os respectivos volumes das fases aquosa e rica em CO_2 , permitirá o cálculo do conteúdo de CO_2 no fluido (Ypma, 1963).

Teoricamente, com o aquecimento, todas as fases deveriam homogeneizar-se num único fluido homogêneo. Na prática isto nem sempre acontece, principalmente por causa da solubilidade muito lenta de alguns minerais de saturação (sulfatos silicatos) ou por causa de algum vazamento dos fluidos antes de atingir-se uma homogeneização completa.

Além das mudanças de fase que ocorrem durante a determinação dos pontos de fusão e temperaturas de homogeneização, Roedder (1972) cita estudos onde a formação de um novo fluido imiscível (Kalyuzhnyi, 1958, p. 576 na versão inglesa e Ermakov *et alii*, 1957, p. 494 na versão inglesa) e uma nova fase de vapor (Wahler, 1956) foram observadas no teste de aquecimento. Fuzikawa (1982) menciona mudanças de fase dos minerais de saturação e a nucleação de nova fase de vapor (que subsequentemente se dissolveu) em algumas inclusões, durante o aquecimento.

Espectrometria Raman

Nos últimos dez anos têm sido obtidos enormes sucessos nas determinações qualitativas e quantitativas das fases individuais das inclusões fluidas, pelo uso da espectrometria de efeito Raman por excitação a laser. O primeiro uso bem-sucedido desta técnica foi mencionado por Rosasco *et alii* (1975), e Ro-

Figura 7

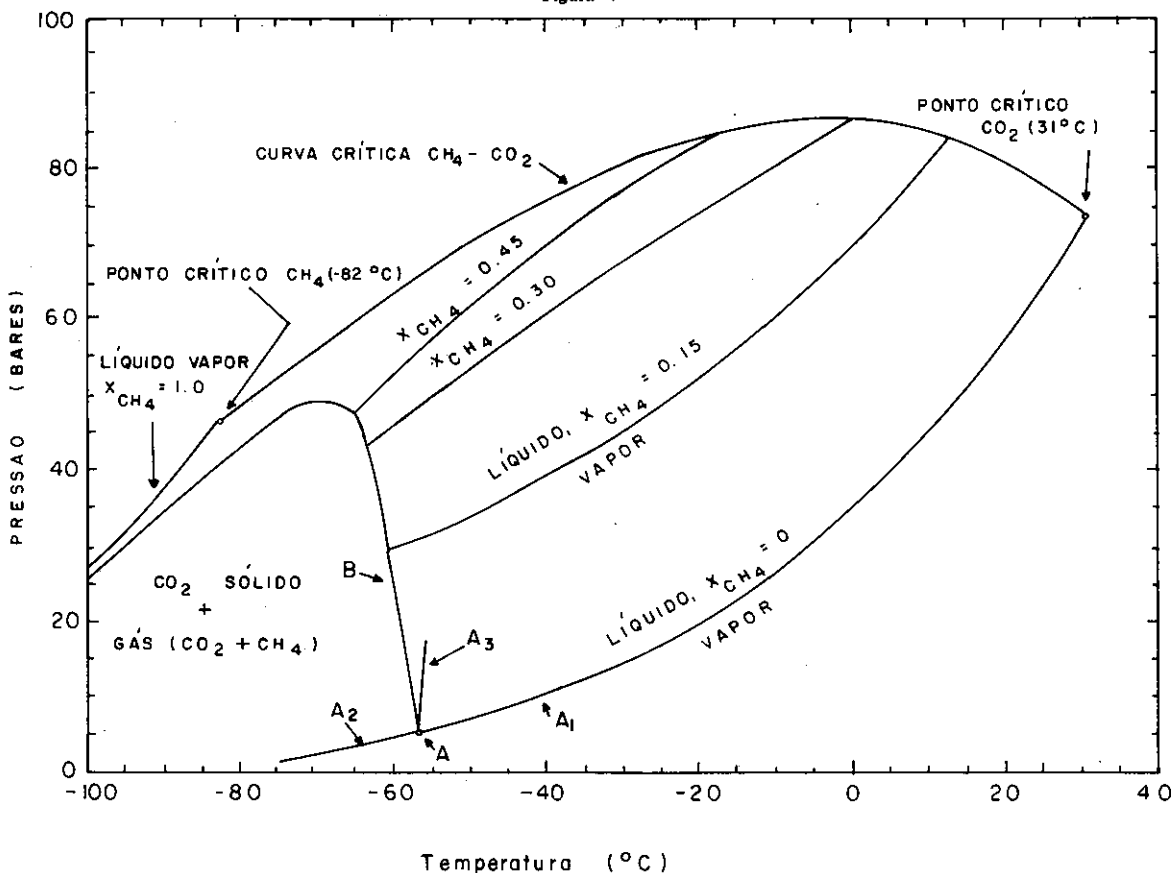


Diagrama das fases do sistema $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ a pressões e temperaturas baixas:

- A : ponto triplo do CO_2 puro ($-56,6^\circ\text{C}$).
- A_1 : curva de equilíbrio líquido-vapor do CO_2 puro.
- A_2 : curva de equilíbrio sólido-vapor do CO_2 puro.
- A_3 : curva de equilíbrio sólido-líquido do CO_2 puro.

- B : locais de equilíbrio das três fases (CO_2 sólido, $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ líquido e $\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ vapor) para um aumento progressivo do CH_4 .
 - $x \text{CH}_4$: curvas de equilíbrio líquido-vapor da mistura $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ para um aumento progressivo do CH_4 .
- (Extraído de Hollister & Burruss, 1976.)

sasco & Roedder (1976 e 1979) tiveram particular sucesso na determinação dos sulfatos.

O efeito Raman é a modificação do comprimento de onda de uma radiação eletromagnética que é difundida por uma superfície. O fenômeno é utilizado nos *espectrógrafos Raman*, onde se medem, mediante um registro apropriado, os comprimentos de onda da radiação refletida, obtendo-se com isto informações pertinentes à estrutura molecular da substância refletora.

Nos trabalhos iniciais de Rosasco *et alii* (1975), as inclusões fluidas tinham de ter tamanhos $\cong 100 \mu\text{m}$, mas, com o aperfeiçoamento da técnica, inclusões de $\cong 10 \mu\text{m}$ podem hoje ser analisadas. Usando esta técnica Guilhamou *et alii* (1978) foram os primeiros a detectar N_2 nas inclusões fluidas, e Dharmelincourt *et alii* (1979) mencionaram análises quantitativas de CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , CO_2 , N_2 e H_2S .

Outros Métodos não Destrutivos

A fluorescência de certas substâncias orgânicas sob luz ultravioleta tem sido utilizada para detectar sua presença nas inclusões fluidas (por exemplo, Ikorskiy, 1964 e 1970 e Roedder 1972).

Outros métodos não destrutivos têm sido mencionados por Roedder (1972), como, por exemplo, o estudo por ressonância magnética nuclear (Paré & Ducros, 1964) e análises térmicas microdiferenciais, mas eles nunca foram utilizados como métodos rotineiros.

Métodos Destrutivos

O principal objetivo dos métodos destrutivos é o de se obter dados qualitativos e quantitativos de cada componente presente nas inclusões fluidas, pela sua análise direta, seja por absorção atômica dos compostos químicos ou por espectrometria de massa.

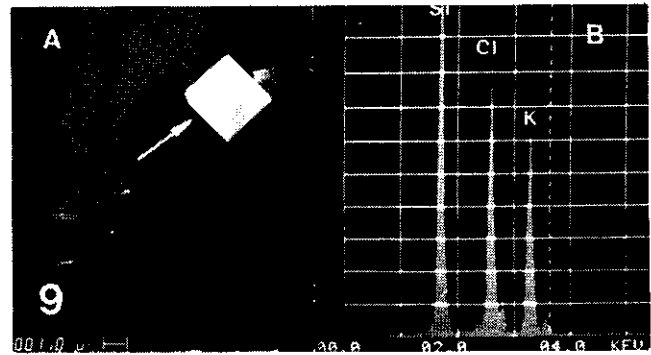
A extração do conteúdo das inclusões fluidas envolve três estágios: a abertura das inclusões, a separação dos fluidos da rocha hospedeira e a coleta e concentração dos fluidos (Roedder, 1967). Inclusões grandes (de alguns mm^3 ou mais) podem ser abertas com equipamentos de perfuração e os fluidos extraídos por micropipetagem. Roedder (1972) relata a utilização bem-sucedida desta técnica por Kalyuzhnyi (1958, 1960 e 1961), porém inclusões fluidas com estas dimensões são raras. Por isto, a metodologia para preparação da amostra e extração dos fluidos é extremamente importante com relação às análises finais. O perigo de contaminação está sempre presente e é de difícil prevenção (Roedder, 1967 e 1972). Deve-se estar sempre consciente das possíveis armadilhas em quaisquer procedimentos de extração. Isso tudo sem falar ainda nas dificuldades de se encontrar amostras adequadas para estudo, pois é necessário que os minerais sejam limpidos e contenham somente um tipo de inclusão. O mais comum, principalmente em rochas metamórficas, é a ocorrência de vários tipos de inclusões, geradas em épocas diferentes e apresentando composições diferentes. Análises de tais amostras iriam apresentar resultados desprovidos de significado, pois representariam a média da composição destes vários tipos de inclusões.

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura das cavidades abertas das inclusões trouxe uma importante contribuição ao conhecimento da morfologia das inclusões e da natureza das soluções nela contidas (Sella & Deicha, 1979; Deicha, 1973; Saintives, 1976, etc.). Quando usada conjuntamente com detectores de raios X de energia dispersiva e um analisador multicanal, o MEV torna-se um equipamento muito útil na identificação direta dos minerais de saturação e outros resíduos de evaporação das inclusões fluidas (Foto 9).

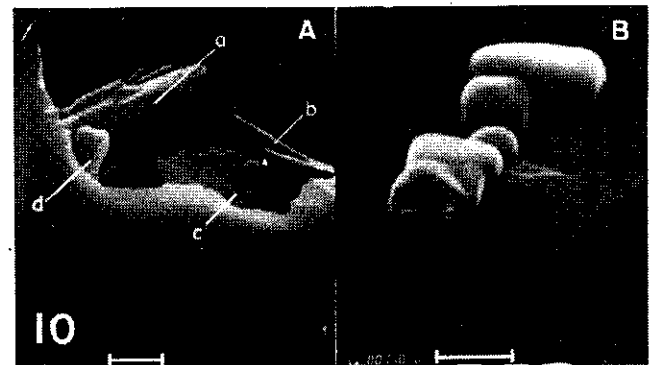
Evitando o sério problema da contaminação nas análises por métodos destrutivos, as técnicas de MEV permitem análises confiáveis *in situ* das fases sólidas contidas ou originadas nas cavidades das inclusões até a faixa de $0,5 \mu\text{m}$ (Foto 10). Por isto, nos últimos anos a técnica tem sido utilizada de mo-

Foto 9



(A) Fotomicrografia obtida por microscópio eletrônico de varredura (MEV) de um cristal de KCl (seta) formado na superfície de fratura de quartzo, por evaporação das soluções salinas liberadas das inclusões. Notar as cavidades vazias das inclusões fluidas. A barra representa $1,0 \mu\text{m}$.
(B) Imagem de raios X de energia dispersiva do KCl. O pico da sílica (Si) é proveniente do mineral hospedeiro (quartzo). Jazida de Jabiluka, Austrália (extraído de Fuzikawa, 1982).

Foto 10



(A) Minerais de saturação de uma inclusão fluida ao MEV. (a), (b) e (c) são todos clorretos de Ca, Mg, K e Na. Em (a) predomina o Ca, em (b) o K e Mg e em (c) o K. O mineral (d) contém Ca, mas o Cl está ausente e poderia ser CaCO_3 .
(B) Cristais de NaCl formados possivelmente pela evaporação dos fluidos salinos das inclusões. A barra representa $1 \mu\text{m}$. Mesma amostra da Foto 9.

do crescente (por exemplo, Clocchiati, 1975; Metzger *et alii*, 1975 e 1977; Nesbit & Kelly, 1975 e 1977 e Riese *et alii*, 1978, somente para citar alguns casos). Especialmente no trabalho de Metzger *et alii* (1977) ficou demonstrada a confiabilidade do método.

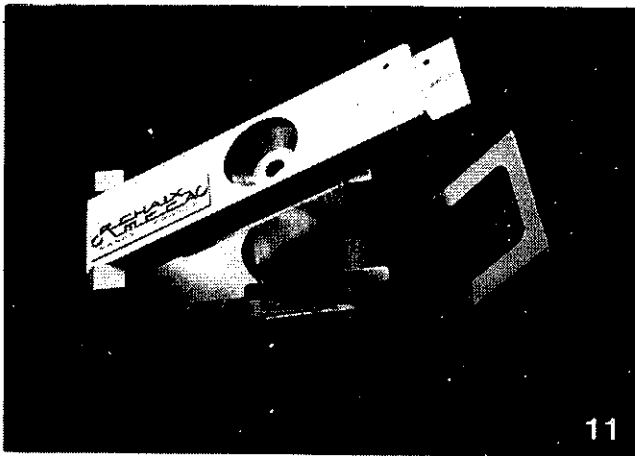
Quando um mineral contém inclusões que devem ser estudadas ao MEV, a amostra, após uma cuidadosa limpeza, deve ser fraturada para se abrir as inclusões. Parte do líquido será certamente perdida, especialmente quando os fluidos estão sob pressão. Mas o líquido remanescente nas cavidades ou aderente à nova superfície de fraturamento por tensão superficial irá evaporar-se, deixando o produto da precipitação (Fotos 9 e 10B). O congelamento das inclusões em N_2 líquido antes da abertura das mesmas foi utilizado por Fuzikawa (1982) e Kelly & Burgio (1983). Este processo evitaria uma perda maior dos fluidos por estarem congelados no momento da abertura.

Platina de Esmagamento

A platina de esmagamento é um equipamento simples que detecta gases sob pressão em inclusões e permite uma determinação qualitativa de alguns destes gases, especialmente CO_2 e hidrocarbonetos leves.

A técnica consiste em esmagar um grão do mineral com inclusões fluidas, imerso num meio líquido apropriado, entre duas lâminas de vidro ajustadas na platina de esmagamento. O processo de cominuição pode ser acompanhado ao microscópio. Deicha (1950) apresentou seu modelo da platina de esmagamento, que tem desde então sido reproduzido numa série de novas versões com uma variedade de modificações. O mo-

Foto 11



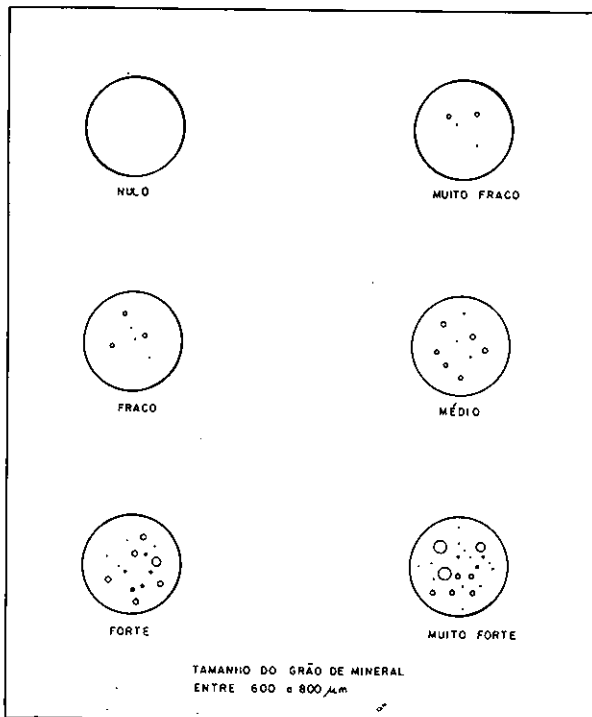
Platina de esmagamento Chaixmeca.

delo apresentado por Roedder (1970), que é basicamente o modelo produzido pela Chaixmeca (França), é provavelmente o mais conhecido (Foto 11).

O uso correto dessa platina requer uma seqüência de etapas que deve ser cuidadosamente observada:

- o grão mineral deve ser equidimensional, tendo de 600-800 μm . O tamanho é importante porque a quantidade de gás liberada é comparada com uma carta (Figura 8), para mostrar a quantidade relativa de gases sob pressão. Conforme a quantidade de bolhas formadas, a liberação de gás é classificada em "muito fraca", "média", "forte" e "muito forte". Para este teste sugere-se que sejam esmagados pelo menos uma dezena de grãos, pois muitas vezes um grão mineral pode apresentar uma liberação "fraca", quando um segundo grão pode apresentar uma liberação "forte" ou "muito forte";
- por isso, antes do esmagamento é importante observar o volume dos fluidos nas inclusões do grão mineral. Se existirem somente poucas inclusões ou inclusões muito pequenas, obviamente a quantidade de gás liberada será menor. Isto poderia

Figura 8



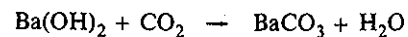
Carta comparativa dos gases liberados durante o teste de esmagamento com a platina Chaixmeca, a um aumento de 35X. (Catálogo Chaixmeca.)

conduzir a uma interpretação errônea sobre a pressão reinante nas inclusões daquela amostra;

- após a imersão do grão no meio líquido, todas as bolhas de ar aderentes ao cristal ou aprisionadas nas irregularidades da sua superfície devem ser removidas para não interferir com as bolhas a serem liberadas das inclusões;
- um aumento de 35 vezes é recomendado pelo fabricante no caso da platina Chaixmeca. Esta é a magnificação utilizada no caso da tabela da Figura 8. Para o caso da medida da velocidade de solubilização do gás liberado (ver adiante), um aumento de 100 vezes é mais adequado.

Os meios de imersão devem ser diferentes, conforme o gás a ser detectado:

- para se verificar a presença de gases sob pressão nas inclusões, é utilizado óleo parafinado ou glicerina anidra, nos quais a maioria dos gases tem baixa solubilidade;
- a presença de CO_2 é detectada pelo esmagamento do grão imerso em soluções de $\text{Ba}(\text{OH})_2$. O CO_2 reagirá com o hidróxido de bário, de acordo com a reação:



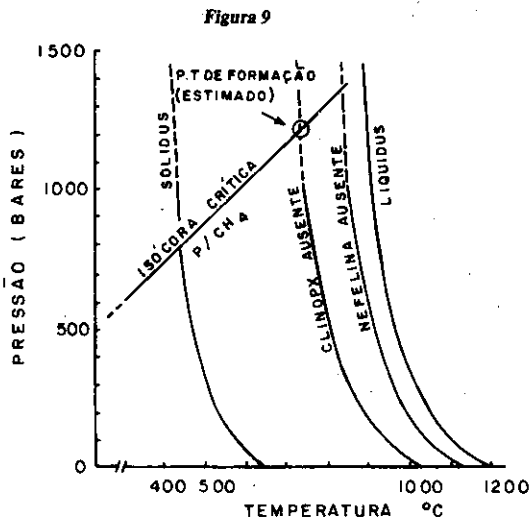
Pela formação de espículas de BaCO_3 ao redor de cada bolha de CO_2 , haverá a contração de bolha (Rasumny, 1957). Se a bolha for de CO_2 puro, desaparecerá completamente, deixando no seu lugar um microagregado de cristais de carbonato de bário. Caso contrário, a diminuição da bolha será apenas parcial. Os cristais de BaCO_3 podem ser confirmados pela sua birrefringência. O restante dos gases das bolhas pode dissolver-se lentamente ou permanecer insolúvel;

- qualquer suspeita da presença de minerais de carbonato, seja como fase sólida, seja como minerais de saturação, nas inclusões fluidas em quartzo pode ser confirmada pelo esmagamento deste quartzo imerso em solução de HCl . No caso da calcita, o volume de CO_2 liberado será de aproximadamente 500 vezes maior do que o do cristal original (Rasumny, 1960);
- hidrocarbonetos leves podem ser testados, liberando-os em querosene. Eles são extremamente solúveis neste meio. Bolhas de CH_4 desaparecem numa fração de segundo. Enquanto isto, outros gases apresentarão solubilidades variáveis;
- inclusões com vapor d'água, ao serem abertas, mostrarão a penetração do fluido do meio no qual são esmagados por terem pressão negativa.

Ypma (1965) apresentou um modelo original de platina de esmagamento no qual leituras termobarométricas poderiam ser obtidas. A platina possui uma câmara que é preenchida por um fluido apropriado, na qual o mineral é quebrado. Uma bomba hidráulica conectada à câmara gera e mantém a pressão necessária, enquanto o aquecimento é produzido por uma resistência elétrica. Com este aparelho, a medida da pressão interna das inclusões a várias temperaturas permitirá a construção da isócora da inclusão. Esta isócora irá auxiliar na extrapolção da temperatura de homogeneização da cristalização do mineral. A compressibilidade dos gases liberados permitirá avaliar a composição dos mesmos. Fuzikawa (1982) fez o uso desse método com inclusões fluidas da jazida de urânio de Nabarlek, Austrália, onde obteve a confirmação da presença de gases sob pressão, principalmente CH_4 e CO_2 , que já tinham sido indicados por microtermometria.

APLICAÇÕES

Durante a reativação do interesse no estudo de inclusões fluidas na década de 60, as suas aplicações estavam orientadas mais para os estudos de minerais de pegmatitos e depósitos hidrotermais normais. Depois a aplicação se estendeu para os demais tipos de jazidas minerais e hoje, quando se deseja estudar a gênese de qualquer depósito mineral, o estudo de inclusões fluidas constitui uma etapa quase obrigatória. Os exemplos são inúmeros, e o das jazidas tipo "Mississipe-Valley" constitui um dos mais interessantes. Roedder (1976) apresenta os estudos e a compilação detalhada dos resultados neste tipo de jazida, onde foram delimitadas não só as faixas de salinida-

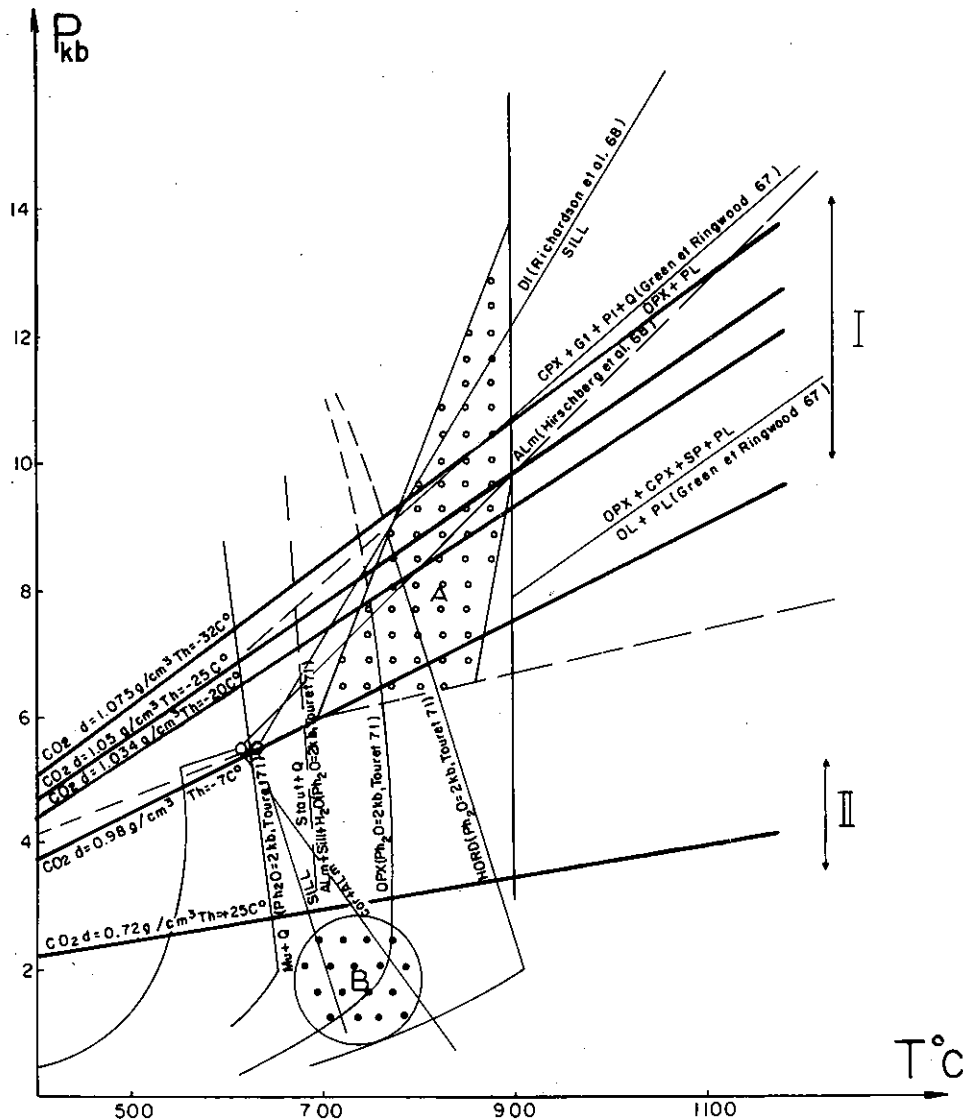


Exemplo de estimativa da pressão e temperatura em petrologia, utilizando-se a isocora crítica do CH_4 , obtida a partir de inclusões de CH_4 puro em nefelina e sodalita do naujaito da intrusão alcalina de Ilmaussaq e as relações das fases do naujaito (Konnerup-Madsen et alii, 1979).

de (15-20%) e da temperatura (100-150°C), mas também a densidade dos fluidos mineralizantes, bem como a velocidade da sua migração.

Fuzikawa (1983) apresenta o exemplo da jazida de fluorita de Volta Grande, Município de Cerro Azul, no Paraná, de propriedade da Mineropar S.A. Basicamente, havia duas correntes sobre a gênese desta jazida: a primeira considerava a sua origem como tendo-se dado ainda no pré-cambriano, enquanto a segunda admitia sua gênese relacionada ao magmatismo alcalino mesozóico, presente na região. O estudo das inclusões fluidas na fluorita, bem como dos minerais associados, mostrou uma constância muito grande das temperaturas de homogeneização em cada fase mineralizante e com valores sempre abaixo de 200°C, com predominância absoluta de valores em torno de 140°C para as fluoritas. Estes fatos foram considerados como estando mais de acordo com a segunda hipótese, pois, se as fluoritas fossem de idade pré-cambriana, com os eventos metamórficos e térmicos posteriores, deveriam apresentar uma dispersão de suas temperaturas de homogeneização, com valores máximos ultrapassando 300°C. A possibilidade da definição por uma das hipóteses genéticas permitirá a concentração dos esforços da prospecção em áreas onde haja evidências desse magmatismo alcalino, evitando-se a dispersão de recursos.

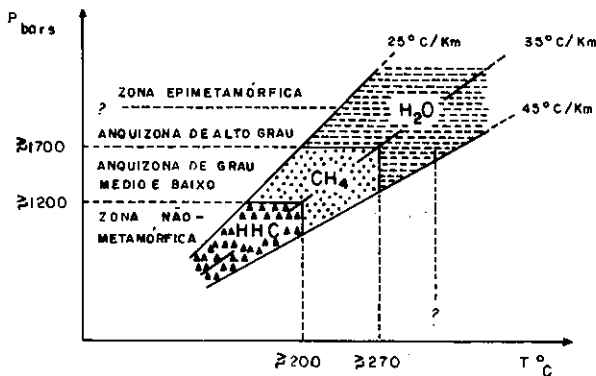
Figura 10



Exemplo de convergência dos dados de P (Kbar) e T (°C) deduzidos a partir dos domínios de estabilidade dos minerais (traços finos) e a partir da extrapolação das isocoras do CO_2 (traços espessos), correspondendo a dois grupos de inclusões: (I) precoces e (II) tardias, nos enclaves de Bourmac, Maciço Central, França. O campo (A) corresponde à área de estabilidade dos enclaves granulíticos de Bourmac e o campo (B) corresponde à última fase da retromorfose profunda (segundo Bilal & Touret, 1976).

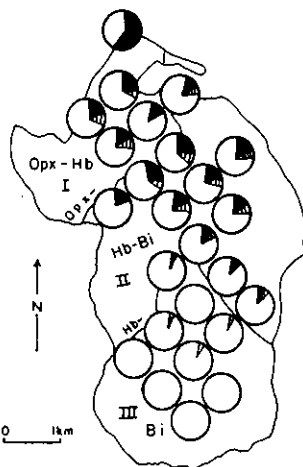
A partir de 1975 começou a haver uma maior atenção para o uso do estudo de inclusões fluidas aplicado à petrologia. Em 1976, Weisbrod *et alii* mostraram as tendências da época, analisando as diversas maneiras pelas quais poderia ser utilizada neste campo. A utilização das curvas de estabilidade de alguns minerais com as isócoras de fluidos presentes nas inclusões destes minerais veio a se constituir um instrumento geotermobarométrico de grande aplicação. A Figura 9 representa uma dessas aplicações por Konnerup-Madsen *et alii* (1979). Bilal & Touret (1976) já tinham demonstrado uma convergência surpreendente entre os dados de P-T fornecidos pelas fases fluidas e os das fases sólidas nos enclaves catazonais de Bourmac, no Maciço Central Francês (Figura 10). Com o desenvolvimento dos estudos conhecem-se agora os diferentes tipos de fluidos que caracterizam cada ambiente geológico, especialmente as diferentes facies de metamorfismo. Assim, Mullis (1979) demonstrou a composição dos fluidos e as condições de P-T em rochas sedimentares de zonas não metamorfizadas e epimetamórficas, a partir de dados das inclusões fluidas em cristais de quartzo da parte setentrional dos Alpes Centrais (Figura 11). Para os casos das rochas metamórficas de alto grau, Touret (1981) apresenta os resultados dos estudos de Konnerup-Madsen (1977) nos granitos de Kleivatt, no Sul da Noruega, onde há um enriquecimento de CO_2 nas inclusões fluidas com o metamorfismo progressivo (Figura 12).

Figura 11



Composição aproximada dos fluidos em rochas sedimentares desde a zona não metamórfica até a zona de epimetamorfismo e as respectivas condições de P e T. HHC: hidrocarbonetos mais pesados que o metano. Dados obtidos pelos estudos de inclusões fluidas em cristais de quartzo da parte setentrional dos Alpes Centrais (segundo Mullis, 1979).

Figura 12



Distribuição das inclusões fluidas no granito Kleivatt, na Noruega Meridional (Konnerup-Madsen, 1977). O centro de cada círculo representa a localização de cada amostra. As áreas pretas, hachuradas e brancas de cada círculo são proporcionais às abundâncias relativas das inclusões de CO_2 , $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ e H_2O , respectivamente. (I) ortopiroxênio-hornblenda granito (charnockito); (II) hornblenda-biotita granito; (III) biotita granito (extraído de Touret, 1981).

Volúmenes especiais têm sido editados tratando de aspectos do estudo de inclusões fluidas aplicado à petrologia. O trabalho de Touret (op. cit.) constitui um dos artigos de um destes volumes. Exemplos de trabalhos onde os dados dos estudos de inclusões fluidas permitiram interpretar a evolução das condições metamórficas de vários locais no mundo estão também aí incluídos.

O estudo de inclusões fluidas, até o momento, não mostra perspectivas de se tornar um instrumento rotineiro de prospecção mineral, a não ser na prospecção de petróleo. No entanto, em casos específicos, ele poderia ser utilizado como instrumento auxiliar, mormente na delimitação de extensões de jazidas, quando fluidos específicos ou inclusões de características específicas estão associados ao minério ou formam halos ao redor do corpo de minério. Tais seriam os casos mencionados por Roedder (1977), onde áreas com inclusões fluidas de elevada salinidade coincidem com as áreas onde existem mineralização cuprífera e presença de bornita em Bingham, EUA; e em Copper Canyon, Nevada, a área com inclusões de elevada salinidade forma um halo englobando os dois corpos de minério. O mesmo autor ainda menciona trabalhos de pesquisadores russos, os quais relatam que o número de crepitações das inclusões é proporcionalmente mais elevado nas zonas que circundam pegmatitos e stockworks.

Para o caso particular da prospecção de petróleo, a utilização do estudo de inclusões fluidas pode constituir-se um instrumento de grande auxílio pela determinação da temperatura máxima da diagênese. Ypma (1979), num estudo para a determinação da potencialidade petrolífera na Bacia de Etosha (Namíbia), mostrou que soluções de baixa temperatura (120-150°C) produziram halos de recristalização nos dolomitos do Subgrupo Tsumeb, ao longo dos canais de circulação desses fluidos. Em conjunto com outras indicações foi possível verificar que a temperatura nunca excedeu a 150°C. Como a bacia apresentava condições quase ideais para geração de óleo, este limite de temperatura permitiu concluir que a bacia apresentava um excelente potencial petrolífero.

Em gemologia, determinadas gemas são caracterizadas pelas inclusões fluidas que elas contêm. Um exemplo são as esmeraldas colombianas da mina de Muzo (Roedder, 1972), onde o conjunto dos minerais de saturação é o elemento caracterizador.

A utilização dos estudos de inclusões fluidas para avaliação da segurança de um terreno para instalação de um reator nuclear talvez seja uma das facetas mais novas da aplicação destes estudos. Roedder (1980) faz menção desta aplicação que foi utilizada por Cunningham (1974) na área de estudo para o reator do Projeto Guinna, em Nova York. O objetivo era determinar a época em que ocorreu o último movimento da falha que corta a área. Pela geotermometria das inclusões fluidas primárias em calcitas idiomórficas, formadas nos vugs da falha após a última movimentação, foi determinada a pressão mínima por ocasião da cristalização da calcita. Com isto, pôde-se estimar a profundidade mínima de formação das inclusões fluidas e a espessura do material removido. Estimando-se a taxa de denudação, foi possível obter uma idade mínima do último movimento da falha.

Com esses exemplos, vê-se que as explicações do estudo de inclusões fluidas podem estender-se a áreas inexploradas, dependendo basicamente da criatividade dos cientistas e técnicos.

MODELOS DE PLATINAS DE MICROTERMOMETRIA

A dificuldade de se dispor de um equipamento que pudessem permitir uma boa visibilidade das inclusões, com um controle preciso das temperaturas durante o aquecimento ou resfriamento, foi o maior óbice para a utilização mais ampla da microtermometria no estudo de inclusões fluidas até o início da década de 70. Até então, os equipamentos eram aparelhos fabricados individualmente por cada um dos pesquisadores, em seus laboratórios. Os modelos utilizados nesse período estão compilados em Roedder (1972, p. JJ27).

O primeiro equipamento a ser fabricado comercialmente

foi da "Société Chaixmeca", que iniciou a construção dos aparelhos a partir de modelos pesquisados e desenvolvidos por uma equipe liderada por Bernard Poty, em Nancy, na França, durante quatro anos (1968-1972). Os primeiros aparelhos começaram a ser vendidos em 1974, e os modelos sucessivos têm sofrido constantes aperfeiçoamentos. A platina (Foto 12) é resfriada circulando-se N₂ líquido e aquecida por uma resistência elétrica, sendo operacional no intervalo de -180° a +600°C. A Figura 13 mostra um corte desta platina e as suas partes mais importantes. A sua característica mais vantajosa é a existência de uma lente condensadora embutida, que permite uma iluminação excepcional da amostra, possibilitando estudar inclusões minúsculas de $\cong 10 \mu\text{m}$, que é o tamanho comum nas rochas metamórficas. A falta desta lente, mesmo nos equipamentos mais modernos de procedência diversa (ver adiante), limita seriamente a capacidade de utilização do aparelho. Pormenores da instalação e operação do aparelho são fornecidos por Poty et alii (1976).

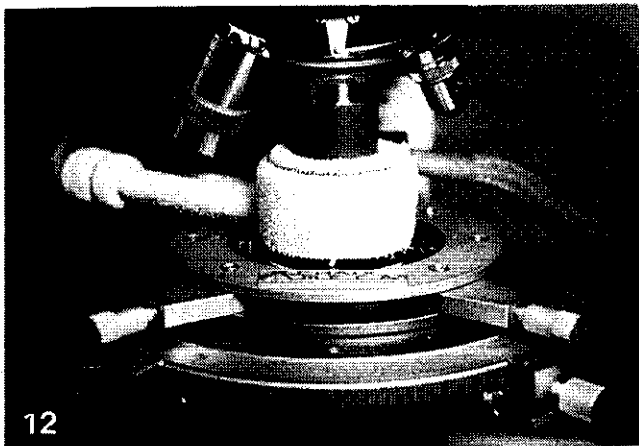
Existem dois outros tipos de equipamentos disponíveis

comercialmente. Um deles, o Linkam TH600, é fabricado na Inglaterra e tem como característica mais importante um controlador programável de temperatura e uma impressora. A Figura 14 mostra uma seção desta platina.

As características operacionais do aparelho são discutidas por Shepherd (1981) e MacDonald & Spooner (1981). O outro tipo foi desenvolvido pelo "United States Geological Survey" — USGS (Werre et alii, 1979) e é fabricado pelo "Sigma Gamma Epsilon Chapter" da Universidade do Arizona. Uma versão modificada deste terceiro tipo é comercializada por "Fluid Inc.", de Denver, Colorado, EUA, desde 1982. A maior diferença nas características do equipamento modelo USGS, em relação ao Chaixmeca e ao Linkam, está no fato de que o resfriamento ou aquecimento é feito circulando-se o N₂ previamente resfriado ou aquecido diretamente sobre a amostra. O esquema desta platina pode ser visto na Figura 15.

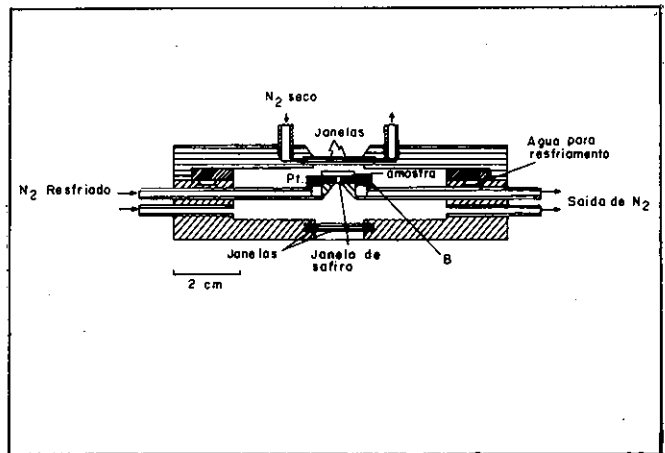
Pormenores comparativos das vantagens e desvantagens de cada um desses tipos de equipamentos estão amplamente descritos em Hollister et alii (1981).

Foto 12



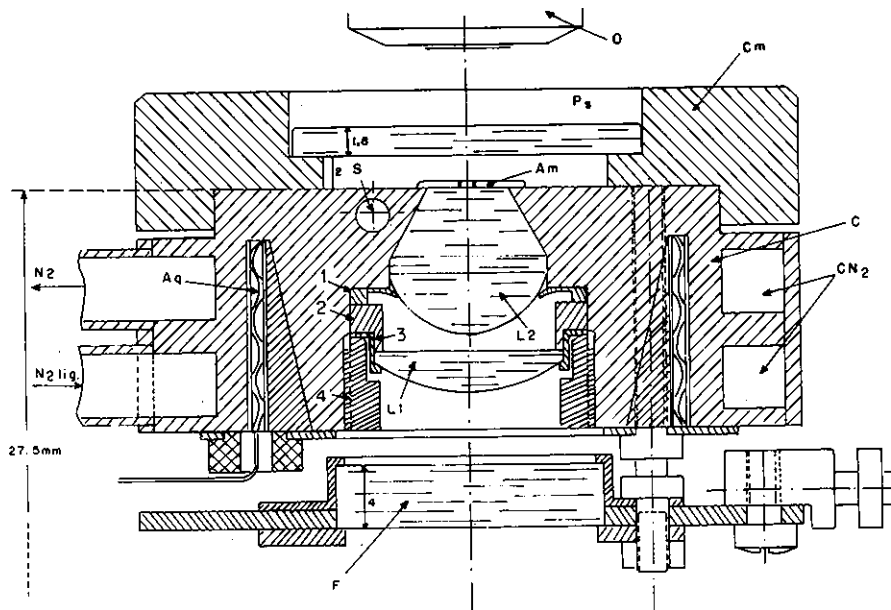
Platina de microtermometria Chaixmeca montada sobre a platina do microscópio Leitz, durante o teste de criometria. Para detalhes da descrição e operação do equipamento consultar Poty et alii (1976), e para as modificações e adaptações posteriores consultar Hollister et alii (1981).

Figura 14



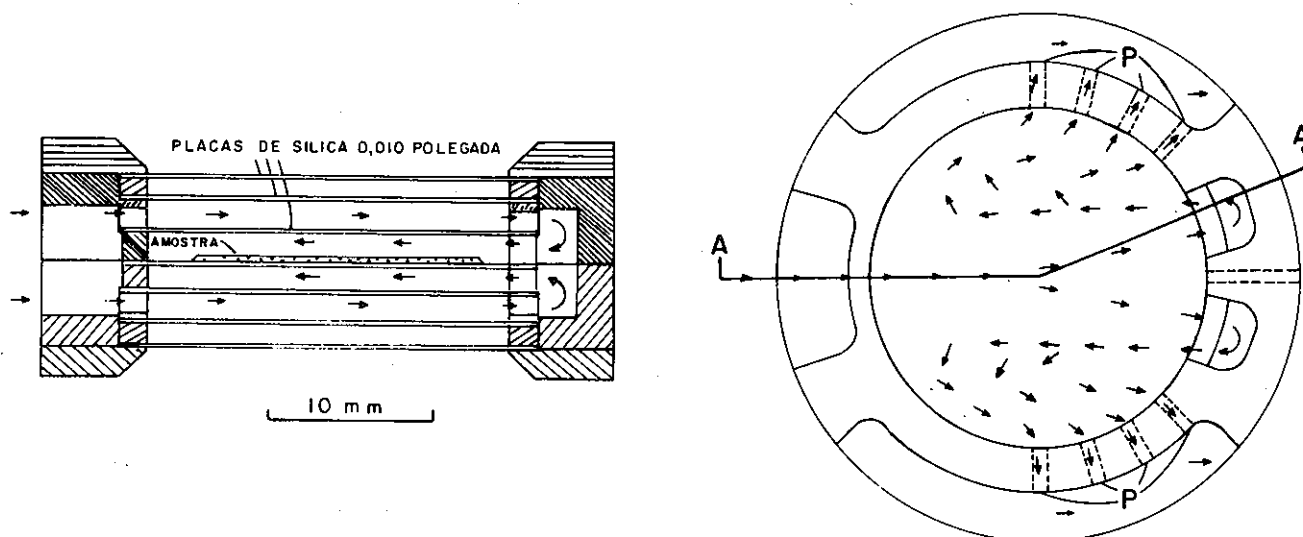
Corte esquemático da platina Linkam. Pt: sensor de temperatura de Pt; B: bloco térmico de Ag com aquecedor de resistência (segundo Shepherd, 1981).

Figura 13



Corte esquemático da platina de aquecimento e resfriamento Chaixmeca. Aq: aquecedor; Am: amostra; C: corpo da platina; Cm: cobertura de metal; CN₂: circulação de nitrogênio; F: filtro infravermelho; L₁ e L₂: lentes condensadoras; O: objetiva; Ps: placa de sílica; S: sensor de temperatura; 1, 2, 3 e 4: anéis de fixação das lentes (Catálogo Chaixmeca).

Figura 15



Cortes verticais e horizontais da platina de aquecimento e resfriamento desenvolvida pela USGS. As setas indicam a direção de fluxo do gás. A-A: plano da seção vertical; P: condutos para circulação do gás (extraído de Hollister & Crawford, 1981).

Agradecimentos

O autor agradece à Nuclebrás S.A. pelo apoio e autorização para a elaboração e publicação do presente trabalho. Os agradecimentos são extensivos, especialmente, aos drs. João H. Javaroni, José N. Villaça e Luciano A. M. Moura, respectivamente, superintendente geral de Prospeção e Pesquisa Mineral (SUPPM), gerente do Escritório Regional de Belo Horizonte (EBHO.PM) e chefe da Divisão de Pesquisa do EBHO.PM, pelo contínuo estímulo durante a execução deste trabalho; aos drs. Aluísio C. Maciel e Eduardo J. B. Wesche pelas críticas e sugestões apresentadas; às srts. Adma G. Mansur e Cely G. Guimarães pela cuidadosa confecção das ilustrações; e à sra. Rosemary R. M. Cruz pelo paciente trabalho de datilografia.

Nuclebrás

Superintendência Geral de Prospeção e Pesquisa Mineral — SUPPM
Escritório Regional de Belo Horizonte — EBHO.PM
Avenida Uruguai, 531, Sion
30000, Belo Horizonte, MG, Brasil

Bibliografia

- BILAL, A. & TOURET, J. — 1976 — Les inclusions fluides des enclaves catazonales de Bourmac (Massif Central). *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, 99: 134-139.
- BODNAR, R. J. & BETHKE, P. M. — 1984 — Systematics of stretching of fluid inclusions I: Fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Econ. Geol.*, 79: 141-161.
- BURRUSS, R. C. — 1981 — Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. In: *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. L. S. Hollister and M. L. Crawford (Editors). Min. Assoc. of Canada, Calgary, 39-74.
- CLOCCHIATI, R. — 1975 — Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz. *Fluid Inclusion Research-Proceedings of COFFI*, 8: 41-42.
- COLLINS, P. L. F. — 1979 — Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use for freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, 74 (6): 1435-1444.
- CRAWFORD, M. L. — 1981 — Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. L. S. Hollister and M. L. Crawford (Editors). Min. Assoc. of Canada, Calgary, 75-100.
- CUNNINGHAM JR., C. G. — 1974 — Geothermometry and geobarometry of fault plane mineralization — Guinna Project, New York. Report to Dames & Moore Company (inédito).
- DEICHA, G. — 1950 — Essais par écrasement de fragments minéraux pour la mise en évidence de gaz sous pression. *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, 13: 439-445.
- 1973 — Scanning electron microscopy of cavities in gangue and rock minerals (abstr.). *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 96 (4-5): 19.
- DHAMELINCOURT, P.; BENY, J. M.; DUBESSY, J. & POTY, B. — 1974 — Analyse d'inclusions fluides à la microsonde MOLE à effet Raman. *Bull. Minér.*, 102: 600-610.
- ERMAKOV, N. P. — 1965 — Studies of mineral-forming solutions. In: *Research on the Nature of Mineral-forming Solutions, with special reference to data from Fluid Inclusions, Part I*, 1-348.
- FUZIKAWA, K. — 1982 — Fluid Inclusion and Oxygen Isotope Studies of the Nabarlek Uranium Deposit, N. T., Australia. The University of Adelaide, Ph.D. thesis, 226 p.
- 1983 — Inclusões fluidas na Jazida de Fluorita de Volta Grande, Município de Cerro Azul, PR — Estudo Preliminar. Convênio Nuclebrás/Minerpar, 26 p. (inédito).
- FUZIKAWA, K. & ALVES, J. V. — 1984 — A ocorrência de dilatação das inclusões fluidas em plagioclásios da Jazida Cachoeira, Província Uranífera de Lagoa Real, Caetité, BA. Submetido ao XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.
- GREEN, D. H. & RINGWOOD, A. E. — 1967 — An experimental investigation of the gabbro do eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. et Cosm. Acta*, 51: 177-185.
- GUILHAMOU, N.; DHAMELINCOURT, P.; TOURAY, J. C. & BARBILLOT, J. — 1978 — Analyse à la microsonde à effet Raman d'inclusions gazeuses du système N₂-CO₂. *C. R. Acad. Sc. Fr.*, 287 (D): 1317-1319.
- HOLLISTER, L. S.; CRAWFORD, M. L.; ROEDDER, E.; BURRUSS, R. C.; SPOONER, E. T. C. & TOURET, J. — 1981 — Practical aspects of microthermometry. In: *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. L. S. Hollister and M. L. Crawford (Editors). Min. Assoc. Canada, Calgary, 278-304.
- HOLLISTER, L. S. & BURRUSS, R. C. — 1976 — Phase

- equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake Metamorphic Complex. *Geochim. et Cosm. Acta*, 10: 163-175.
- IKORSKIY, S. V. — 1964 — Hydrocarbon gases and bitumens in rock-forming minerals of the Khibiny Stock. *Acad. Sci. U.S.S.R. Doklady, Earth Sci. Sec.*, 157: 90-93.
- 1970 — The inclusions of hydrocarbon gases and bitumens in the minerals of same igneous rocks (after an example of the Khibiny alkali massif) (abstr.) *Fluid Inclusion Research-Proceedings of COFFI*, 3: 27.
- KLEVTSOV, P. V. & LEMMLEIN, G. G. — 1960 — Pressure correction for the homogenization temperatures of aqueous NaCl solutions. *Akademiya Nauk U.S.S.R. Doklady* (English translation) *Earth Science Sec.* (American Geological Institute), 128: 995-997.
- KALYUZHNYI, V. A. — 1958 — Homogenization curves in mineralogical thermometry and their construction. In: *Research on the Nature of Mineral-Forming Solutions*, Ingerson, D. E. (Editor), International Series of Monographs in Earth Sciences, 22: 565-577 (1965).
- 1960 — Methods of study of multiphase inclusions in minerals. *Kiev. Izdatel. Akad. Nauk. Ukrainskay RSR*. 169 p. (em ucraniano).
- 1961 — Mineral forming solutions from inclusions in minerals. *Materialy. Komis. Mineralog. i Geokhim., Mezhdunnar. Geol. Kong., Karpato-Balkan. Assots., n.º 1*, p. 159-163 (em ucraniano). Referativnyi Zhur, Khim., abs. 15G70 (em russo), 1962.
- KALYUZHNYI, V. A. — 1971 — The refilling of liquid inclusions in minerals and its genetic significance. *L'vov. Gos. Univ. Mineral. Sbornik*, 25: 124-131 (em russo).
- KELLY, W. C. & BURGIO, P. A. — 1983 — Cryogenic scanning electron microscopy of fluid inclusions in ore and gangue minerals. *Econ. Geol.*, 78: 1262-1267.
- KELLY, W. C. & TURNEAURE, F. S. — 1970 — Mineralogy paragenesis, and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia. *Econ. Geol.*, 65: 609-680.
- KONNERUP-MADSEN, J. — 1977 — Composition and microthermometry of fluid inclusions in the Kleivatt granite, South Norway. *Am. Journ. Sci.*, 277: 673-696.
- KONNERUP-MADSEN, J.; LARSEN, E. & ROSEHANSEN, J. — 1979 — Hydrocarbon-rich fluid inclusions in minerals from the alkaline Llimaussaq intrusion, South Greenland. *Bull. Minéral.*, 102: 642-653.
- LEROY, J. — 1971 — Les épyssiénites non minéralisées dans le massif de granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Limousin-France). Equilibres entre minéraux et solutions. Thèse Univ. Nancy I (inédito).
- LINKE, W. F. — 1965 — Solubilities of inorganic and metal organic compounds (4th. ed.): *Am. Chem. Soc.*, 1914 p.
- MACDONALD, A. J. & SPOONER, E. T. C. — 1981 — Calibration of Linkam TH600 programmable heating/freezing stage for microthermometric examination of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 76: 1248-1258.
- METZGER, F. W.; NESBITT, B. E. & KELLY, W. C. — 1975 — Scanning electron microscopy of daughter minerals in fluid inclusions (abstr.). *Geol. Soc. Am.*, abstracts with Programs, 7: 1199.
- METZGER, F. W.; KELLY, W. C.; NESBITT, B. E. & ESENE, E. J. — 1977 — Scanning electron microscopy of daughter minerals in fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 72: 141-151.
- MULLIS, J. — 1979 — The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Min.*, 102: 526-536.
- NESBITT, B. E. & KELLY, W. C. — 1975 — Fluid and magmatic inclusions in the carbonatite at Magnet Cove, Arkansas (abstr.). *Geol. Soc. Am.*, Abstr. Progr., 7: 1212.
- 1977 — Magmatic and Hydrothermal Inclusions in Carbonatite of the Magnet Cove Complex, Arkansas. *Contrib. Mineral. Petr.*, 63(3): 271-294.
- PARE, X. & DUCROS, P. — 1964 — Étude par résonance magnétique nucléaire de l'eau dans le béryl. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist. LXXXVII*. 429-433.
- POTTER II, R. W. & CLYNNE, M. A. — 1978 — Solubility of highly soluble salts in aqueous media — Part I, NaCl, KCl, CaCl₂, Na₂SO₄, and K₂SO₄ solubilities to 100°C. *Journ. Res. U. S. Geol. Surv.*, 6(6): 701-705.
- POTY, B.; LEROY, J. & JACHIMOWICZ, L. — 1976 — Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmecca. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristall.*, 99: 182-186.
- RIESE, W. C.; LEE, M. J. & BROOKINS, D. G. — 1978 — Scanning electron microscopy of uranium ores, Grants Mineral Belt, New Mexico: Application to U:C: pyrite distribution. *Econ. Geol.*, 73: 314.
- ROEDDER, E. — 1962 — Studies of fluids inclusions, I: low temperature and application of a dual purpose freezing and heating stage. *Econ. Geol.*, 57: 1045-1061.
- 1965 a — Evidence from fluid inclusions as to the nature of ore-forming fluids. Symposium Problem of Postmagmatic Ore Deposition. *Czech. Geol. Survey, Prague*, 2: 375-384.
- 1965 b — Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing modules and phenocrysts from basalts. *Am. Mineral.*, 50: 1746-1782.
- 1967 — Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, H. L. Barnes (editor), 2nd. edition. John Wiley & Sons, N. York, 798 p.
- 1970 — Application of an improved crushing microscope stage to studies of the gases in fluid inclusions. *Schweiz. Min. und Petrog. Mitt.*, 50(1): 41-58.
- 1971 — Metastability in fluid inclusions. *Soc. Mining Geol. Japan, Spc. Issue 3*: 327-334.
- 1972 — Composition of fluid inclusions. Data of Geochemistry, USGS., Paper 440JJ, Sixth ed., 164 p.
- 1976 — Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. In: *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, Ed. K. H. Wolf, chapter 4: 67-109.
- 1977 — Fluid inclusions as tools in mineral exploration. *Econ. Geol.*, 72: 503-525.
- 1981 — Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In: *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*, L. S. Hollister and M. L. Crawford (Editors), Min. Assoc. Canada, Calgary, 101-137.
- ROEDDER, E. & BODNAR, R. J. — 1980 — Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8: 263-301.
- ROEDDER, E. & COOMBS, D. S. — 1967 — Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from Ascension Island. *Jour. Petrology*, 8: 417-451.
- ROEDDER, E.; HEYL, A. V. & CREEL, J. P. — 1968 — Environment of ore deposition at the Mex-Tex deposits, Hansonburg District, New Mexico, from studies of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 63: 336-348.
- ROEDDER, E. & SKINNER, B. J. — 1968 — Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. *Econ. Geol.*, 63: 715-730.
- ROSASCO, G. J. & ROEDDER, E. — 1979 — Applications of a new Raman microprobe spectrometer to nondestructive analysis of sulfate and other ions in individual phases in fluid inclusions in minerals. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 43: 1907-1915.
- ROSASCO, G. J.; ROEDDER, E. & SIMMONS, J. H. — 1975 — Laser-excited Raman spectroscopy for nondestructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals. *Science*, 190: 557-560.
- SAINTIVES, P. J. — 1976 — Quelques aspects des inclusions solides révélés par le microscope électronique à balayage sur l'exemple d'un quartz pegmatitique. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristall.*, 99: 178-181.
- SAMOYLOVICH, L. A. & KHETCHIKOV, L. N. — 1968 — Pressure corrections to the homogenization temperatures of aqueous salt solutions. *Geochem. Intern.*, 5: 1184-1189.
- SCHWARTZKOPFF, J.; SANDRIN, L.; BARABAS, A. &

- LEROY, J. — 1974 — Preparation of doubly polished thick sections for fluid inclusion studies at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy. *Manual Chaixmeca*, 28-31 (inédito).
- SELLA, C. & DEICHA, G. — 1970 — Fractographie électronique sur un échantillon de calcite de Vaduz. (Principauté du Liechtenstein). *Schweiz. Mineralog. Petrog. Mitt.*, 50: 155-158.
- SHEPHERD, T. — 1981 — Temperature programmable heating/freezing stage for microthermometric analysis of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 76: 1244-1247.
- SORBY, H. C. — 1858 — On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 14(1): 453-500.
- STALDER, H. A. — 1976 — Inclusions fluides des cristaux de quartz des Alpes Suisses: Bitsch (Valais), Camperio (Tessin) et Lengenbach (Valais). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristall.*, 99: 80-84.
- TOURET, J. L. R. — 1971 — Le faciès granulite en Norvège méridionale. I. Les associations minérales; II. Les inclusions fluides. *Lithos*, 4: 239-249 e 423-436.
- TOURET, J. L. R. — 1977 — The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In: *Nato Advanced Study Institute Series*, D. G. Fraser (ed.), *Thermodynamics in Geology*, 203-227.
- 1981 — Fluid Inclusions in high grade metamorphic rocks. In: *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. L. S. Hollister and M. L. Crawford (Editors), Min. Ass. Canada, Calgary, 182-208.
- WEISBROD, A.; POTY, B. & TOURET, J. — 1976 — Les inclusions fluides en géochimie-pétrologie: tendances actuelles. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallog.*, 99: 140-152.
- WERRE JR., R. W.; BODNAR, R. J.; BETHKE, P. M. & BARTON JR., P. B. — 1979 — A novel gas-flow fluid inclusion heating/freezing stage (abstr.). *Geol. Soc. America Abs. with Progr.*, 11: 539.
- WILKINS, R. W. T. & BARKAS, J. P. — 1978 — Fluid Inclusions Deformation and Recrystallization in Granite Tectonites. *Contrib. Min. Petrol.*, 65: 293-299.
- YANATIEVA, O. K. — 1946 — Solubility polytherms in the systems $\text{CaCl}_2 - \text{MgCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ and $\text{CaCl}_2 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ (em russo). *Zhurnal Prikladnoi Khimii*, 19: 709-722.
- YPMA, P. J. M. — 1963 — Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne Metalliferous Province. Leiden, Netherlands, Leiden, Univ. dissert., 212 p.
- 1965 — An instrument for geobarometry of fluid inclusions (abs.). *Geol. Soc. Am.*, Spec. Paper 87, 190 (publi-cado em 1966).
- 1979 — Mineralogical and geological indications for the petroleum potential of the Etosha Basin, Namibia (South Western Africa). *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Series B, 82(1): 91-112.
- ZIRKEL, F. — 1870 — Mikromineralogische Mittheilungen. *Neues Jahrb. Mineralogie, Geologie, u. Paläontologie*, 1870: 801-832.

SOME MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF THE MAIN CONSTITUENTS OF THE UNWEATHERED SECTION OF THE CARBONATITE COMPLEX CATALÃO I, GOIÁS, BRAZIL

E. GIERTH, O. H. LEONARDOS JR. E M. L. BAECKER

ABSTRACT: The more frequent minerals as well as some significant minor constituents of the unweathered part of the carbonatite complex of Catalão I are described. Particularly phlogopite, apatite, calcite and magnetite are present in several generations. The mineralogical variations, the different associations and the textural relationships show a sequence of mineralization stages which lead to a conclusive model of the evolution of the complex.

INTRODUCTION

The carbonatite complex of Catalão I is situated at 18°08'S/47°48'W near the town Catalão in the State Goiás, about 280 km South of the federal capital Brasília.

It belongs together with the intrusions of Tapira, Araxá, Salitre and Serra Negra to a group of upper cretaceous, ultramafic-carbonatitic intrusions which are situated Southeast of the São Francisco Craton (Almeida, 1967, Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração, 1984, Guimarães, 1964, Ulbrich & Gomes, 1981). The complex of Catalão intruded into middle proterozoic micaschists and quartzites of the Araxá Group and forms an approximately circular structure of ca. 6 km diameter. Since the Tertiary, strong weathering developed a deeply decomposed cap where considerable reserves of phosphorus, niobium and titanium ores are concentrated (Baecker, 1983, Carvalho, 1974, Marini *et alii*, 1984, Valarelli, 1971).

The prospecting and mining activities in the weathered cap of the complex also favoured several drilling programs in the unweathered — fresh complex, which were carried out by various companies. More than 12.000 meters of drillcores could be studied by this way. Although most of the drillholes are located in the central parts of the complex, they reach to a depth of more than 500 m, and they give not only a great number of mineral species but permit also to develop a rather detailed paragenetic scheme of the mineralizations which formed the complex. The results base upon classical microscopic studies supported by microprobe and X ray investigations.

THE MINERALS OF THE UNWEATHERED COMPLEX

The complex presents a great number of minerals but many of them are only accessory ones. Some of these are of economic importance and others are meaningful for paragenetic characterizations (Gierth, 1982, Goldman, 1983).

The observed minerals are (following the systematical order):

- graphite;
- chalcocite, bornite, chalcopyrite, covellite, sphalerite, galena, pyrrhotite, marcasite, bravoite, siegenite, pyrite;
- magnetite, maghemite, ilmenite, hematite, perowskite, pyrochlore, zirconolite, baddeleyite, rutile, anatase, quartz, chalcedony;
- calcite, dolomite;
- baryte;
- apatite;
- (olivine), chondrodite, (pyroxene), talc, phlogopite, chlorite, serpentine, natrolite.

Furthermore there were found some traces of other minerals, e.g. limonite, pyrolusite, rhabdophanite, vermiculite, which probably are constituents of the decomposed part of the complex.

Among the listed minerals are several species which either are very abundant or are present in two or more generations: e.g. pyrite, magnetite, calcite, apatite, phlogopite.

THE MINERALIZATION STAGES

Several main stages of mineralization are recognized within the complex and they can be grouped as follows:

- ultramafic stage;
- carbonatitic stage, subdivided into a first substage dominated by apatite and phlogopite and a second stage dominated by calcite;
- hydrothermal stage;
and after the magmatic evolution follows the
- weathering stage.

THE MINERALOGICAL CHARACTERISTICS

The minerals which are the main or the significant constituents of the complex are described by following the systematical order.

Pyrite

Pyrite dominates among the great variety of sulphides which are representatives of the late magmatic/hydrothermal stage. Pyrite I shows graphic intergrowths with magnetite, both minerals are formed by hydrothermal alteration of pre-existent pyrrhotite. Pyrite II is associated with veinfilling baryte and traces of carbonate. The pyrite III generation is commonly euhedral and accompanied by quartz. Many times pyrite II and III replace the various generations of magnetite.

Magnetite

Coarse (titano-) magnetite I is an essential constituent of the ultramafic assemblage. It exsolves broad lamellae of ilmenite, sometimes there are two generations of exsolutions. Later annealing which is caused by the younger mineralization stages, transforms the exsolutions into irregular shaped blebs

of ilmenite. Magnetite I can be partially or completely replaced by perovskite/anatase. In this case the ilmenite exsolution lamellae are more resistant and may occur as relicts in the replacing mineral. Together with accessory phlogopite and carbonate, the (titano-) magnetite II associates with the apatite-rich assemblage of the first carbonatitic substage. It exsolves only minor amounts of ilmenite, which do not show annealing textures.

Magnetite III occurs together with apatite in the phlogopite-rich early carbonatitic stage. It is almost free of exsolutions but it overgrows or associates with independent ilmenite. Particularly magnetite II and III show partial resorption by younger carbonates.

The youngest primary magnetite is associated with calcite which preferably forms veins of interstitials between cocards and selvages. The mineral sequence in these selvages is phlogopite, apatite, pyrochlore, and magnetite IV. This magnetite is frequently rimmed by maghemite, which has been formed together with a younger carbonate and the initial sulphide phases.

Finally the hypogenic transformation of pyrrhotite develops an intergrowth of pyrite + magnetite V. The magnetites IV and V are many times substituted by pyrite III.

Pyrochlore

There are at least three generations of pyrochlore, each of them is associated by a different generation of magnetite which frequently embeds the niobium mineral. Pyrochlore I and II are sparse. Pyrochlore II has significantly elevated contents of Th and U. Almost 75% of the total pyrochlore is of generation III. It is a constituent of the characteristic cocard — or selvage — assembly together with ferrophlogopite, apatite and magnetite IV. Metamictization and zoning of the pyrochlore III is common. The pyrochlore may be associated with, or even intergrown with, niobium zirconolite and baddeleyite. The pyrochlores are primarily Na-Ca-pyrochlores with low contents of Ba and Sr. The formation of Ba-pyrochlore is related to late stage hydrothermal and/or weathering processes.

Perovskite, Anatase

Perovskite is associated with the early phlogopite mineralization and frequently replaces the titanomagnetite I preferably substituting the interstitials between the exsolved ilmenite and preserving the latter one. Very often the perovskite is extensively transformed into anatase. The anatase is preferably located in the phlogopitic zone which borders the inner carbonate-pyrochlore-bearing core of the complex. Anatase can be found at a depth of more than 400 m in the fresh rocks, neighbored by veinlets of fresh sulphides. The transformation of perovskite into anatase is related to the early carbonatitic stage which forms the apatite-rich mineral assembly. Although later weathering processes might contribute to the formation of anatase, these should be considered of less importance.

Quartz

The ultimate hydrothermal stage is represented by the formation of quartz that embeds euhedral pyrite. This mineral association forms small veinlets, lenses and clusters. The anhedral quartz crystals are deformed and sheared.

Carbonates

The carbonates are an essential constituent of the central part of the complex. At least 10 different "generations" can be distinguished by their textural relationships, habits, grain sizes and associated minerals. Many other complexes present a

greater variety of the chemical composition of the carbonates (Heinrich, 1980). But Catalão I shows only calcite, except one late generation which has a more dolomitic composition. The REE concentrations show typical high concentrations of light REEs and a rapid decrease towards the heavy REEs. But only weak differences between older and younger carbonates can be stated. There are five main stages of carbonate mineralization. Some of them are followed by subsequent mobilizations forming veinlets which may crosscut the respective main stage.

Carbonate I is a minor constituent of the initial mineralization phase of the carbonatitic stage where the dominant short prismatic apatite is furthermore associated with phlogopite, magnetite and some chondrite.

Carbonate II is an essential constituent of the main carbonatitic stage. The coarse euhedral grains can easily be recognized by their inclusions of apatite needles.

Carbonate III is a more vein-forming type, it embeds cocards and fills veins with selvages of ferrophlogopite, apatite, pyrochlore and magnetite.

The most abundant carbonate is generation IV. It commonly has microlitic inclusions and is accompanied by long prismatic, needle-shaped apatite which forms radial aggregates.

Carbonate V has a more dolomitic composition. It occurs together with baryte.

Baryte

The baryte mineralization belongs to the late hydrothermal stage of the evolution in the complex. The mineral shows an anomalous high birefringence which is caused by higher contents of Ca and Mn. - It should be mentioned that also a secondary baryte can be found in the decomposed carbonatite.

Apatite

The apatites of Catalão are fluor-apatites. Frequently they are biaxial, the anomalous behavior being caused by deformation. The five different generations vary in their habit, form of the aggregates and parageneses. The variations of the habit are related to equilibrium and disequilibrium relationships with the carbonate melt (Wyllie, 1976).

Apatite I is the most important of all the generations. The short prismatic, commonly deformed and fractured mineral is the main constituent of the early carbonatitic assembly together with phlogopite, chondrodite, pyrochlore, magnetite and carbonate; apatite II is only a minor constituent in the following, phlogopite-rich stage associated with accessory magnetite.

Apatite III occurs as inclusions in the almost monomineralic generation of calcite II.

Apatite IV develops a longprismatic cryptocrystalline habit and is an accessory mineral in the cocard — and selvage — assembly together with ferrophlogopite, pyrochlore, magnetite and carbonate.

Finally there occurs an apatite V as fibrous radial aggregates in a calcite matrix. This mineral assembly is considered as the final phase of the carbonatitic stage *sensu stricto*. The following mineralizations without apatite are labeled as "hydrothermal stage".

Olivine, Pyroxene

Although no fresh olivine can be found, its presence as a very early formed mineral is manifested by well preserved pseudomorphoses of euhedral grains as well as by the characteristic textures of alteration into serpentine and talc. The presence of pyroxene is only inferred.

Chondrodite

The early apatite I — rich paragenesis also presents a mi-

neral of the chondrodite group. It sometimes substitutes older serpentine. On the other hand chondrodite may be weakly serpentinized and chloritized before the main carbonatitic stage. Commonly (titano-) clinohumite is reported from carbonatitic complexes (Heinrich, 1980). The ubiquitous phlogopite inhibits an exact determination by X ray analysis.

Serpentine, Talc, Chlorite

Serpentine and talc are the early transformation products of primary olivine. A subsequent phlogopitization is evident in all kinds of transitional stages. Furthermore a weak chloritization can be correlated to the next (apatite I-) mineralization phase and to the initial stages of weathering. A second, weak formation of serpentine is found on the rims of chondrodite. The talc is represented by a second generation together with carbonate III.

Phlogopite

The phlogopite generations can easily be distinguished by their different textural features and by their stepwise increase of the reddish-brown colour which is caused by the increasing contents of Fe that substitutes Al, and to some extent Mg.

Phlogopite I substitutes serpentine and talc. Sometimes it

develops clusters of very coarse, almost pegmatitic aggregates. The widespread distribution and the replacement textures indicate a general phlogopitization that succeeds the initial ultramafic stage and precedes the carbonatitic stage. Phlogopite II and III have close textural and paragenetic relationships. Frequently phlogopite II is rimmed by phlogopite III. Phlogopite II is only an accessory mineral in the apatite-rich mineralization. After a weak serpentinization intermezzo, phlogopite III follows as the dominant component in the next mineralization phase.

Phlogopite IV is the euhedral, chief constituent of the co-cards and selvages followed by apatite, pyrochlore and magnetite, and the final vein-filling carbonate. This ferrophlogopite is extremely high in Fe and poor in Ti and Al. The phlogopites are commonly transformed into vermiculite by weathering processes.

Mineralogical Trends

The mineralogical evolution in the complex is evident by several minerals that change stepwise in composition and/or habit: The titanium content of the magnetites, i.e. the exsolution of ilmenite decreases until ilmenite forms as a separate phase. The phlogopites show increasing iron contents until a ferrophlogopite is present as the ultimate generation. The apa-

Table 1
Main stages of the magmatic evolution of the carbonatite complex Catalão I

Stage:	1	2	3
PYRITE			XXXXX XXXXX XXXXX
MAGNETITE	XXXXX	XXXXX XXXXX	XXXXX
ILMENITE	XXXXX	XXXXX XXXXX	
PYROCHLORE		XXXXX XXXXX	XXXXX
PEROWSKITE	XXXXX		
ANATASE		XXXXX	
QUARTZ			XXXXX
CARBONATE		XXXXX XXXXX XXXXX XXXXX	XXXXX
BARYTE			XXXXX
APATITE		XXXXX XXXXX XXXXX XXXXX XXXXX	
CHONDRODITE		XXXXX	
TALC	XXXXX	XXXXX	
PHLOGOPITE	XXXXX	XXXXX XXXXX	XXXXX
SERPENTINE	XXXXX		

1 = ultramafic stage and serpentinisation;

2 = carbonatitic stage, subdivided into a first, apatite-rich and phlogopite-rich substage and a second, carbonate-rich substage;

3 = hydrothermal stage.

tites pass from a sturdy prismatic habit to needle shaped forms. The late stage carbonate becomes dolomitic.

Similarly there are also significant steps and changes of mineral assemblages which characterize the main stages of the magmatic evolution. The (olivine)-serpentine-titanomagnetite association is replaced by phlogopite. The various apatite and carbonate associations (and the varying amounts of other accompanying minerals) represent the carbonatitic stage — in a more restricted sense. Thereby the carbonatitic stage may be subdivided into the early two apatite- and phlogopite-rich parageneses and into the later carbonate-rich parageneses. Absence of apatite and presence of sulfides or baryte are characterizing the hydrothermal stage. After the magmatic evolution follows the stage of weathering which preferably forms vermiculite, limonite, pyrolusite and dissolves the carbonates.

Another typical phenomenon are the various replacement reactions which can be stated in the fresh complex: Examples are the serpentinization and phlogopitization as well as the replacement of magnetite by perovskite/anatase or of magnetites by carbonate or pyrite. The frequency and intensity of the replacements decrease during the evolution until there are only diffuse intergranular films of youngest mineralizations without or with a very weak mineral reaction.

A very strong brecciation fragmented the complex after the phlogopitization which followed the initial ultramafic stage. A similar but weaker movement can be stated after the chondrodite bearing apatite-rich mineralization. The other younger fragmentations are considerably weaker. While the earlier brecciations were followed by periods of quiescent conditions, the younger movements are following each other in very short intervals.

CONCLUDING REMARKS

The study of the drill cores does not show any significant mineralogical variation with depth down to more than 500 m. There is only a weak zoning trend in the complex: the serpentinitic and phlogopitic rocks surround the more centrally located carbonatitic assemblages. But a general concentric structure is not visible. The chemical and mineralogical composition of the decomposed but autochthonous capping indicates mutual penetrating sections of higher concentrations of vermiculite, anatase, pyrochlore or apatite which represent corresponding plug-shaped variations of the primary mineral assemblages and mineralization stages. These, however, must not be considered as subintrusions of different carbonatites (Armbrustmacher, 1979). All the continuous mineralogical changes lead to an intrusion model where decreasing temperature and pulsation controls the processes of fracturing, mineralization and metasomatism.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are indebted to the mining and prospecting companies operating in the complex for their manifold kinds of supports to the studies and for permission to publish the results. Special thanks are given to Mineração Catalão de Goiás Ltda., Metais de Goiás S.A., and to Copebrás and Goiás-fértil.

The Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Brasília, Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), Bonn and Internationales Büro der KFA, Jülich, supported a cooperation program of studies in the complex.

Eike Gierth

*Institut für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe
Technische Universität Clausthal
D-3392 Clausthal-Zellerfeld, Rep. Fed. da Alemanha*

Othon H. Leonardos Jr.

*Departamento de Geociências
Universidade de Brasília
70910, Brasília, DF, Brasil*

Manfred L. Baecker

*Mineração Catalão de Goiás Ltda.
76800, Catalão, GO, Brasil*

References

- ALMEIDA, F. F. M. de — Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. Miner., 1967, 36 p. (Bol. 241).
- ARMBRUSTMACHER, T. J. — Replacement and primary magmatic carbonatites from the West-Mountain Area, Fremont and Custer Counties, Colorado. *Econ. Geol.* 74 (1979), 888-901.
- BAECKER, M. L. — A mineralização de nióbio do solo residual laterítico e a petrografia das rochas ultramáficas-alcálicas do Domo de Catalão I, Goiás. Tese de mestrado. Brasília 1983 (inédito).
- CARVALHO, W. T. de — Aspectos geológicos e petrográficos do complexo ultramáfico-alcálico de Catalão I, GO. Anais do XXVIII Congr. Bras. Geol. 1974, 107-123.
- COMPANHIA BRASILEIRA DE METALURGIA E MINERAÇÃO — Complexos carbonatíticos do Brasil: geologia. São Paulo, CBMM, Departamento de Geologia, 1984, 44 p.
- GASPAR, J. C. & WYLLIE, P. J. — Barium phlogopite from the Jacupiranga carbonatite. *Amer. Mineral.* 67 (1982), 997-1000.
- GIERTH, E. — Erzmikroskopische Untersuchungen an Proben aus dem Karbonatit-komplex von Catalão (Goiás, Brasilien). 8. Geowiss. Lateinamerika Koll., Göttingen 1982, Tagungsheft, 27 (abstr.).
- GOLDMANN, D. — Zwischenbericht über die mineralogisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungen an ausgewählten Proben des Karbonatit-Komplexes von Catalão/Brasilien. Clausthal-Zellerfeld 1983, 52 p. (inédito).
- GUIMARÃES, D. — Geologia do Brasil. Mem. 1, Div. Fom. Prod. Min., Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, 1964.
- HEINRICH, E. Wm. — The geology of carbonatites. Reprint ed., Robert E. Krieger Publ. Comp., Huntington N.Y. 1980, 585 p.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M. A. & DAN- NI, J. C. M. — Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. In: Almeida, F. F. M. de & Hasui, Y. (coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. Editora Edgard Blücher Ltda., São Paulo 1984, 205-264.
- ULBRICH, H. H. G. J. & GOMES, C. B. — Alkaline rocks from continental Brasil. *Earth-Sci. Rev.* 17 (1981), 135-154.
- VALARELLI, J. V. — O minério de nióbio, titânio e terras-raras de Catalão, GO. Tese Liv. Doc. Univ. de São Paulo, Brasil 1971 (inédito).
- WYLLIE, P. J. — Silicate-carbonate systems with bearing on the origin and crystallization of carbonatites. Anais do I Simpósio Internacional de Carbonatitos, Poços de Caldas, 20-27 de junho de 1976, 61-78.

BATÓLITO GRANÍTICO DA SERRA DOS ÓRGÃOS, ESTADO DO RIO DE JANEIRO, BRASIL

A. LICÍNIO M. BARBOSA E J. H. GROSSI SAD

ABSTRACT: The coastal mountain range that runs from WSW to ENE along the State of Rio de Janeiro is underlain in its central portion, the so called Serra dos Órgãos, by a large granite batholith. The intrusive igneous nature is evidenced by several factors, such as the essentially homogeneous composition, the irregular contacts with surrounding paragneisses, the actual presence in outcrop of a transgressive contact, and the granular hypidiomorphic texture seen in many thin sections. The long axis of the batholith transects at a small angle the crest of the range and is essentially parallel with the dominant foliation, both of the batholithic rocks and their country rock. On the other hand, the contacts are rather sinuous.

The country rock of the Serra dos Órgãos Batholith is formed by nearly equivalent amounts of granitic gneiss and banded migmatite with associated strips of quartzite and paragneiss. These rocks are also present as xenoliths and roof pendants in the batholith.

The granitic gneiss is a fine to medium grained rock with less than 15% mafics, generally bearing both biotite and muscovite. Foliation is poorly developed, and varies at short distance from neat to absent.

The migmatites are distinguished from banded paragneisses by one or more of the following criteria: 1) the felsic component shows in part a coarse granitic to pegmatoid texture; 2) in some instances there are complementary leucosome and melanosome masses, both types contrasting with the surrounding paleosome of more balanced composition; 3) the felsic masses may show transgressive contacts relative to the latter.

The mobilized felsic masses of most migmatites is to be related to the granitic gneiss, but veins of the batholithic granite sometimes invade the surrounding country rock, forming an injection migmatite.

The main types of batholithic rock are gneissoid biotite granite and granodiorite and leucogranite without foliation. Amphibolite masses of uncertain origin are rather frequent. Quartz diorite, orthoamphibolite with preserved igneous texture and quartz gabbro are of local occurrence.

A younger anorogenic granite magma intruded the Serra dos Órgãos Batholith, forming many dykes and small stocks, and a few large stocks, one being large enough to be called a batholith. Some of these masses show a fluidal structure, while others are massive. The most typical variety shows megacrysts of pink microcline.

A comparison is drawn between these rocks and those of the Falun District in Sweden.

INTRODUÇÃO

No Estado do Rio de Janeiro, um batólito granítico que se estende por ambas as vertentes da crista principal da Serra

NOTA:

O mapa geológico do Distrito Serrano do Estado do Rio de Janeiro encontra-se no envelope, na contracapa deste livro.

do Mar, alcançando mais de 140 quilômetros desde o Vale do Rio Guandu até um pouco ao Sul das cidades de Cordeiro e Cantagalo, constitui a feição dominante do trecho da referida serra denominada Serra dos Órgãos (Figura 1). Suas exposições aí são abundantes e demonstram a grande continuidade do maciço, que os presentes autores denominaram *Batólito Serra dos Órgãos* (Licínio Barbosa & Grossi Sad, 1980).

A região em apreço foi descrita anteriormente por outros autores, os quais, atentando para a natureza foliada das rochas que aí predominam, descreveram-nas como gnaisses, mas omitiram qualquer referência à sua origem intrusiva e batolítica. Em particular Rosier (1957) descreveu-as como uma grande *nappe* de tipo alpino. Na Folha Petrópolis, Penha *et alii* (1979) consideraram-nas como parte de um "Complexo Migmático".

As evidências de que o corpo aqui designado como Batólito Serra dos Órgãos é de caráter ígneo intrusivo são: 1) sua grande homogeneidade de composição, em área considerável; 2) o caráter irregular do contato com os gnaisses estratoides, que indica uma discordância regional; 3) a existência de afloramento onde se vê o contato efetivamente truncando a foliação; 4) a preservação, em muitas preparações microscópicas, de uma textura granular hipidiomorfa.

Considerando o caráter intrusivo e as dimensões do corpo, e, ainda, por se tratar de rochas que sofreram os efeitos da deformação orogênica, ele foi interpretado como um batólito sinorogênico.

O Batólito Serra dos Órgãos localiza-se na crista principal da Serra do Mar e segue-a um tanto obliquamente, atravessando-a de Sudoeste para Nordeste (Figura 1). Ele aflora em imensa área contínua, bem como em algumas áreas menores isoladas, adjacentes àquela, encerrando as mesmas litologias e, por isso, referíveis ao mesmo corpo. Está encaixado entre paragneisses e principalmente entre migmatitos bandeados e diatexitos.

Entretanto, corpos graníticos mais jovens se interpõem localmente entre o batólito e suas encaixantes. Eles podem ser referidos a uma fase pós-orogênica de intrusão.

O contato é transgressivo e atinge localmente as camadas não migmatizadas de gnaiss. O contato intrusivo do batólito pode ser marcado, com bastante precisão, em muitos lugares, mas só na Folha Duas Barras foi encontrado em afloramento. Aí é possível observar que a superfície de contato é cortada obliquamente pela foliação. Os contornos do batólito são bastante sinuosos. Restos das rochas encaixantes, às vezes de dimensões cartografáveis, são encontrados dentro dele. Injeções do magma do batólito penetraram nas encaixantes a pequena distância do contato, formando migmatitos de injeção, que são antigos migmatitos remigmatizados.

O conjunto de migmatitos adjacentes ao batólito foi designado Unidade Rio Negro (Matos *et alii*, 1980), nome que é mantido no presente texto.

AS ENCAIXANTES DO BATÓLITO — UNIDADE RIO NEGRO

A Unidade Rio Negro é caracterizada por rochas extensamente migmatizadas, cujo paleossoma geralmente é um biotita gnaiss bandeados e cujo neossoma, o mais das vezes, é um material quartzo-feldspático de granulação fanerítica média a

fina, em massas das mais variadas dimensões. As maiores delas foram cartografadas separadamente como gnaiss granítico ou "granito", cuja composição, entretanto, pode ser granodiorítica e até quartzodiorítica. As massas menores são incluídas com os migmatitos. É possível que os corpos granitoides desta unidade sejam o resultado extremo do processo de migmatização, que neste caso seria designado como granitização. Entretanto, não dispomos de estudos suficientes para opinar a este respeito. Descreveremos inicialmente as rochas granitoides e depois os migmatitos associados. Lembramos, entretanto, que a delimitação entre uns e outros nos mapas não tem limites precisos, pois há sempre migmatitos bandeados nas áreas de rocha granitóide e vice-versa.

No mapeamento da Folha Petrópolis (Penha *et alii*, 1979) os migmatitos bandeados foram atribuídos a uma Unidade Santo Aleixo e os gnaisses graníticos, a uma Unidade Bingen.

Gnaisses Graníticos

Em toda a periferia do batólito ocorrem corpos cartografáveis de granitos primorogênicos associados à fase de migmatização, em contato direto com o batólito, ou separados dele por zonas de migmatitos heterogêneos.

Em contato direto com batólito, na sua parte Norte, os corpos granitoides incluem as massas presentes em Boa Esperança — Serra do Rosa, Córrego do Campinho (Folha Anta), Córrego da Lagoa (Folha Duas Barras). Na parte Sul do batólito destaca-se a extensa massa de Subaio — Ressaca — Estreito (Folha Teresópolis) — Morro Queimado — São Lourenço — Vieira (Folha Nova Friburgo). Dentro do batólito, aparecem os corpos da Serra do Monte Verde e Vargem Grande — Duas Barras (Folha Duas Barras). Um corpo separado do batólito é o de Sumidouro. Na Folha Petrópolis existe enorme massa de gnaiss granítico, que penetra na Folha Cava e adentra a Folha Itaipava.

As rochas em questão, quando interpretadas como produtos extremos de migmatização, poderiam ser cobertas coletivamente pela designação diatexitó. Entretanto, preferimos descrevê-las objetivamente, o que suscita um problema de nomenclatura.

Trata-se da separação das rochas cristalinas faneríticas, mais ou menos homogêneas, de composição mineralógica granítica, em dois grandes grupos estruturais, a saber: o dos gnaisses e dos granitos. No caso de corpos geológicos, reconhecidos como geneticamente unitários, mas comportando variações locais, a aplicação da referida nomenclatura é mais complexa do que quando se trata de classificar amostras individuais. Assim, os petrógrafos sempre reconheceram a necessidade de aduzir uma categoria intermediária, designada em inglês *granite gneiss*, em sueco *granitgnejs*, etc. Nas línguas inglesa, alemã, sueca, etc., quando um substantivo é qualificado por outro, este segue a regra de colocação dos adjetivos, ao contrário da sintaxe portuguesa coloquial. Assim, *granite gneiss* deve traduzir-se por gnaiss granítico, não se podendo distingui-lo de *granite gneiss*. Note-se que, segundo F. F. Grout em seu "Curso de Petrologia" (1932), *granite gneiss* é a rocha foliada de origem magmática e composição granítica, enquanto *granitic gneiss* seria uma rocha de igual composição, também foliada, mas de origem incerta.

Esta distinção não ajuda muito, por isso recorremos aos autores suecos de maior experiência no trato com tais rochas. O petrólogo sueco Per Geijer (1917), lembrando que autores anteriores fizeram alguma confusão entre as designações granito gnáissico (*gneijsgranit*) e gnaiss granítico (*granit gnejs*), formulou o princípio de nomenclatura do seguinte modo:

1) um granito que foi incompletamente recristalizado, de tal forma que ainda seja possível identificar restos dos cristais originais por toda a parte, ou pelo menos em certas partes do maciço, incluindo os casos em que esta recristalização se manifesta por uma nítida "dupla granulação", é denominado granito gnáissico;

2) uma rocha cuja constituição mineralógica e cujo modo de ocorrência geológico são característicos de um granito, mas que apresenta em sua totalidade uma textura de recristalização, é denominada gnaiss granítico.

O referido autor descreveu datilhadamente o Distrito de Falun, onde a diferença entre as duas categorias é nítida, mas admite que a sua separação pode tornar-se mais difícil em outras áreas.

No caso das rochas da Unidade Rio Negro aqui consideradas, a expressão gnaiss granítico enquadra-se perfeitamente na definição supra (ver-se-á depois que as rochas do batólito, ou granitos gnáissóides, correspondem ao *gneijsgranit* de Geijer).

Estas rochas são sempre associadas aos migmatitos na Região Serrana e incluem *facies* de transição, ora para um granito sem foliação perceptível, ora para gnaisses com vestígios de bandeamento, semelhantes aos que ocorrem regionalmente e são interpretados como paragnaisses. A nomenclatura é claramente extensível a outras rochas quartzo-feldspáticas, como gnaisses granodioríticos e quartzodioríticos, todos eles presentes na região estudada. As rochas em questão são de cor branca a cinzento-clara e de granulação mais fina que a do granito gnáissóide do batólito da Serra dos Órgãos. Os corpos mais claros são caracterizados pela presença, senão abundante, pelo menos significativa de moscovita perceptível a olho nu.

A foliação é conferida por agregados de escamas de biotita, distribuídos sem constituir bandeamento. De modo geral, as escamas de biotita têm orientação variável, embora os agregados de escamas sejam suborientados planarmente. Em algumas amostras onde a foliação não é nítida a textura é granular-hipidiomorfa, modificada pela presença de porfiroblastos suborientados de microclina com até meio centímetro segundo o seu eixo maior. Neste caso, a moscovita é rara ou ausente, e as escamas de biotita são esparsas, em vez de reunidas em agregados lenticulares.

O contato entre os gnaisses graníticos e o batólito é geralmente obscurecido pelo alto grau de meteorização dos primeiros. Entretanto, nas Folhas Teresópolis e Nova Friburgo, ao Sul do batólito, foi possível observar que existem intercalações daquelas rochas no granito ou granodiorito da parte exterior do batólito, constituindo faixas de aproximadamente 20 metros de largura. Exemplos análogos são encontrados no flanco Norte do batólito. Por outro lado, os contatos com migmatitos são necessariamente arbitrários, indicando apenas as áreas de predominância de um ou outro tipo litológico.

O gnaiss granítico típico é uma rocha fanerítica fina a média, com menos de 15% de máficos, que ocorrem em cristais isolados ou agregados finíssimos de palhetas suborientadas, sem bandeamento e sem foliação penetrativa. Em muitos locais ela encerra moscovita.

Esta rocha apresenta-se muito cataclada em alguns afloramentos, às vezes com porfiroclastos de até 1 cm de diâmetro, e outras vezes com bandeamento incipiente. É possível que alguns destes casos representem rochas metassedimentares pouco migmatizadas, de composição original feldspática (metarcóseos). O estado de decomposição da rocha em geral é tão avançado nos afloramentos que as relações espaciais entre estes vários tipos não puderam ser estabelecidas.

Alguns afloramentos de gnaiss granítico são muito homogêneos. Outros apresentam *schlieren* máficos e, outros ainda, intercalações de migmatitos bandeados.

As variedades de foliação pouco perceptível não apresentam agrupamentos lenticulares de biotita. Esta ocorre em minúsculas escamas isoladas, orientadas ou não, e, em geral, há porfiroblastos alongados de feldspato, que se orientam segundo a foliação, atingindo 5 mm em sua maior dimensão. Associam-se com as rochas mais foliadas e de granulação mais fina, com passagens rápidas de um tipo para o outro no mesmo afloramento.

Migmatitos

As rochas quartzo-feldspáticas foliadas, de domínios leucocráticos contrastantes, aqui designadas migmatitos, possuem alguma das seguintes características ou uma combinação delas:

1) domínios leucocráticos de textura granitóide ou pegmatóide, mais grosseira do que a dos outros domínios;

2) fração leucocrática (leucossoma) associada a uma fração melanocrática (melanossoma) de composição complementar;

3) fração leucocrática discordante em relação à foliação dos domínios mesocráticos.

A região contém, também, gnaisses bandeados, que, não possuindo nenhuma das características acima, são considerados como rochas simplesmente metamórficas, cuja estratificação, transposta nos planos de foliação durante o seu dobramento, é atualmente representada pelo referido bandejamento. Tais gnaisses pertencem à Unidade Itaocara (Grossi Sad & Moreira, 1978).

É possível caracterizar duas fases de migmatização na área, a mais antiga sendo relacionada com a intrusão do complexo granítico-granodiorítico primorogênico a duas micas, e a mais nova com a formação do próprio batólito que produziu apenas efeitos localizados. Seus migmatitos são gnaisses de injeção e brechas intrusivas, onde o "neossoma" em geral se identifica com as próprias rochas do batólito. Apesar de bem diagnosticável nos afloramentos típicos, não foi possível separar nos mapas esta fase de migmatização; por isto, seus produtos são incluídos com os da fase precedente, que incidiu sobre área mais ampla.

Onde os gnaisses bandeados sofreram apenas efeitos incipientes de migmatização, eles foram mapeados simplesmente como gnaisses. Deste modo, foi possível delimitar faixas nitidamente rejuvenescidas pela migmatização, sobretudo significativas do ponto de vista petrológico e geotectônico.

Os migmatitos estendem-se por uma área considerável da Região Serrana. Do ponto de vista estrutural, eles formam um manto que envolve o Batólito Serra dos Órgãos em todas as direções e cujos efeitos se atenuam na medida em que a distância das rochas estratificadas ao batólito aumenta.

Em certos pontos de batólito, o contato dos migmatitos com as rochas batolíticas é caracterizado por faixas migmatizadas que ocorrem até algumas dezenas de metros dentro do próprio batólito, onde o leucogranito deste tem intercalações de biotita gnaiss migmatizado e foi penetrado ao longo da foliação por material granítico idêntico ao que forma o neossoma dos migmatitos. Localmente, ocorrem também afloramentos de migmatito mais novo, cujo paleossoma é biotita gnaiss bandeado e cujo neossoma é o granito gnaissóide que forma o batólito, geralmente acompanhado por material quartzo-feldspático remobilizado na fase anterior de migmatização.

Todavia, em muitos lugares o contato do batólito com os migmatitos é brusco, tanto quanto seja possível observar nos afloramentos existentes. As zonas de injeção do magma granítico do batólito em biotita gnaiss são mapeadas como migmatitos, mas a associação de granito foliado do batólito com gnaiss granítico foi mapeada como parte integrante do batólito.

Os contatos de migmatitos bandeados com gnaisses graníticos a quartzodioríticos, possíveis de serem interpretados como diatexitos, são necessariamente arbitrários, porque estas rochas são como modalidades do neossoma dos migmatitos propriamente ditos.

O contato dos migmatitos bandeados da Unidade Rio Negro com os paragneisses bandeados, colocados na Unidade Itaocara, é transicional. Esta unidade é apenas incipientemente migmatizada, exceto em uma parte da Folha Duas Barras, que, apesar da migmatização intensa, tem caracteres relativos ao paleossoma que foram tomados como critério para separá-la da Unidade Rio Negro.

A estrutura mais usual nestes migmatitos é estromatítica a flebitica, com porções caracterizadas por *schollen*. Outras variações estruturais são encontradas com menos frequência. Na maior parte destes migmatitos, o neossoma e o paleossoma são contrastantes, e muitas vezes o primeiro é diferenciado em um leucossoma e um melanossoma, posicionado entre aquele e o paleossoma. Este é quase sempre de biotita gnaiss, ou biotita hornblenda gnaiss. Localmente, ocorrem também leptinitos migmatizados. Quando o leucossoma ocorre em bandas espessas, pode mostrar estruturas nebulíticas (migmatito de permeação).

Existe uma relação íntima entre migmatização e cataclase, pois os gnaisses das áreas migmatíticas são as rochas mais intensamente milonitizadas da região (milonito gnaisses, milonito xistos e milonitos). As vezes a migmatização parece ter progredido além do intervalo de deformação cataclástica, mas há exemplos claros de migmatitos que foram posteriormente cataclados. Nos migmatitos de injeção pelo granito do batólito, a foliação corta a superfície de contato entre o paleossoma e o neossoma, e portanto é posterior à injeção.

Petrografia do Gnaiss Granítico

O gnaiss granítico típico é uma rocha leucocrática de granulação média, constituída por um agregado quartzo-feldspático de textura granoblástica consertal com escamas de biotita, ora formando nesgas orientadas, deformadas, muito curtas, ora discretamente distribuídas e bem orientadas. Os tipos mais cataclados têm estrutura lenticular. A granulação em geral fica compreendida entre 0,2 e 2 mm.

Seus constituintes essenciais são quartzo, microclina e plagioclásio (em geral oligoclásio). Geralmente, todos estes minerais são xenomorfos, equiaxiais, mas o plagioclásio pode formar cristais de talhe superior à média, com lamelas de maclação muito deformadas e extinção ondulante. Também pode ser hipidiomorfo em relação à microclina. Suas maclas, por vezes, desaparecem. Em contato com microclina, ou incluso nela, pode ser representado por mirmequita de textura muito fina.

A microclina às vezes é pertítica. A biotita ocorre em escamas pequenas de pleocroísmo entre amarelo e castanho-esverdeado. Os acessórios geralmente são raros. A moscovita, quando presente, tende a apresentar-se sem orientação. Muitas vezes acha-se inclusa nos feldspatos. Em áreas de cataclase intensa a rocha pode ser venulada por quartzo.

Macroscopicamente é impossível distinguir-se os gnaisses graníticos dos quartzodioríticos, exceto talvez por uma tonalidade mais escura e uma tendência a um bandejamento nebulítico destes. Nas preparações microscópicas, o quartzo, o plagioclásio e a biotita apresentam as mesmas características morfológico-texturais descritas para o gnaiss granítico.

As características genéricas comportam algumas variações, conforme ilustram os exemplos a seguir.

O gnaiss granítico de uma das preparações examinadas é uma rocha leucocrática, discretamente foliada, fanerítica fina, constituída essencialmente por microclina, quartzo e plagioclásio, com biotita e moscovita subordinadas. Estes últimos tendem muito imperfeitamente para uma orientação plano-paralela, mas muitas escamas contrariam esta tendência. A textura é granoblástico-denteada. O plagioclásio (oligoclásio) é bem menos abundante que a microclina. Ocorre em grãos fraturados de forma irregular, maclados segundo a Lei da Albita ou sem macla. Tem inclusões globulares de microclina e quartzo e de placas de moscovita. Apresenta bordo albitico com a microclina justaposta, bem como mirmequita, quando parcialmente incluso nela. O quartzo tem inclusões de moscovita e tende a envolver grãos de feldspato, perifericamente. As micas são, principalmente, intergranulares, salvo as exceções acima. A biotita é amarela a castanho-alaranjada e um pouco mais abundante que a moscovita.

Outra preparação difere da anterior, em que sua textura, originalmente granoblástica, foi modificada pela metablastese do quartzo, no estágio final do metamorfismo, caracterizado por deformação e mobilidade iônicas maiores que as do estágio inicial. A cristalização oriada da biotita esverdeada é contemporânea de metablastese. Tanto a referida biotita quanto a moscovita envolvem relitos de biotita alaranjada mais antiga. A microclina inclui placas de mica e grãos de quartzo e de plagioclásio de bordo albitico. O quartzo circunscreve e engloba grãos de todos os demais minerais.

Um reajustamento textural mais avançado foi observado em outra preparação, produzindo uma estrutura homófana, na qual os constituintes félsicos se arranjam em grupos delimitados por máficos. Tais grupos caracterizam malha ideal, de 1,5 a 3 mm de lado, e os cristais que a constituem têm talhe variável entre 0,2 e 2 mm, ficando a média entre 0,5 e 1 mm. Os

minerais máficos concentram-se nos pontos tripos da malha idealizada, e o arranjo dos constituintes félsicos é granoblástico-poligonal. Há vestígios de que o caráter original da textura tendia para granular-hipidiomorfo, antes do aumento de tamanho dos cristais de quartzo e de microclina à custa da corrosão do plagioclásio.

Uma preparação ilustra um gnaisse granítico de microbandeamento nebulítico. Esta rocha tem foliação cataclástica. Os grãos leucocráticos, geralmente situados entre 0,2 e 0,5 mm, excepcionalmente alcançando 2 mm, em sua maioria têm dimensões maiores nos planos de foliação, e as escamas de biotita, igualmente orientadas, ocorrem esparsamente, associando-se a um pouco de hornblenda e de epidoto. Há alguma biotita em escamas maiores, constituindo lentes que se orientam transversalmente à foliação.

Um diatextito de composição quartzodiorítica (Norte da Folha Petrópolis), em vez de granítico, é constituído por lentes máficas e félsicas aleatoriamente misturadas, subparalelas, de contornos mal definidos. As lentes máficas são constituídas sobretudo por escamas orientadas de biotita. O único mineral mais abundante que há na rocha é plagioclásio de composição An_{40} , isto é, andesina. A biotita é castanho-alaranjada e tem inclusões de apatita, bem como de zircão com halo pleocróico. A rocha é inequigranular devido à cataclase. O talhe dos cristais maiores fica entre 1,5 e 2,5 mm, mas há gradação de tamanhos até uma granulação inferior a 0,2 mm. O anfíbólio substitui periféricamente o diopsídio, que ocorre em prismas colunares não orientados.

Finalmente, outra preparação ilustra um gnaisse quartzodiorítico de composição mais simples, de foliação pouco acentuada, dada pela tendência, sobretudo estatística, de orientação dos minerais micáceos, que oscilam em torno de um plano. Os félsicos apresentam um arranjo granoblástico, sem tendência à orientação. Por ordem de abundância, seus constituintes essenciais são plagioclásio, quartzo e biotita. São acessórios o epidoto e a apatita. O plagioclásio é andesina. Apresenta-se em grãos equidimensionais de macla simples ou polissintética (em faixas geralmente largas) segundo a Lei da Albita (eventualmente também de Periclina). Alguns cristais não maclados se apresentam zonados, dando ângulo de extinção maior nos bordos que no centro. A biotita é de pleocroísmo entre amarelo e castanho-amarelado sensivelmente opaco.

ESTRUTURA INTERNA DO BATÓLITO SERRA DOS ÓRGÃOS

Os acidentes estruturais de maior destaque no batólito compreendem: a) contrastes litológicos no plutonito foliado; b) foliação, cataclase e transposição de foliação nas suas rochas; c) restos de teto cartografáveis; d) falhas longitudinais e transversais; e) granitos pós-orogênicos (anorogênicos) intrusivos em rocha do batólito.

As descrições que se seguem baseiam-se essencialmente nas observações dos autores e de seus colaboradores que mapearam as Folhas Teresópolis, Nova Friburgo, Anta e Duas Barras, mas no relatório do DRM relativo à Folha Petrópolis (Penha *et alii*, 1979) existem descrições praticamente idênticas.

Contrastes Litológicos

A massa plutônica varia entre a composição granítica (a mais usual) e granodiorítica, com todos os termos de transição. Seu conteúdo em máficos é relativamente elevado (cerca de 20%) a discreto. Este último fator é utilizável para fins cartográficos. Assim, duas associações litológicas foram distinguidas nos mapas, a saber: de um lado, granodiorito (eventualmente quartzodiorito) e biotita granito, e, do outro, leucogranito. Entretanto, as rochas assim designadas não se excluem mutuamente, devendo entender-se apenas que em determinadas áreas predomina uma associação, e, em outras áreas, a outra. Os corpos individuais podem apresentar contatos bruscos, mas também ocorrem contatos transicionais, e uma coleção representativa de amostras de mão exibe toda uma série de ti-

pos com proporção de máficos com qualquer valor entre 20% e zero. Todas estas rochas se associam com um cortejo de diques de aplogranito, aplito e pegmatito comagmáticos.

Foliação, Cataclase e Transposição de Foliação

O posicionamento do batólito dentro de um ciclo orogênico é evidenciado pelo fato de que seus plutonitos foram atingidos pela deformação e são foliados, isto é, são ortognaisses. Entretanto, a petrografia ígnea original não sofreu outras modificações, o que permite classificar as rochas de acordo com a nomenclatura das rochas ígneas, não obstante se admitir que a designação ortogneisse é válida.

A foliação é gnáissica, sem cunho penetrativo, ainda que em alguns lugares se torne mais acentuada do que em outros. Sua intensidade é função da posição das rochas em relação a falhas e ao bordo do batólito, bem como do seu conteúdo em biotita. Ela se apresenta ondulada e em linhas gerais acompanha os contornos do batólito, embora também os atravesse, principalmente onde eles são mais irregulares.

As rochas do batólito apresentam estruturas cataclásticas em grau variável, mas raramente atingem o estágio de um milonito ou blastomilonito.

Um efeito localizado da fase orogênica tardia é a transposição da foliação, observada em vários pontos do batólito, e possivelmente presente em outros, onde as condições pouco propícias de observação não permitiram sua detecção.

Restos de Teto Cartografáveis

Na parte ocidental da Região Serrana, o batólito engloba uma faixa de migmatitos, cuja largura, situada entre 3 e 4 km no bordo ocidental da Folha Teresópolis, aumenta para NE até 7,5 km, e depois volta a estreitar-se, terminando em cunha na Folha Anta. Sua extensão, segundo a direção geológica das camadas, é superior a 20 km. Seu posicionamento é algo assimétrico em relação ao eixo do batólito, ao qual se mantém paralela. Assim, em uma seção que a atravessa na parte mais larga, ela dista apenas 4 a 5 km do flanco Norte do batólito, enquanto a distância mínima ao flanco Sul é de 8 km. Esta inclusão é interpretada como uma invaginação, ou seja, um sinclinal isoclinal do teto do batólito.

A NW da cidade de Nova Friburgo ocorre também uma pequena invaginação do teto.

Uma cunha de migmatitos no canto SW da Folha Teresópolis, limitada ao Norte e ao Sul por rochas do batólito, tem seu vértice na cidade de Teresópolis e abre-se para Oeste, penetrando na folha contígua, mas seu contato meridional é de falha e provavelmente não se trata de uma invaginação.

Além das mencionadas áreas, ocorrem xenólitos ou restos de teto de dimensões pequenas demais para serem cartografadas, mas de modo geral não são abundantes.

Falhas Longitudinais e Transversais

As direções gerais das falhas que cortam o batólito são NNE e WNW (respectivamente, longitudinais e transversais). As primeiras podem sofrer deflexões até o rumo NE e as segundas até W-E, existindo também falhas de rumo N-S. Uma das falhas longitudinais mais contínuas é a que passa pela cidade de Teresópolis e é aqui tomada como referência na descrição das litologias.

Granitos Pós-Orogênicos

No trecho fluminense da Serra do Mar, os maiores corpos de granito mais jovem que as rochas do batólito são encontrados dentro dele, ou atravessam o contato entre o batólito e as respectivas encaixantes. Xenólitos das rochas do batólito são por vezes encontrados nesses corpos graníticos.

Esses constituem bossas e stoks, por vezes atingindo dimensões consideráveis, como o corpo que forma a elevação denominada Pedras dos Frades e o que se estende a SW da cidade de Nova Friburgo.

CONSTITUIÇÃO LITOLÓGICA DO BATÓLITO SERRA DOS ÓRGÃOS

Generalidades

A massa plutônica varia entre a composição granítica (a mais usual) e a granodiorítica, com todos os termos de transição. Seu conteúdo em máficos é relativamente elevado (cerca de 20%) a discreto. Às vezes tem feldspato róseo, mas geralmente não. Entretanto, nem a cor do feldspato nem a proporção de máficos são boas guias para a classificação da rocha como granito ou granodiorito que só pode ser feita com o estudo microscópico. A foliação gnáissica pode ser acentuada ou fraca, mas é onipresente. O aspecto composicional e estrutural, em geral, é muito uniforme em cada afloramento. Na maioria deles a rocha é cinzento-clara, equigranular, fanerítica média, de estrutura lenticular. Os máficos varietais, dos quais a biotita é o representante exclusivo ou predominante, no último caso sendo acompanhada pela hornblenda, formam massas orientadas, porém descontínuas, constituindo tanto películas que sublinham o contorno das lentes félsicas quanto agregados lenticulares mais espessos, mas que raramente ultrapassam 1 cm em sua maior dimensão e 1,5 mm de espessura. Tais grupos têm contornos ondulados e são distribuídos regularmente em um agregado granular branco, quartzo-feldspático, com alguns milímetros de granulação média, onde o exame megascópico permite reconhecer grãos foscos de quartzo, com fratura conchoidal, e superfícies de clivagem de feldspatos, em que geralmente se percebe alguns com maclação polissintética, mas não sendo possível observar contornos cristalinos. Em muitos casos, a ondulação dos agregados máficos constitui efetivamente uma crenulação, cuja orientação linear pode ser determinada examinando a rocha segundo fraturas transversais diversamente orientadas.

Onde os máficos são relativamente abundantes, é típico da estrutura destes granitos que os constituintes félsicos formem elipsóides alongados, linearmente orientados e separados pelos máficos. As lentes félsicas geralmente alcançam cerca de 3 cm de extensão por 0,5 a 1 cm de espessura, mas localmente podem ser mais achatadas. Neste último caso, as películas formadas por agregados de escamas de biotita podem anastomosar-se, dando à rocha uma foliação mais penetrativa, que é resultante de cataclase.

A almandina pode aparecer eventualmente em agregados arredondados, desde alguns milímetros até cerca de 1 cm de diâmetro, mas sua presença não é freqüente.

Estas rochas usualmente não têm *schlieren* nem xenólitos, mas há exceções importantes, que serão vistas na descrição das litologias.

Litologia da Parte Ocidental do Batólito

A distribuição das áreas com leucogranito predominante é extremamente irregular na Folha Duas Barras. Na Folha Teresópolis, pode-se ver uma distribuição predominante em faixas longitudinais, exceto na área contígua ao Maciço dos Frades, que é totalmente envolvida por leucogranito, tanto na referida folha quanto na Folha Nova Friburgo. Em ambas há predomínio de leucogranito sobre as rochas mais ricas em máficos que constituem o batólito.

O contato NW dessa parte do batólito é realizado com migmatitos estromatíticos da Unidade Rio Negro. O de NE é com diatexitos da referida unidade.

A maior parte do contato meridional é com diatexitos, mas os migmatitos estromatíticos ocorrem no contato a SW de Teresópolis e ao Sul do Maciço dos Frades, onde ocorre também um corpo de granito anorogênico separando o leucogranito das respectivas encaixantes.

A invaginação da Unidade Rio Negro em posição quase axial no batólito tem, no Distrito Serrano Central, 7,5 km de largura máxima e 20 km de extensão. Seu vértice fica nas cabeceiras do Córrego Baturité, afluente do Rio Preto, na parte meridional da Folha Anta. Ela vai abrindo-se para SW, atravessando o canto NW da Folha Teresópolis para continuar além da área aqui considerada.

A NW da referida invaginação, entre ela e o Rio dos An-

dradas, há uma faixa de biotita granito de cerca de 1 km de largura, seguida por uma área mais ampla de leucogranito que se estende até o bordo do batólito.

A Norte da mesma invaginação e por toda a extensão da Folha Anta predominam o biotita granito e o granodiorito na constituição do batólito. No extremo ocidental desta área ocorrem diques de anfíbolito que são cortados por pegmatitos.

No canto NW da Folha Teresópolis, há bons afloramentos de leucogranito típico. Às vezes a rocha é branca, outras vezes tem tons róseos devido à cor de microclina, podendo ainda tomar a tonalidade esverdeada resultante da epidotização do plagioclásio. O leucogranito róseo é o que predomina na Folha Anta.

Quando os máficos são discerníveis em meio ao material quartzo-feldspático predominante, eles formam pequenas manchas escuras, constituídas por agregados lenticulares de biotita, mas este material ocorre também em palhetas isoladas.

A granulação do leucogranito é média a grosseira, e sua foliação geralmente pouco perceptível, devido à escassez de mica, podendo ser mais nítida quando observada a distância em pedreiras do que em amostras de mão. Excepcionalmente observa-se foliação nítida e ondulada em alguns pontos e, em outros, a estrutura é francamente cataclástica, com participação importante de grãos de quartzo orientados. Diques de aplogranito cortam o leucogranito segundo direções variadas.

Perto do contato com a referida faixa da Unidade Rio Negro, inclusa no batólito, a foliação da biotita granito é mais acentuada, as lentes de biotita passando a agregados peliculares quase contínuos. Longe do contato, predomina um tipo de granito claro, mosqueado pela presença de biotita (cerca de 15%) em lenticulas que tendem a acompanhar o contorno das lentes félsicas, com ondulações que produzem certa lineação devido à orientação comum dos seus eixos.

Ao Sul da invaginação migmatítica a litologia típica é de granito com cerca de 10% de máficos orientados subparalelamente em pequenas lentes que não se ligam. Apresenta xenólitos mesocráticos listrados, com bandas máficas milimétricas e centimétricas, alternadas com bandas mais estreitas, quartzo-feldspáticas. Os xenólitos podem ter alguns metros de comprimento no sentido da foliação, que concorda com a da encaixante, mas não são abundantes. O conjunto é cortado por diques de biotita granito róseo de granulação fina. Algumas partes da estrutura são quase homófanas. Em outras partes os agregados lenticulares máficos são achatados, podendo haver também massas arredondadas de vários milímetros de diâmetro constituídas por segregações de cristais de granada.

Próximo ao contato com a Unidade Rio Negro, no Vale do Rio Paquequer, o biotita granito róseo apresenta-se com foliação cataclástica. O contato com a Unidade Rio Negro, ao Norte, é transicional. Localmente, ele é marcado pela presença de migmatitos de injeção, formados por intercalações de granito gnáissico em biotita gnaisse porfiroblástico bandeado. O metassomatismo potássico produziu remigmatização desta rocha, dando a ela uma estrutura flebitica a merismítica, mais ou menos nebulítica, com leucossoma de aplogranito e pegmatito. A observação supra refere-se a um pequeno resto de teto isolado ao Sul da massa principal da Unidade Rio Negro. Em situação semelhante são encontrados corpos tabulares de gnaisse granítico creme-acinzentado, concordantes com a foliação do batólito e introduzidos neste a pequena distância dos migmatitos estromatíticos da Unidade Rio Negro, em resultado de ação metassomática realizada nas imediações do contato.

A zona de transição chega a quase 2 km de largura na área compreendida entre as nascentes do Córrego Campo Limpo e sua foz no Paquequer.

A Sul da área precedentemente descrita não há bons afloramentos antes de se atingir o Rio Paquequer, em cujo vale ocorre um leucogranito róseo, de foliação constituída por lenticulas subparalelas, plissadas, com lineação de eixo de dobra. Entre este rio e a falha longitudinal situada imediatamente a SE de Teresópolis, o terreno é essencialmente constituído por biotita granito e granodiorito, com estreita faixa de leuco-

granito que começa a NW da cidade e se estende para NE até a Serra do Albuquerque. Sua melhor exposição é a de uma pedreira situada na área urbana. O leucogranito é foliado, de granulação média a grosseira, e tem xenólitos de biotita gnaisse migmatizado, de formas extremamente irregulares em seção transversal, e dimensões variáveis desde alguns decímetros até muitos metros, arranjados de tal modo que podem ser interpretados como os remanescentes de camadas deformadas e parcialmente assimiladas. Em virtude da assimilação há um envoltório de biotita granito granatífero em torno de cada xenólito.

A 12 km de distância, na porção mais setentrional da faixa, a rocha é predominantemente homófana e dá origem a afloramentos maciços, praticamente sem diáclases. Onde ela é predominantemente homogênea, tem *schlieren* biotíticos com centímetros a decímetros de comprimento, dando uma sugestão de bandeamento local. Possivelmente trata-se ainda da assimilação de biotita gnaisse. A faixa acima descrita desaparece subitamente no Córrego da Boa Vista, no que parece ser uma falha transversal. Cerca de 5 km mais ao Norte há uma faixa de leucogranito um pouco mais larga que pode ser a sua continuação. Esta última é truncada por falha contra a Unidade Rio Negro e também apresenta *schlieren* máficos que podem resultar de um processo de assimilação.

O granodiorito-biotita granito que envolve a faixa de leucogranito acima mencionada é descrito a seguir, tomando-se as observações em pontos escolhidos na ordem em que eles se sucederem em uma projeção normal ao eixo do batólito, isto é, de NW para SE.

Na saída NW de Teresópolis, no cruzamento da BR-495 com a estrada Quebra-Frascos, o granito gnaissóide claro, de granulação média, associa-se a um extenso corpo de biotita granito cinzento de granulação fina.

Ao Norte de Teresópolis e a Leste do Córrego Fischer ocorrem afloramentos de biotita-anfibólio granodiorito a feldspato branco. No último ponto ele é claro, localmente porfiroblástico, com megacristais de feldspato de cerca de 1 cm, mas essencialmente homogêneo, com foliação ondulada, determinada pelo arranjo subparalelo das lenticulas máficas. Um pouco adiante esta rocha torna-se mais heterogênea, contendo massas mais escuras, de aspecto granodiorítico, cujas lenticulas máficas tendem a se interligar, dando um caráter quase penetrativo à foliação, que permanece ondulada. *Schlieren* biotíticos com espessura de até 5 cm e comprimento de até 1 metro ocorrem de maneira esparsa ao longo do afloramento, bem como *schlieren* de leucogranito de até 2 metros de espessura.

Entre os pontos acima ocorre também granito a feldspato róseo.

Mais a SE se encontra um granito de granulação média a grosseira, com 10 a 15% de máficos, reunidos em agregados paralelos lenticulares de até 5 mm de espessura, com cristais esparsos de granada de até 3 mm. O feldspato potássico é levemente rosado. Diques de apfilito e de pegmatito cortam o granito em duas direções.

Perto da falha de Teresópolis o granito apresenta porfiroblastos de feldspato com até 1 cm de diâmetro. Sua foliação ainda é ondulada e mais penetrativa que o normal nas rochas granitóides do batólito. Entretanto, em muitos pontos a rocha é um biotita granito ou granodiorito de foliação normal, com lentes de quartzo e feldspato branco separadas por lenticulas biotíticas plissadas em dobras cilíndricas, que conferem à rocha uma lineação visível. No plano normal a esta o aspecto das lenticulas máficas é amebóide.

O caráter heterogêneo observado em certos pontos pode ter uma derivação presumível a partir de uma extensa banda de biotita gnaisse assimilada pelo magma granítico. Esta continuaria para NE pelo menos até a falha do Córrego Boa Vista, pois, um pouco ao Sul desta, ocorrem massas de rocha foliada hololeucocrática intercaladas com *schlieren* biotíticos e injetadas por granito gnaissóide de granulação grosseira ao longo de planos de foliação, de modo a constituir um migmatito de injeção.

Entre a falha de Teresópolis e o bordo SE do batólito há

uma faixa interna, com predomínio de leucogranito, e outra externa, cujas rochas são mais ricas em máficos.

Na faixa interna, ao Sul da cidade de Teresópolis, os cortes da BR-116 em rocha fresca mostram o leucogranito com boa foliação, devido à presença de delgadas películas orientadas, constituídas por grupos de escamas de biotita de até 2 cm de extensão, mas que não chegam a interligar-se. Em locais de deformação cataclástica pronunciada ocorre metablastose do feldspato potássico. Dentro da massa de leucogranito ocorre biotita granito gnaissóide cinzento de granulação mais fina. Mais ao Norte há grandes massas estromatíticas que são interpretadas como restos de teto. A E e NE de Teresópolis ocorrem xenólitos mais escuros, de granulação mais fina, por vezes sem bandeamento, outras vezes com aspecto migmatítico, simultaneamente com um enriquecimento de biotita no granito, por efeito de assimilação.

A faixa externa termina em cunha no canto SW da Folha Teresópolis, onde o granito se acha fortemente laminado, e o quartzo tende para a forma discóide. Localmente a rocha é granatífera. A foliação é ondulada, com eixos de dobra paralelos.

Exposições típicas são encontradas no Vale do Córrego Jacarandá, a Leste de Teresópolis, onde o granito tem estrutura lenticular muito achatada, com a biotita distribuída em superfícies onduladas, quase anastomosadas no contorno das lentes félsicas. Além da biotita, fazem parte dos máficos algum anfibólio e granada. Diques de microgranito foliado são comuns, bem como de pegmatito discordante. Localmente, perto do contato SE do batólito, há variações granulométricas sistemáticas, que consistem na intercalação de granito gnaissóide de granulação fina a média entre bandas de granulação mais grosseira, provavelmente em resultado de um processo de recristalização, contemporâneo da migmatização da Unidade Rio Negro.

Na Serra do Albuquerque a distribuição das litologias em faixas longitudinais é obliterada, tanto pelas irregularidades originais na sua distribuição quanto por falhamento transversal.

O primeiro fator pode ser evidenciado, por exemplo, onde um dique de leucogranito de cerca de um metro de espessura atravessa a cunha de biotita granito que interrompe, neste ponto, a continuidade da faixa de leucogranito.

Até aqui focalizamos as atenções para a constituição do batólito na parte ocidental da Região Serrana. A seguir passaremos à região atravessada ao Norte pelo Rio Preto e ao Sul pelo Rio Bengalas, seu afluente.

O Rio Preto acompanha por vários quilômetros o traço de uma falha de direção NNE. O granito neste trecho é cataclásico e apresenta-se em bandas da ordem de 30 cm de espessura, alternadas com material mais escuro e de granulação fina, com porfiroclastos oclares de até 2 cm de comprimento (milonito gnaisse), venulado por leucogranito de granulação média.

Mais a Oeste, os efeitos cataclásticos são observados em toda a extensão da Serra Maravilha, onde ocorre biotita granito róseo de lentes mais achatadas que o usual.

A Oeste do ponto onde o Rio Preto atravessa a invaginação de migmatitos para entrar nas rochas do batólito ocorrem porfiroblastos de feldspato com um centímetro de eixo maior, bem como agregados de granada de 0,5 cm de diâmetro. No lado oposto do rio, os porfiroblastos alcançam 3 cm. Também nas cabeceiras do Córrego da Correnteza, longe da falha e do contato acima mencionado, a Leste do Rio Preto, ocorre feldspato róseo em porfiroblastos de alguns centímetros.

Na parte Norte da Serra do Albuquerque (Folha Teresópolis), o contraste entre o leucogranito e o biotita granito tende a atenuar-se. Predomina aí uma rocha de caráter intermediário, com feldspato róseo. Localmente nota-se a transposição da foliação, com *microlithons* de foliação NE separados por zonas de cisalhamento orientadas segundo N-S.

O Centro-Norte da Folha Teresópolis é uma área de litologias interdigitadas, conforme mostra o mapa geológico de maneira generalizada. Da confluência do Rio das Bengalas com o Rio dos Frades para jusante o Rio Preto corta leucogranito e para montante este é complexamente misturado com

rochas mais ricas em biotita. Às vezes o leucogranito encerra pequenos cristais de granada, embora o conteúdo de máficos seja exíguo e a foliação pouco nítida.

Gradações desde granito hololeucocrático até uma rocha com 15 a 20% de máficos são vistas na escala de afloramento.

Ao Norte da confluência do Rio das Bengalas com o Rio dos Frades, o granito está intensamente cataclásado. O mesmo ocorre muitos quilômetros ao Sul. No trecho intermediário do Vale do Rio Bengala e a Oeste deste observou-se transposição de foliação em granodioritos gnaissóides.

Também a Leste deste rio, em uma pedreira à margem da RJ-130, ocorre transposição de foliação em larga escala. A foliação regional de rumo NE é transposta na direção N 15E. A rocha é um granodiorito cinzento com 15 a 20% de máficos, localmente granatífero, cortado por granitos de granulação fina com pequenas inclusões de granodiorito, orientadas do mesmo modo que a rocha encaixante. É cortada também por pegmatitos portadores de biotita e de turmalina negra.

Rochas com xenólitos ou *schlieren* máficos foram observadas em poucos pontos dessa área.

Na parte Norte da Serra do Albuquerque foram observados no granodiorito gnaissóide xenólitos de anfíbólito de provável origem ígnea. Sua forma e distribuição sugerem tratar-se de um dique desmantelado. A foliação do granodiorito não é desviada junto ao contato com o anfíbólito.

A Leste do Rio das Bengalas, perto do bordo do batólito, o leucogranito quase homófono associa-se a biotita granito foliado. No leucogranito foram encontrados *schlieren* de biotita.

No canto NE da Folha Teresópolis ocorrem, localmente, xenólitos de biotita gnaisse.

No ponto de convergência das Folhas Teresópolis, Nova Friburgo, Anta e Duas Barras, há xenólitos de metabasito, ou autólitos, de granulação mais fina que o granito encaixante. Os xenólitos em questão são homófonos. Seus constituintes megascópicos são biotita e plagioclásio. Um pouco ao Norte, no canto SE da Folha Anta, observou-se que o granodiorito tem proporção importante de anfíbólio.

Em toda a extensão ocidental do batólito, a área de porfiroblastese mais acentuada é o canto NE, situado na Folha Anta. Esta área abrange partes da Serra da Megueira e da Serra do Capim. Localmente os porfiroblastos chegam a constituir 30% do volume da rocha. Em um caso extremo eles alcançam 5 cm de comprimento. Em certos afloramentos nota-se que os porfiroblastos de feldspato são confinados em determinadas bandas, particularmente aquelas mais afetadas por cataclase.

No canto SE da Folha Anta, no Córrego do Firmino, além de porfiroblastese foi observado também o aparecimento de moscovita em palhetas megascópicas, o que é bastante anômalo para as rochas do batólito.

Um extenso dique gabróide de rumo NNE, que passa pela localidade de Bom Sucesso, serve de limite natural entre a parte do batólito descrita até aqui, cuja direção geológica é essencialmente uniforme para NE, da área que circunscreve o Maciço dos Frades, cujo contorno e cuja foliação são concêntricos com este maciço. A parte central do dique aflora em um ponto onde se tem uma boa idéia da complexidade estrutural da área. A rocha foliada adjacente é um biotita granito com partes diferenciadas em leucogranito. A foliação destas rochas é cortada por pegmatitos, que são por sua vez cortados em duas direções por finos diques de aplogranito. Um corpo discordante e irregular de granito anorogênico corta este conjunto, que é também cortado pelo microgabro. No granito anorogênico há xenólitos das rochas gnaissóides com diâmetro superior a um metro. Pequenas massas pegmatóides são encontradas encaixadas em todas as litologias, à exceção do microgabro. Nas adjacências do dique básico há também uma rocha básica foliada, de granulação fina, necessariamente mais antiga que o microgabro. Trata-se de um metabasito rico em biotita, e possivelmente de um diferenciado básico do magma do batólito. Sua foliação é concordante com a deste. Entre o dique de gabro e o Maciço dos Frades notam-se efeitos conspicuos de cataclase e milonitização no batólito.

Nas adjacências existe transposição de foliação. Esta só foi observada em blocos rolados, mas em afloramento a foliação do batólito é cortada por veios piritosos orientados prefe-

rencialmente para NW. O granito tem aí um contato brusco, possivelmente de falha com migmatito estromatítico. O ponto está praticamente na extensão projetada do grande dique gabróide.

Em toda a periferia do Maciço dos Frades, predomina o leucogranito médio a grosseiro, com 5 a 10% de máficos, de cor rósea, ora perceptivelmente foliado, devido à orientação dos agregados lenticulares de biotita, ora de foliação obscura. São poucos os bons afloramentos, com acesso fácil, mas a rocha é facilmente identificada em grandes blocos soltos.

O leucogranito com anfíbólio foi identificado a Leste do Maciço dos Frades.

A Nordeste deste maciço observou-se um afloramento de leucogranito bem foliado, de granulação média, cortado de modo sensivelmente paralelo à foliação por quartzodiorito porfirítico cinza-escuro de granulação fina, de estrutura fluidal acentuada, paralela às paredes dos diques, que variam desde alguns decímetros a 3 metros de espessura. A estrutura em questão é determinada pela orientação de agregados máficos alongados. Esta rocha é cortada por diques centimétricos, muito irregulares em direção, forma e espessura, de granito anorogênico, existindo também alguns diques maiores deste, de granulação fina a média, ricos em granada e agregados de biotita, encerrando blocos de quartzodiorito, seja de contatos bruscos, seja de bordos difusos, mostrando a gênese comum do quartzodiorito e do granito anorogênico. Este afloramento é muito significativo para esclarecer as relações genéticas entre estes tipos de rocha.

Litologia da Parte Oriental do Batólito

A parte do batólito situada no canto SW da Folha Duas Barras é constituída predominantemente por leucogranito, o qual se estende além do ramo ocidental da Serra do Paquequer, em continuidade com a área de leucogranito da periferia do Maciço dos Frades, sem que o predomínio de leucogranito seja tão acentuado quanto nesta.

Ocorrem também passagens rápidas de leucogranito com cerca de 5% de biotita até granito com cerca de 20% de máficos. Estas rochas são cortadas por finos diques de aplogranito e pegmatito. O feldspato predominante é róseo. À medida que diminuem os máficos, a rocha se torna obscuramente foliada ou não foliada. Entretanto, muitos afloramentos são de biotita granito com 15 a 20% de máficos.

Schlieren mais ricos em biotita são raros. A ocorrência de massas de rocha rica em biotita incompletamente assimiladas, de formas variadas, foi observada em um afluente da margem direita do Rio Santo André. Tais massas atingem vários decímetros de comprimento. Em pontos próximos do anterior foram encontradas massas de migmatito inclusas em leucogranito. No primeiro destes pontos o migmatito é bandeado, e no segundo é um gnaisse granítico de granulação fina, com cerca de 10 a 15% de biotita em palhetas orientadas submilimetricamente. Os *schlieren* e xenólitos de biotita gnaisse são também encontrados mais ao Norte. Assim, as ocorrências observadas indicam a existência de uma banda destas rochas, de rumo NNE, situada a Leste do Vale do Rio Santo André, com assimilação incipiente, parcial ou total pelo magma do batólito.

Outro local onde ocorre uma intercalação análoga fica perto do bordo Oeste da Folha Duas Barras, na Serra do Paquequer. A rocha deste local é um migmatito cujo paleossoma é biotita-anfíbólio gnaisse listrado, de granulação fina, e cujo neossoma quartzo-feldspático, de granulação mais grosseira, contém biotita e anfíbólio em cristais milimétricos. A rocha acha-se complexamente dobrada.

Ao Norte da área de leucogranito acima descrita estende-se um bloco do batólito, constituído essencialmente por biotita granito e granodiorito. Ele começa no Vale do Rio Paquequer e continua para NW e depois para o Norte. À margem do referido rio a rocha é um granodiorito de granulação média a grosseira, com cerca de 20% de máficos (biotita e algum anfíbólio, com rara granada), cortado por finos diques de aplogranito. No divisor de águas a NW ela adquire um aspecto mais cataclásado e porfiroblástico, com *augen* de feldspato de diâmetro inferior a um centímetro. Nota-se a presença de

feldspato róseo e a diminuição na proporção de máficos, embora se note também a presença de massas essencialmente biotíticas na rocha clara, como a indicar um xenólito de migmatito.

A Sul, Leste e SE da referida área de leucogranito, predominam as rochas granitóides ricas em biotita em toda a extensão do batólito.

A Leste do Vale do Rio Santo André e Oeste do Rio Grande, no extremo Sul da Folha Duas Barras, foram encontrados migmatitos em vários pontos. Além de estromatitos, ocorrem diatexitos a moscovita.

No alto curso do Rio Grande, perto do lado Sul da Folha Duas Barras, apresenta-se um afloramento peculiar, em que o biotita granito de granulação média apresenta segregações quartzo-feldspáticas em pouca biotita (cerca de 5%), de forma irregular, envolvidas por uma concentração de palhetas de biotita que pode alcançar até 2 cm de espessura. Aí ocorrem também diques de leucogranito de granulação média, alcançando até 1,5 m de espessura. Aparentemente os efeitos de migmatização estendem-se do Santo André ao Rio Grande.

A não ser pela presença eventual de anfibólio (como a Norte e a Oeste de Riograndina), por variações no teor de biotita e por zonas onde a estrutura lenticular é modificada por cataclase, tornando-se quase uma foliação penetrativa, não há aspectos dignos de serem destacados na litologia do batólito na parte oriental das Folhas Duas Barras e Nova Friburgo. A rocha o mais das vezes é mesocrática, lenticular, de composição aparentemente granodiorítica e granulação média a grosseira, podendo ser tomada como padrão para todo o batólito. Não foram observados *schlieren* nem xenólitos máficos nesta área. Entretanto, merece menção o encontro de rocha cálcio-silicatada em um ponto desta área, cerca de 4 km a Oeste de Conselheiro Paulino.

Entre as áreas isoladas de rochas do batólito merece menção especial aquela que entre todas se encontra mais ao Norte, na Folha Duas Barras, dividindo águas entre a Bacia do Rio Negro, a Oeste, e a do Paquequer, a Leste. A rocha predominante é um granodiorito de estrutura idêntica à que se observa na maior área do batólito ao Sul, porém ocorrem variações importantes nas proximidades do contato com as encaixantes. O contato pode ser observado em exposição em alguns pontos. A encaixante é um anfibólio-biotita gnaíse listrado, cujos prismas de anfibólio se orientam essencialmente na direção do meridiano. A foliação atravessa obliquamente o contato gnaíse-granodiorito, sendo penetrativa no primeiro e não penetrativa no segundo. Massas irregulares de granodiorito são injetadas no gnaíse para constituir um migmatito de injeção. Blocos decimétricos de gnaíse são envolvidos pelo granodiorito. Localmente a cataclase produziu uma estrutura porfiroclástica no gnaíse e uma foliação mais acentuada, quase penetrativa, no granodiorito.

A WSW da área precedente, entre os córregos Soledade e Santa Rita, afluentes da margem esquerda do Paquequer, ocorre uma exposição de rochas do batólito cujo interesse não é menor, principalmente pela litologia da parte mais setentrional, situada a NW de Barão de Aquino. O trecho do Rio Paquequer que vai da Fazenda do Retiro à Fazenda Alzira corre sobre rochas básicas estratificadas, lenticulares ou truncadas, envolvidas por granodiorito. Aquelas rochas são encontradas em afloramento das margens do rio e do próprio talvegue, bem como em blocos de até cerca de 10 a 15 metros acima do talvegue. Além do anfibólito, ocorre aí um gabro hornblêndico, interpretado como representando o diferenciado mais básico do batólito.

PETROGRAFIA DO BATÓLITO SERRA DOS ÓRGÃOS

Considerações Gerais

Em lâmina delgada, as rochas típicas do batólito aparecem sempre constituídas por quartzo, microclina, plagioclásio e máficos como os constituintes essenciais e varietais. Embora as proporções de máficos para félsicos e de plagioclásio para

feldspato total sejam bastante variáveis, o teor de quartzo é sempre elevado. O quartzo e os feldspatos apresentam sempre extinção ondulante e deformação cataclástica. A textura predominante é metamórfica, granolepidoblástica, ora poligonal, ora consertal, ou ainda suturada, com grãos de feldspato que tendem a formas inequiaxiais orientadas no plano de foliação e de quartzo que em parte acompanha e em parte trunca estes planos. A biotita castanho-amarelada a castanho-esverdeada em parte acompanha o contorno das lentes quartzo-feldspáticas e em parte ocorre em grumos de textura decussada. A hornblenda verde, quando existe, associa-se à biotita nestes grumos, o mesmo fazendo a titanita, a magnetilmenita e a apatita, que são os acessórios mais frequentes.

Em algumas preparações há vestígios de textura granular hipidiomorfa, com idiomorfismo da microclina em relação ao quartzo, e do plagioclásio em relação a ambos. Entretanto, predominam os contornos corroídos, devido à substituição de plagioclásio por microclina, e de ambos pelo quartzo. De qualquer modo, a ordem de cristalização é a normal ou de Rosenbusch. Além das inclusões dos minerais mais antigos nos mais novos, ocorrem inclusões globulares de quartzo em ambos os feldspatos, e o contato de plagioclásio com microclina é usualmente assinalado por mirmequita e bordos albiticos no primeiro. Em alguns casos há porfiroblastos idioblásticos de microclina que escaparam à destruição por cataclase.

As rochas acima descritas são cortadas por leucogranito foliado, correspondente ao mesmo ciclo migmatítico e podendo formar diques de grande espessura, amplamente distribuídos em toda a extensão do batólito.

Granodiorito

Como termo de campo, a palavra *granodiorito* foi aplicada às variedades mais escuras de rochas granitóides do Batólito Serra dos Órgãos. Entretanto, o estudo microscópico revelou que não há correspondência entre o índice cromático e a relação plagioclásio feldspato alcalino, donde se conclui que o primeiro é inadequado como base de classificação provisória das rochas. Verificou-se, também, que o granodiorito é muito menos freqüente que o biotita granito na composição do batólito.

Todas as preparações microscópicas de granodiorito mostram estrutura lenticular devido à cataclase e microtextura essencialmente granolepidoblástica. O plagioclásio pode ser oligoclásio cálcico ou andesina sódica. Os seus maiores cristais são xenoblásticos, apresentando evidências de substituição periférica pelo quartzo e pela microclina. Os grãos menores tendem a formar agregados granoblástico-poligonais. Apresenta-se com a macla polissintética segundo a Lei da Albita, com recurvamento, interrupção repentina e evanescência das lamelas, sob a ação da cataclase. Ocorre também a macla da Periclina, ou a associação Albita-Periclina, ou ainda Albita-Carlsbad. Pode ter inclusões de feldspato potássico. Em uma rocha de foliação transposta observou-se uma segunda geração de plagioclásio, constituída por albita, cujos cristais são maiores que os do plagioclásio sódico-cálcico, ultrapassando 2 mm de aresta, com tendência idioblástica. Em seu interior são encontrados restos de outro plagioclásio, grãos de quartzo e de microclina e palhetas de biotita. O quartzo é xenoblástico, com fraturas e extinção ondulante. Os seus cristais maiores são recristalizados e substituem todos os outros minerais.

Os cristais de microclina são xenoblásticos, fraturados e de extinção ondulante. Raramente ultrapassam 1,5 mm em sua maior dimensão. O plagioclásio em contato com ela não apresenta intercrescimentos mirmequíticos e bordos albiticos tão frequentes quanto os de granitos. Entre os máficos, a biotita predomina sempre sobre o anfibólio. Este é uma variedade de hornblenda, em geral ferro-hastingstita.

Biotita Granito

Descreveremos em primeiro lugar a modalidade rochosa menos freqüente, por ser típica para o biotita granito pouco cataclasadado. Este é uma rocha leucocrática de foliação pouco pronunciada, que corresponde, nas amostras de mão, a uma

cor cinzento-clara, mosqueada, com lentes onduladas de biotita no agregado granular quartzo-feldspático.

A textura é granular-hipidiomorfa, com o talhe dos constituintes essenciais situado entre 0,4 mm e 4 mm. Os minerais principais, na ordem de abundância decrescente, são: microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio. O plagioclásio é idiomorfo em relação à microclina e o quartzo é intersticial com respeito a ambos, salvo os fenômenos de microimplicação. Assim, o plagioclásio adjacente ou semi-incluso na microclina tem grandes áreas mirmequíticas. O plagioclásio totalmente inclusivo tem bordos de reação albiticos. Além de plagioclásio, a microclina tem grandes inclusões de forma irregular de quartzo, biotita e titanita. O plagioclásio também tem inclusões isoladas de quartzo.

Os máficos ocorrem em pequenos grupos, geralmente constituídos por biotita, anfibólio e titanita, cujo arranjo tende a uma disposição que sugere a presença de uma foliação metamórfica.

O plagioclásio hipidiomorfo de *habitus* prismático é oligoclásio. Apresenta, como o quartzo e a microclina, distorção interna por efeito de cataclase.

A biotita tem pleocroísmo de fórmula: X = amarelo, Y = Z = castanho-amarelado-escuro. O anfibólio é hornblenda de fórmula pleocróica: X = amarelo-oliva, Y = verde-oliva, Z = verde-escuro quase opaco.

Nas ocorrências mais comuns de biotita granito, a textura granular-hipidiomorfa desaparece, cedendo lugar à textura granoblástica. A rocha é grosseiramente foliada devido à orientação dos cristais maiores de quartzo e de feldspato, bem como pela tendência à orientação de boa parte da biotita. Os maiores cristais de quartzo e de feldspato alcançam 3 x 6 mm, e 90% do volume da rocha é de grãos superiores a 1 mm de diâmetro médio. Estes minerais são xenomorfos, com o feldspato tendendo à forma ovalada.

A mica ocorre em escamas de uns 2 mm de largura por alguns décimos de milímetro de espessura, 4 mm de diâmetro médio. Trata-se de biotita de fórmula pleocróica: X = amarelo, Y = Z = castanho-pardacento. Ela tem inclusões de zircão com halo pleocróico, e nos grumos micáceos, entre escamas adjacentes, ocorrem pequenos grãos de quartzo de contorno idiomorfo. Nestes grumos a biotita tem arranjo decussado.

Leucogranito

Os leucogranitos do batólito caracterizados no campo como granitos de granulação fanerítica média a grosseira, leucocráticos a hololeucocráticos, foliados, sejam brancos, sejam levemente róseos, têm índice cromático que varia de zero a 10% no máximo. Os contatos com as rochas granítico-granodioríticas anteriormente descritas podem ser bruscos e a forma do corpo, irregular, atingindo grandes dimensões. Entretanto, quando se compara uma série de amostras de mão, provenientes dos diques ou soleiras de leucogranito como das demais porções do batólito, verifica-se que há passagem contínua entre todas elas.

Nos leucogranitos com maior proporção de máficos, a estrutura foliada é semelhante à dos granodioritos e granitos gnaissóides já descritos, mas, à medida que os máficos escasseiam, mais difícil se torna perceber sua foliação. Mesmo quando os máficos não são raros, certos leucogranitos contrastam com as rochas granitóides adjacentes pela presença de porfiroblastos de microclina rósea com até 1 cm de diâmetro.

Uma preparação com pequeno teor de máficos, de estrutura granoblástico-consertal a saturada, com bastante plagioclásio, apresenta a microclina com desenvolvimento parcial de *pertita* de chama.

Nas preparações mais típicas a rocha é quase hololeucocrática. Sua foliação é devida à orientação planar de cristais xenomorfos inequiais e, subordinadamente, de lenticulas de minerais máficos. A textura, que é granoblástica, é constituída, em parte, por grãos equiaxiais de microclina, plagioclásio e quartzo situados na faixa entre um quarto de milímetro e 1 mm, em parte por grãos maiores de microclina e quartzo cuja maior dimensão pode ultrapassar 5 mm e tende a orientar-se segundo planos paralelos.

O quartzo e a microclina são os seus dois principais constituintes. A microclina tem sempre relitos de plagioclásio corroído e usualmente é *pertítica*. Há casos em que o plagioclásio é raro, outros em que quase alcança proporção igual à da microclina. O plagioclásio é oligoclásio, que é sempre maclado polissinteticamente segundo a Lei da Albita, mas apresenta deformação e interrupção das lamelas devido à cataclase. Os máficos são representados principalmente por palhetas submilimétricas, orientadas, de biotita castanho-pardacenta. Há também raros grãos opacos associados à biotita, ou em lugar dela, bem como alguma apatita e zircão. Em raras ocasiões aparece granada.

Em uma preparação da Folha Anta, o leucogranito, que no caso é uma microclina granito com pouco plagioclásio, tem textura granular-hipidiomorfa, sendo o plagioclásio idiomorfo e a microclina constituída por duas gerações de cristais, a mais antiga sendo hipidiomorfa e a mais nova constituída por grãos xenomorfos. O quartzo é igualmente xenomorfo. A granulação média fica entre 1 e 4 mm.

Quartzodiorito

Rocha leucocrática de estrutura lenticular produzida por cataclase e granulação fanerítica média, hiatal, com fraco desenvolvimento de grãos finos separando os agregados mais grosseiros. Os constituintes essenciais são plagioclásio e quartzo, sendo a biotita e o anfibólio varietais. Como acessórios ocorrem, usualmente, titanita e apatita e, eventualmente, microclina. O quartzo e o plagioclásio tendem a formar agregados granoblástico-denteados, sendo o primeiro também inclinado a se apresentar em *vênulas*, enquanto o segundo é altamente poligonizado, embora ocorra também em grãos maiores, não poligonizados, junto com grandes placas de quartzo de contornos suturados. O plagioclásio é andesina, ou oligoclásio parcialmente antipertítico com inclusões de andesina. Neste último caso, os agregados intersticiais de grãos finos apresentam alguma microclina, junto com quartzo e plagioclásio. A biotita ocorre em pequenos grupos de escamas suborientadas, que se curvam em torno das lentes quartzo-feldspáticas. Ela também aparece sob a forma de escamas não orientadas, no interstício dos grãos de contorno poligonal de plagioclásio. O anfibólio só aparece em poucos grãos xenomorfos, sem orientação.

Anfibolito

Dois variedades texturais de anfibolito são encontradas entre as rochas granitóides do Batólito Serra dos Órgãos.

A primeira, que é geralmente de origem incerta, é uma rocha máfica xistosa, fanerítica fina, constituída essencialmente por hornblenda verde e plagioclásio. Aquela é bem orientada, ocorrendo em lentes muito estreitas e achatadas. O segundo ocorre em cristais xenoblásticos igualmente achatados e bem orientados, distribuídos irregularmente entre áreas leucocráticas constituídas por um arranjo granoblástico-consertal de cristais de plagioclásio, grãos isolados de magnetita e de apatita, alguns grãos isolados de hornblenda parcialmente envolvidos por plagioclásio e ainda escamas muito corroídas de biotita alaranjada. Há também um pouco de microclina, com indícios de alteração do anfibólio em biotita e desta em microclina por efeito de metassomatismo potássico. O plagioclásio em cristais de maior talhe pode ser penetrado por microclina e por calcita.

A outra variedade, de origem possivelmente ígnea, é uma rocha mesocrática xistosa constituída por prismas de plagioclásio de cerca de 0,8 mm de comprimento, orientados em todas as direções, cristais prismáticos curtos de hornblenda verde, também diversamente orientados, placas de biotita com cerca de 0,2 mm, de pleocroísmo entre amarelo e castanho, com forte tendência a uma orientação uniforme, e, finalmente, um agregado granoblástico-poligonal intersticial, de alguns milésimos de milímetro a 0,1 mm, constituído essencialmente por quartzo e plagioclásio.

Uma associação das duas modalidades texturais, de origem ígnea indubitável, foi observada na Serra do Capim, na

Folha Duas Barras, ocupando o flanco Norte do batólito. Um corpo de largura mínima de 50 metros, possivelmente um dique, ocorre encaixado no biotita granito, mas não foi possível observar as relações de contato. Ambas foram estudadas em preparações microscópicas.

A preparação que mostra textura ígnea relíctica é a de granulação mais fina, possivelmente por se tratar de material da parte externa do corpo ígneo máfico. A foliação não é óbvia nas amostras de mão, embora seja bem nítida na preparação microscópica. A granulação média fica entre 1 e 2 mm. A estrutura é blasto-oftítica, caracterizada por ripas suborientadas de plagioclásio e cristais maiores de anfibólio, cuja forma é prismática e que também são suborientados, tendendo a envolver o plagioclásio e mantendo-se xenomorfos em relação a este. A fórmula pleocróica do anfibólio é $X = \text{creme}$, $Y = \text{verde-pálido}$, $Z = \text{verde-grama}$. Trata-se de hornblenda (uralita, em parte). Ele é parcialmente substituído por escamas de biotita de fórmula pleocróica: $X = \text{alaranjado-claro}$, $Y = Z = \text{castanho-alaranjado}$. Há vestígios de estruturas amigdalóides, atualmente constituídas por grânulos de magnetita.

Na outra preparação a granulação é mais grosseira (cerca de 2 a 3 mm em média). A estrutura é lenticular, cada lente sendo constituída por um agregado policristalino, respectivamente félsico ou máfico, com certa tendência ao paralelismo dos cristais individuais.

Os máficos são cristais colunares de anfibólio de cerca de 0,5 mm de diâmetro basal por 1 mm de comprimento. Os félsicos são cristais de plagioclásio, semelhantes na forma e nas dimensões ao anfibólio. Algumas das seções de anfibólio são recheadas por inclusões de titanita, o que sugere uma origem a partir de piroxênio titanífero.

Em ambas as variedades texturais o plagioclásio é cálcico (labradorita na primeira, bytownita na segunda).

Hornblenda-Quartzo Gabro

Uma rocha que só aparece numa das áreas isoladas do batólito, no Vale do Rio Paquequer, Folha Duas Barras, e cuja situação foi descrita anteriormente, é um quartzo gabro hornblêndico.

Trata-se de uma rocha máfica, homófana, homogênea, cujos minerais essenciais são plagioclásio, anfibólio e quartzo. Os dois primeiros têm um talhe médio de cerca de 1,5 x 2,5 mm e tendem para o *habitus* prismático, modificado por contornos mútuos, enquanto o terceiro forma agregados granoblásticos intersticiais cuja granulometria é inferior a 0,5 mm. Entretanto, há restos corroídos de cristais de plagioclásio dentro do anfibólio. A cristalização pretetônica do plagioclásio é atestada pela extinção rolante e pelas formas entortadas. O anfibólio tem posição cronológica anterior à do quartzo e aparentemente posterior à do plagioclásio na ordem de cristalização. O quartzo foi o último constituinte a cristalizar, apesar de também ter extinção rolante.

Outros máficos associam-se ao anfibólio, estando geralmente incluso nele. Compreendem: biotita castanho-tijolo, parcialmente cloritizada, com minúsculas inclusões cercadas por halos pleocróicos, e ainda apatita, titanita e ilmenita. Há também inclusões de quartzo globular no anfibólio. A fórmula pleocróica deste é: $X = \text{amarelo}$, $Y = \text{verde-abacate}$, $Z = \text{verde-azulado}$, e o ângulo de extinção máximo em seções longitudinais é de 22°, correspondendo a uma variedade de hornblenda que é, provavelmente, a barroisita.

O plagioclásio é dos mais cálcicos encontrados em rocha do batólito, correspondendo à labradorita. Apresenta-se geralmente maclado segundo a Lei da Albita, eventualmente associada à macla de Carlsbad ou à da Periclina.

Essa rocha acha-se intimamente associada a anfibolito e é cortada por granodiorito.

PETROLOGIA DO BATÓLITO SERRA DOS ÓRGÃOS

No conjunto de rochas descrito como Batólito Serra dos Órgãos, há dois aspectos petrológicos fundamentais, a saber: a origem do batólito e a das rochas nele existentes atualmente, com suas estruturas, texturas e constituição mineralógica.

O segundo aspecto é de compreensão mais simples do que o primeiro. As rochas são essencialmente gnaisses ou, aceitando sua origem como ígneas, ortognaisses. A natureza metamórfica das suas estruturas e texturas é reconhecida pelos autores, mas não parece que o metamorfismo tenha introduzido modificações químicas e mineralógicas apreciáveis nas rochas granitóides. Assim sendo, e tendo em vista uma classificação de natureza mineralógica, parece mais adequada a adoção da nomenclatura das rochas ígneas, de modo a ressaltar as possíveis relações primárias entre massas de rochas.

A foliação gnáissica de tipo-lenticular é o resultado de deformação a grande profundidade, praticamente contemporânea com a solidificação das rochas. A ela se acrescentou mais tarde uma foliação cataclástica, ora coincidente com as superfícies de foliação preexistente, acentuando-as e tornando-as mais penetrativas, ao mesmo tempo que as rochas foram reduzidas a uma granulometria mais fina, ora transpondo-as em novas direções, segundo superfícies menos penetrativas, separadas por *microolithons* de vários centímetros de largura. Todos os minerais essenciais trazem a marca destas deformações, mas só no caso de transposição de foliação parece ter havido uma neoformação importante de minerais.

As evidências relativas à origem ígnea dessas rochas já foram dadas. O batólito é essencialmente homogêneo, com grande predomínio de granito álcali-cálcico sobre o granodiorito e outras rochas.

As rochas quartzo-feldspáticas da Região Serrana e, particularmente, os granitos do Batólito Serra dos Órgãos mostram aspectos da cristalização do quartzo e do feldspato alcalino muito semelhantes aos descritos por San Miguel Arribas (1955) para o granito de Cuesta Brava, na Espanha. Além do fenômeno de cristaloblastese da microclina, com preservação de relitos de todos os demais constituintes essenciais em seu interior, que pode ser considerado corriqueiro, manifesta-se aqui, em larga escala, a modificação do plagioclásio quando na iminência de ser substituído pelo feldspato potássico, primeiro pela sua transformação em mirmequita e, a seguir, pela constituição de um bordo albitico, que deve ser imaginado como continuamente dissociado no contato com o feldspato potássico e reconstituído em contato com o plagioclásio, sendo este paulatinamente consumido no processo.

Ao contrário do granito descrito por Arribas, o feldspato potássico usual no Distrito Serrano é microclina. Entretanto, o ortoclásio foi observado em algumas lâminas, e pelo menos em uma delas mostra, entre polarizadores cruzados, vestígios de um quadriculado que lembra as maclas da microclina, mas que Arribas, em caso semelhante, interpretou como sinal de assimilação incompleta do plagioclásio. O resultado final da assimilação é a formação de pertita.

Quanto à formação do quartzo, observa-se aqui, como no granito de Cuesta Brava, dois processos distintos, a saber: a recristalização do quartzo preexistente, que cresce substituindo os feldspatos, em razão disto a forma dos cristais do primeiro tornando-se amebóide, enquanto os últimos adquirem um aspecto corroído; em segundo lugar, uma desestabilização interna da estrutura do plagioclásio, cujas maclas terminam por desaparecer, e que parece conduzir à sua transformação em quartzo.

À parte esses fenômenos deutéricos, a ordem de cristalização observada é a normal ou de Rosenbusch, e os tipos petrográficos parecem resultar de um processo de diferenciação por cristalização fracionada.

O granito gnaissóide do Batólito Serra dos Órgãos apresenta, em sua estrutura como em suas relações externas, grande analogia com os que os geólogos suecos denominaram granitos primitivos (*urgranit*), que são, tipicamente, grandes batólitos alongados segundo o *strike* das faixas orogênicas arqueanas, formados durante a orogênese e localizados nos eixos de estruturas antififormes. Tal como o corpo descrito no Distrito de Falun por Per Geijer (1917), o granito gnaissóide da Serra dos Órgãos corta encaixantes metamórficas (lá leptitos, aqui gnaisses e migmatitos) extensamente penetradas por massas de uma rocha granítica mais antiga, convertida em gnaisse granítico. A analogia acentua-se com a presença de grandes corpos de granito pós-orogênico em ambas as regiões. Segun-

do lembra aquele autor sueco, foi para batólitos do tipo dos de *urgranit* que se desenvolveu a teoria segundo a qual o espaço para a criação de um batólito é gerado mecanicamente pela deformação das suas encaixantes, ao passo que os batólitos mais jovens, que ele denomina serarquianos, são do tipo que sugeriu a Daly a teoria do *magmatic stoping*.

O Batólito Serra dos Órgãos está numa zona de grande deformação tectônica, de termalidade elevada, se bem que gradualmente deslocada para o Sul, ainda à época de intrusão do Granito Nova Friburgo, o que poderia atribuir-se à natureza especial do manto na referida região durante o arqueano.

GRANITOS PÓS-OROGÊNICOS

Caracterização

A Região Serrana apresenta importantes corpos de granito que foram descritos por Rosier (1957) como *granitos pós-tectônicos do ciclo da orogênese assintica*. O qualificativo usado aqui é mais sintético e correto, pois estes corpos, embora anorogênicos, podem ser mais ou menos contemporâneos de uma tectônica de falhas. Eles, sem dúvida, são mais novos que o Batólito Serra dos Órgãos e que as formações supracrustais adjacentes, e ainda em relação ao metamorfismo que as afetou, pois, além de contatos discordantes em relação às respectivas foliações, têm xenólitos destas rochas. Todavia, estes granitos não são isentos de foliação, que, em parte, é fluidal, mas, também, pode ser cataclástica. Em seu conjunto, estes corpos são muito menos foliados e mais resistentes à erosão que as rochas gnaissóides do Batólito Serra dos Órgãos.

Dois dos maciços dos granitos pós-orogênicos existentes no Distrito Serrano serão brevemente descritos e são denominados Maciço Nova Friburgo e Maciço dos Frades.

Distribuição

O granito do Maciço Nova Friburgo constitui muitos corpos intrusivos no Batólito Serra dos Órgãos, em rochas do seu teto e no seu flanco meridional. O contorno do Maciço vem descrito a seguir.

Grande parte da área dentro do contorno é constituída por rochas mais antigas, mas a distribuição espacial dos granitos sugere que se trata, em profundidade, de um corpo intrusivo único. As áreas separadas correspondem a convexidades do seu teto. Elas estão inscritas em um contorno aproximadamente elíptico, constituído, ao Norte, pelo Rio Grande, desde sua entrada na Folha Duas Barras até a saída desta. Onde o rio passa na Folha Nova Friburgo para a folha citada, o contorno abandona o rio para seguir o divisor das águas que se dirige para SSE, ao encontro da Serra da Boa Vista. Desta serra, que é um segmento da Serra dos Órgãos, o contorno vai fletindo-se para NE, de modo a envolver a área urbana, até o canto NE da Folha Nova Friburgo, completando-se, assim, o fechamento da parte do maciço abrangida pelo presente projeto.

O segundo corpo de maior importância é separado desse por uma distância de 8 km e situa-se nas cabeceiras do Rio dos Frades, formando o pico denominado Pedras dos Frades. Está inteiramente circunscrito pelo batólito e é descrito com o nome de Maciço dos Frades.

A exceção de corpos muito pequenos encontrados na parte meridional da Folha Nova Friburgo, injetados nos paragneisses regionais, os demais maciços de granito pós-orogênico têm situação estrutural semelhante à dos dois corpos maiores citados, cortando o Batólito Serra dos Órgãos e/ou a Unidade Rio Negro adjacente a este.

Relações de Contato

Com exceção de algumas áreas privilegiadas, as relações de contato entre os granitos pós-orogênicos e suas encaixantes são difíceis de estabelecer. Com efeito, os granitos em questão só afloram bem em montes circundados por escarpas praticamente inacessíveis, cujo sopé está recoberto por grandes acumulações de blocos graníticos. A evidência de um relevo

granítico em áreas cujas cotas mais baixas geralmente se relacionam com outras litologias levou Rosier (1957) a considerar tais corpos como *lâminas discordantes gigantescas* de granito estratóide. Esta interpretação é ilustrada por primorosos desenhos do referido autor, onde a geologia é representada por perspectivas panorâmicas.

Os autores e os geólogos que contribuíram para o presente trabalho, executando tarefas de mapeamento, não vêem possibilidade de reconhecer a distância os contatos cujos traços contornariam escarpas enegrecidas por limo e cobertas de musgo. Além disto, foi possível observar, em mais de um ponto, que o contato não se aproxima do plano horizontal. A impressão da existência de um *nível de granito* é apenas o efeito de erosão diferencial, que entalha mais profundamente as rochas mais foliadas.

Os locais onde as relações de contato foram melhor observadas compreendem (todos na Folha Nova Friburgo):

a) rodovia RJ-116, 2 km a Oeste da localidade de Teodoro de Oliveira, coordenadas UTM 7.524.050 N/ 749.950 E, onde se tem brecha intrusiva na passagem do corpo granítico para as suas encaixantes;

b) cabeceiras do Córrego D'Anta, 1 km a SW do lugarejo homônimo, coordenadas UTM 7.529.230 N/ 747.910 E, notando-se contato brusco com biotita gnaisse;

c) 1 km a Oeste do Córrego D'Anta, coordenadas UTM 7.529.800 N/ 749.610 E; cabeceiras do Córrego Boa Vista, nas proximidades da Fazenda São Caetano, coordenadas UTM 7.531.720 N/ 746.990 E; idem, proximidades da Fazenda Boa Vista, coordenadas UTM 7.531.130 N/ 746.650 E; nestes pontos os contatos são marcados pela seguinte transição, de dentro para fora: granito-granito com pequenos xenólitos de biotita gnaisse ou migmatito-granito com grandes massas de biotita gnaisse ou migmatito-biotita gnaisse ou migmatito totalmente injetado por granito-biotita gnaisse ou migmatito com alguns diques de granito-biotita gnaisse ou migmatito, sem granito anorogênico.

Há algumas outras observações a serem feitas nas descrições dos corpos individuais.

Litologia

Os granitos pós-orogênicos exibem ampla variação textural. Entretanto, é possível estabelecer três tipos básicos: um deles é comum no Maciço dos Frades, outro predomina na parte Norte do Maciço de Nova Friburgo e um terceiro na parte Sul do mesmo.

O Granito Frades representa as variedades porfiríticas grosseiras de matriz subordinada e associa-se a outras litologias, quase sempre apresentando grandes inclusões de rochas interpretadas como autólitos, de forma tabular ou irregular, que podem ter muitos metros de aresta. O autólito mais frequente é uma rocha cinzenta, fanerítica fina, homófana, de composição quartzodiorítica, com fenocristais de hornblenda de cerca de 2 mm de comprimento, que também pode ser encontrada fora dos corpos graníticos sob a forma de diques. Outro tipo é uma rocha negra, que possui a mesma granulometria e basicamente a mesma constituição mineralógica qualitativa, mas é mais rica em hornblenda. Estes granitos e seus autólitos são cortados por pegmatitos, que são, por sua vez, cortados por veios finos de aplito e microgranito-com pequena proporção de máficos.

Nas amostras de mão o Granito Frades é homófano ou tem vestígios de orientação fluidal dos seus constituintes maiores, que são fenocristais de feldspato róseo ou branco, de *habitus* prismáticos, com até 5 cm de comprimento, maclados segundo a Lei de Carlsbad.

Os fenocristais são tão abundantes que se tocam, delimitando espaços mais ou menos fechados onde ocorre a matriz melanocrática, na qual se pode distinguir, além de escamas de biotita, grãos foscos de quartzo, plagioclásio com macla polisintética e alguma pirlita. Nos tipos intermediários a textura é semelhante, mas o talhe dos fenocristais e principalmente a sua largura se reduzem.

O microgranito que ocorre em diques e veios é uma rocha homogênea, equigranular, cuja textura pode ser um tanto

mais grosseira que a do Granito Campo do Coelho. Este último é uma rocha equigranular róseo-acinzentada ou cinzenta, fanerítica média, cujos afloramentos são arredondados e que possui juntas latentes que facilitam sua partição segundo três planos perpendiculares, sendo por isto utilizado como pedra de talhe. Tem cristais prismáticos de feldspato alcançando, em média, 2 a 3 mm de comprimento, cuja tendência é de se orientar planarmente. Tem também biotita que pseudomorfosia cristais de anfibólio, com cerca de 2 mm de largura e 3 mm de comprimento, que não são orientados, dando à rocha um aspecto mosqueado.

Um terceiro tipo, que é freqüente ao Sul de Nova Friburgo, é um granito de granulação média a grosseira, mas não porfirítico, ou só escassamente porfirítico, com fenocristais que raramente atingem 1 cm, dispersos na matriz granular-hipidiomorfa.

Na Folha Petrópolis, Penha *et alii*, 1979, reconheceram dois tipos, a saber:

a) Granito Suruí, com megacristais de microclina rósea, tabular, de até 4 cm, em matriz quartzodiorítica de granulação média. A lineação é acentuada, mas a foliação não é nítida. Tem xenólitos de granodiorito, charnockito, migmatito, etc.;

b) Granito Andorinha, biotita granito de granulação média a fina, em que os megacristais de microclina, quando presentes, não ultrapassam 1 cm. Ocorre em corpos de núcleo homófono, com estrutura fluidal e xenólitos abundantes nos bordos.

O Granito Suruí corresponde basicamente ao Frades e o Andorinha, ao Campo do Coelho.

Diques de aplogranito e pegmatito, bem como inclusões de quartzodiorito, ocorrem em todas as variedades texturais descritas acima.

Maçço de Nova Friburgo

A principal área contínua de exposição deste maço responde ao trecho da Serra dos Órgãos ao Sul da bacia do Córrego Cascatinha e abrange toda a extensão da bacia cujas águas confluem ao Sul da cidade de Nova Friburgo, tendo um contorno elíptico. A Oeste de Nova Friburgo e Noroeste da área anterior, separada dela pelo Córrego D'Anta, fica outra área de forma irregular e extensão um pouco menor, que avança para o Norte até contornar a localidade de Campo do Coelho pelo lado Oeste.

No triângulo Campo do Coelho — Nova Friburgo — Conselheiro Paulino há muitas áreas médias e pequenas de granito que são possíveis extensões do Maço de Nova Friburgo. A mais importante delas é a que começa na localidade de Campo do Coelho e se estende para o Norte, nas cabeceiras do Rio Grande, alcançando cerca de 5 km para cada lado do Rio Roncador.

As três áreas principais mencionadas totalizam cerca de 100 km².

A primeira dessas áreas acha-se quase integralmente ao Sul do Batólito Serra dos Órgãos, com o qual só entra em contato nos arredores de Nova Friburgo. Entretanto, xenólitos de granito gnaissóide do batólito são encontrados a mais de um quilômetro ao Sul do contato. O contato mais extenso é com migmatitos da Unidade Rio Negro e gnaisses da Unidade Santo Eduardo, em cujas proximidades o granito apresenta xenólitos decimétricos a métricos de rochas características das respectivas unidades. O granito mantém-se grosseiro junto ao contato, é porfirítico e é cortado por diques de pegmatito com até 50 cm de espessura. O contato meridional é marcado por uma brecha magmática com blocos de gnaiss de até dezenas de metros de comprimento envolvidos por granito.

Na crista da Serra dos Órgãos, em um ponto no interior do maço, o biotita granito grosseiro é constituído por fenocristais de feldspato branco, hipidiomorfo, maclado segundo Carlsbad, e matriz de granulação média, intersticial, mesocrática, constituída por quartzo, feldspato e biotita, e associa-se a um leucogranito de granulação fina. Os dois tipos se cortam mutuamente, desenvolvendo-se bolsas de textura pegmatóide nos contatos. Em ambos ocorrem blocos de até 20 cm, de quartzodiorito mesocrático de granulação fina, inequigranu-

lar, tanto homófono quanto de estrutura fluidal, com tipos mais claros, parecendo fazer transição para biotita granito. Nos diques de granito porfirítico ocorre estrutura fluidal paralela à suas paredes.

Na grande área granítica encaixada entre o Batólito Serra dos Órgãos e a Unidade Rio Negro, ao Sul de Campo do Coelho, ora prevalece o granito cinzento-claro, equigranular, que é típico das pedreiras daquela localidade, ora uma variedade intermediária entre ele e o tipo porfirítico acima descrito. Ocorre também um granito homófono de granulação média a grosseira, róseo-acinzentado, de textura granular-hipidiomorfa, com raras moscas de até 5 mm de diâmetro, constituídas por material máfico, principalmente biotita, que aparentemente pseudomorfosia anfibólio. Estes agregados escuros, angulosos, contrastam com as finas escamas disseminadas de biotita.

Na última das três grandes áreas mencionadas, que ocorre, como as áreas restantes, dentro do Batólito Serra dos Órgãos, as exposições mais típicas do Granito Campo do Coelho, em várias pedreiras ao Norte desta localidade, são de rocha cinzenta-claro de tonalidade levemente rósea, fanerítica média, equigranular, onde o feldspato se destaca pelo brilho das clivagens e pela forma dos bastonetes em arranjo planar fluidal, com cerca de 1 mm de largura e vários milímetros de comprimento. Os bastonetes são abundantes, mas não se tocam. Os máficos compreendem escamas disseminadas submilimétricas e agregados de dimensões geralmente menores que as de cristais de feldspato, mas podem concentrar-se em moscas de até 5 mm (em média uma por 2 cm² de superfície da rocha, que parecem pseudomorfosar grãos e prismas de anfibólio). Neste caso a estrutura fluidal pode ser indistinta ou inexistente, e a rocha costuma ter alguma granada em pequeninos cristais. Há também diques de microgranito e de pegmatito de até 30 cm de largura. Em alguns pontos isolados ao Norte de Campo do Coelho e em uma faixa bastante ampla mais ao Norte, estendendo-se cerca de 3 km para cada lado do Córrego Roncador, o granito torna-se discretamente porfirítico, com fenocristais geralmente inferiores a um centímetro na matriz fanerítica com granulação média de 2 mm. O tipo porfirítico é homófono, róseo-acinzentado. Seus fenocristais são esparsos, geralmente brancos ou róseo-claros, e apresentam-se maclados segundo Carlsbad. Sua dimensão aumenta em direção ao Vale do Roncador, onde atinge 2 cm. Ocasionalmente o granito porfirítico apresenta-se mosqueado por agregados biotíticos, mas esta feição é mais freqüente nas variedades afíricas.

Em vários pontos dessa área foram observados blocos de quartzodiorito a fenocristais máficos biotitizados.

Um ponto de interesse especial situa-se imediatamente a NW de Campo do Coelho e mostra um corpo tabular de quartzodiorito cinzento de granulação fina, incluso no granito, com segmentos na sua parte mediana, indicando que a segmentação ocorreu enquanto esta massa mineral em forma de dique, segregada durante a cristalização fracionada do magma original, estava sendo carregada em bloco pelo magma residual granítico.

Um pouco mais ao Sul, em área que pode ser considerada uma extensão da que vimos descrevendo, observou-se o quartzodiorito porfirítico em contato com granodiorito gnaissóide. O endocontato é uma banda de 1 cm de largura, com concentração de máficos, e o exocontato é uma faixa de vários centímetros de largura, com microbandeamento, que se mostra piritizada junto ao granodiorito de foliação normal.

Ao Norte de Nova Friburgo o granito característico é essencialmente homófono, equigranular, de granulação média, com cerca de 15% de biotita em escamas de 2 a 3 mm de largura, grãos milimétricos de quartzo e feldspato de hábito prismático cujas seções ocasionalmente alcançam de 4 a 6 mm de largura e 8 a 15 mm de comprimento, mais geralmente sendo uma variedade mais fina, mosqueada, análoga à das pedreiras próximas a Campo do Coelho. A distribuição deste granito em pequenas áreas isoladas estende-se para o Norte até além de Conselheiro Paulino, na Folha Duas Barras.

A NW de Nova Friburgo ocorre tanto granito fino quanto grosseiro e porfirítico, formando pequenas cúpulas do Ma-

ção de Nova Friburgo, como a Pedra da Catarina e o pão-de-açúcar ao Norte desta.

Na Pedra da Catarina a escarpa rochosa é lisa desde um certo nível para cima e áspera daí para baixo. Verificou-se que esta parte é revestida por granito gnaissóide do Batólito Serra dos Órgãos, enquanto a parte lisa é talhada em granito anorogênico. No pão-de-açúcar, ao Norte, o revestimento de rocha gnaissóide acha-se desmantelado, cobrindo apenas áreas isoladas no flanco do morro granítico. O contato é uma brecha intrusiva. Este granito é fino e tem autólitos de quartzodiorito.

Maciço dos Frades

O maciço rochoso denominado Pedras dos Frades, situado na Serra dos Órgãos, perto do limite oriental da Folha Teresópolis, faz parte de um corpo granítico de contorno quase circular, com um pouco mais da metade de sua área situada nesta folha e o resto na Folha Nova Friburgo. Para Oeste o corpo granítico estende-se até um pouco além dos Vales do Rio das Antas e do Rio dos Frades, que circundam a Pedras dos Frades, respectivamente, ao Sul e ao Norte. Na Folha Nova Friburgo a Pedra dos Três Picos faz parte do mesmo corpo, bem como a maior parte da área de cabeceira do Rio dos Frades. Ao Norte e a Nordeste da Pedra dos Três Picos, há algumas áreas isoladas de granito idêntico, que devem ser interpretadas como cúpulas do mesmo corpo acima referido. A encaixante é leucogranito gnaissóide do Batólito Serra dos Órgãos, cuja foliação acompanha o perímetro da área granítica.

A área do Maciço dos Frades é de cerca de 45 km² e nela foram feitas 40 estações de observação.

As relações de contato não puderam ser observadas diretamente. Tanto no centro do maciço quanto perto do contato, a rocha é essencialmente um biotita granito leucocrático, porfirítico, de granulação média a grosseira, cujos fenocristais de feldspato podem atingir até 5 cm de comprimento, podendo ser orientados ou não. No caso afirmativo, trata-se de uma estrutura fluidal, e nos afloramentos próximos do contato constituem superfícies aproximadamente paralelas ao contorno da área granítica. Os maiores fenocristais foram observados perto do contato a NE, tratando-se de feldspato róseo com 5 cm de comprimento e 1,5 cm de largura. Em um ponto próximo a este verificou-se a presença de pequenos cristais de granada, bem como de sulfetos.

Nas adjacências da confluência do Córrego das Antas com o Rio dos Frades, a rocha apresenta-se em seu aspecto mais típico, com fenocristais de feldspato hipidiomorfo, maclados, segundo Carlsbad, que quase se tocam, encerrando nos seus interstícios a matriz fanerítica média, quartzofeldspato-biotítica. Nesta área o granito é esbranquiçado e tem de 30 a 40% de fenocristais e cerca de 15% de biotita. A orientação dos fenocristais, no local mencionado, ainda acompanha o contorno do maciço, porém mais ao Norte ela desaparece.

Em vários pontos do interior do maciço são encontrados diques de pegmatito portadores de moscovita em *livros*, bem como de microgranito afirico ou com raros fenocristais de feldspato.

Uma feição comum nesse maciço, como de resto em todas as ocorrências do Granito Nova Friburgo, é a presença de massas de rocha ígnea mais fina e mais escura, de textura ígnea e composição quartzodiorítica.

Uma área relativamente grande do núcleo do maciço é constituída por essa rocha escura, que aí se mostra homófana, de granulação média entre 2 e 3 mm, enquanto o granito aí é porfirítico e mais grosseiro, sendo igualmente homófano.

Nas áreas menores a Leste, onde o granito ocorre igualmente envolvido por leucogranito gnaissóide, e que consideramos como integrando o mesmo corpo, o granito é mais rico

em máficos, a saber, biotita, algum anfibólio e granada acessória, e tem granulação média, com estrutura fluidal.

Os granitos anorogênicos apresentam grande analogia com o que foi descrito por Per Geijer (1917) para o Distrito de Falun, sob o nome de granito serarqueano, e por ele considerado típico desta categoria de rochas em toda a Fennoscandia. A semelhança abrange tanto a textura, estrutura e composição mineralógica, com os dois tipos fundamentais de Falun equivalentes aos dois principais encontrados na Região Serrana, quanto também a sua arquitetura. Esta compreende, em ambos os casos, desde diques finos até corpos batolíticos, que Geijer, no caso de Falun, considera como as estruturas que Daly tinha em mente ao propor sua teoria do *magmatic stopping*.

Geosol — Geologia e Sondagens Ltda.
30000, Belo Horizonte, MG, Brasil

Bibliografia

- ARRIBAS, A.S.M. — 1955 — Les caractéristiques structurales du granite de la Costa Brava et leur signification pétrogénétique (*in* Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique, Vol. LXVIII), Paris, p. 37-60.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. — 1980 — Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo. Geosol-DRM, Belo Horizonte, 316 p. (inédito).
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. — 1981 — Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Cava, Miguel Pereira, Paraíba do Sul e Três Rios. Geosol-DRM, Belo Horizonte, 295 p. (inédito).
- GEIGER, P. — 1917 — Faluntraktens Berggrund och malmfyndigheter. Sver. Geol. Undersök, N. 275, Ser. C, Stockholm, 316 p.
- GROSSI SAD, J.H. & MOREIRA, M.D. — 1978 — Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Geologia e Petrologia da Folha Trajano de Morais. Geosol-DRM, Belo Horizonte, 288 p. (inédito).
- GROUT, F.F. — 1932 — Petrography and Petrology. McGraw, N. York, 522 p.
- MATOS G.M.M.; FERRARI, P.G. & CAVALCANTE, J.C. — 1980 — Projeto Faixa Calcária Cordeiro — Cantagalo. Dep. Nac. Prod. Min. CPRM-DNPM, Belo Horizonte, 620 p. (inédito).
- PENHA, H.M. *et alli* — 1979 — Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folha Petrópolis. UFRJ-DRM, Rio de Janeiro, 194 p. (inédito).
- ROSIER, G.F. — 1957 — A Geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e Desengano. Bol. 166, Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Mineral., R. de Janeiro, 58 p.
- Observação:* Na preparação do mapa da Figura 1, além dos dados constantes dos mapas pertencentes aos relatórios inéditos citados na bibliografia, foram consultados:
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. — 1983 — Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Pirai, Paracambi, Itaguaí e Marambaia. Geosol-DRM, Niterói, 382 p. (inédito).
- HEMBOLT, R.; VALENÇA, J.G. & LEONARDOS JR., O.H. — 1965 — Mapa Geológico do Estado da Guanabara, escala 1/50.000, Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Rio de Janeiro.

ESTRUTURAS DOS EXOFENITOS DO DOMO DE CATALÃO I, ESTADO DE GOIÁS

A. BHASKARA RAO E T. MENDONÇA JÚNIOR

ABSTRACT: *Fenitization is a metasomatic process responsible for the transformation of existing rocks, in contact with alkaline and carbonatite intrusions, with or without substantial exchange of material (Verwoerd, 1966). Von Eckermann (1948) classifies fenites petrographically, and further suggests the term ultrafenites for those which have lost their original structure and became "plastic" or attained the point of rheomorphism. Heinrich (1976), based on the effects of fenitization, calls fenites as internal and external types. Bhaskara Rao (1983) prefers the utilisation of the terms: exofenites for the bordering types, and endofenites for types included in the complex.*

The carbonatite Dome of Catalão I, Goiás State, Brazil, presents a variety of fenites bordering at different parts of the complex. They are essentially exofenites, and in general are leucocratic with varying structures derived from the enclosing mica schists and quartzites of the Araxá Group. Often they are decomposed, but outcrop abundantly. The study of these fenites is made in five parts, as follows: 1) Classification of Structures; 2) Petrography; 3) Mineralogy; 4) Petrochemistry and Petrogenesis and 5) Economic Importance.

The study of the structures has permitted the following classification: 1) Feather or Herringbone Type; 2) Foliated Type: a) Gneissic; b) Banded; c) Lenticular; 3) Schistose Type; 4) Breccoid Type: a) Coarse Fragmental; b) Medium Fragmental; c) Veinlets; 5) Cavernous Type: a) Vesicular; b) Amigdaloidal; 6) Massive Type: a) Granular; b) Pegmatoidal; c) Ultrafenitic.

The purpose of this classification is to demonstrate the versatility of formation of diverse structures, yet probably with two source rocks namely quartzites and schists. Interpretations on the nature of the parent rock with the structures, as well as the possible effects of rheomorphism are discussed.

INTRODUÇÃO

Fenitos são rochas álcali-metassomáticas de interesse petrográfico e petrológico. São produtos de fenitização, processo metassomático responsável pela transformação de rochas anteriormente existentes, em contato com intrusões alcalinas e carbonatitos, com ou sem troca substancial de matéria (Verwoerd, 1966 a).

A natureza complexa dessas rochas é devida ao fato de que são derivadas de rochas anteriores, podendo ser que a transformação produza um álcali-sienito, a partir de um granito. Por isto, a natureza petrográfica é a mais diversa, e os elementos traços e minerais acessórios podem ser guias de prospecção para mineralizações.

Este trabalho tem por objetivo o estudo dos fenitos do Domo de Catalão I, Município de Ouvidor, Estado de Goiás, com destaque a: a) Classificação de Estruturas; b) Petrografia; c) Mineralogia; d) Petroquímica e Petrogênese; e) Importância Econômica.

Os estudos são realizados com as amostras coletadas durante as excursões curriculares de Geologia Econômica e Prospecção, principalmente no ano de 1973, sob a orientação dos professores A. B. Rao e J. G. C. Barros.

ACERCA DOS FENITOS

O termo fenito foi proposto por Brögger (1921) no seu trabalho sobre Fen, para denominar um grupo de rochas com composição original granítica, transformadas metassomaticamente para uma composição de álcali-sienito, pelas soluções cuja fonte é considerada como um magma ijolito-melteigítico. Ele ainda propôs os nomes como: tveitásito, juvito, kamperito, hollaito, kâsenito e ringito para rochas de transição; fenito e pulasquito para os metassomáticos (resumo Tabela 1). Von Eckermann (1948), estudando o complexo de Alnö, classificou os fenitos como: a) fenitos alc-ortositos; b) fenitos sieníticos; c) fenitos foiaíticos; d) fenitos melteigíticos. Ele ainda usa o termo "ultrafenitos" aos fenitos que perderam sua estrutura original e se tornaram "plásticos", ou seja, ao ponto de reomorfismo. Barth & Ramberg (1966) consideram os fenitos do Complexo Circular do Fen como rochas metassomáticas produzidas ao redor de um "Vent" vulcânico, ou como auréola de metamorfismo de contato das rochas eruptivas do Fen. Verwoerd (op. cit.) denomina os fenitos utilizando fenito como sufixo, após caracterização mineralógica, como, por exemplo: albita-microclina-aegirina fenito (vide Tabela 2). Em outro trabalho (1966 b), ele se refere à fenitização de rochas ígneas básicas de localidades da África e considera que o termo fenitizado é insuficiente como prefixo de rocha original por causa de: a) mais que um tipo de fenito pode resultar na mesma rocha original, devido aos diversos estágios de fenitização; b) um único tipo pode resultar a partir de várias rochas, devido à fenitização, como, por exemplo: um granito e um arenito feldspático podem resultar na mesma rocha.

Divergente dessas classificações, Borodin & Pavlenko (1974) sugerem os processos metassomáticos dos complexos alcalinos como: a) Progressivo: inicial ou pré ou sin-magmático relacionado com os contatos ígneos, onde a temperatura aumenta com o tempo; b) Regressivo: tardi ou pós-magmático, relacionado com atividade ígnea, onde a temperatura diminui com o tempo. De certa maneira relacionada com esta proposta surge a classificação de Heinrich (1976) como: a) Fenitos Internos: aqueles produzidos dentro de rochas mais velhas do complexo, pela intrusão de unidades mais jovens, exemplo: flogopitização e álcali-uralitização das rochas máficas e ultramáficas pelo sienito ou carbonatito; b) Fenitos Externos: aqueles que estão nas zonas de contato ou ao longo de fraturas fora do complexo, exemplo: fenitos sieníticos e rochas feldspáticas anchimonominerálicas. Porém, na maioria dos complexos álcali-carbonatíticos, a fenitização é múltipla, resultando nos tipos diversos, podendo ser denominada com base na petrografia e/ou mineralogia do acessório mais típico. Bhaskara Rao (1983) considera que os fenitos podem ser classifica-

TABELA 1

**Tipos Petrográficos da Transição e Metassomatismo
do Fen (entre parênteses a % da participação)**

Tipo	Nome da Rocha	Minerais Constituintes
Carbonatito	Sovito	
Kimberlito	Rauhaugito	
	Damkjernito Sannaito	
Rochas Silicatadas	Urtito, Ijolito	
	Melteigito, Malignito	
	Jacupirangito, Vibetoito	
	Tinguaito	
Rochas de Transição	Juvito	Or ₇₇ Ab ₂₃ (51), ne(36), aeg-di-bio(7) cal(3), tit(3), ap, opacos.
	Kamperito	alc F (45), bio(42), pl(10), ap(3), opacos.
	Tveitásito	aeg-di-bio(75), Or ₅₀ Ab ₅₀ (15), ap(6), tit(4), cal(3), zir, opacos.
	Hollaito	pir(55), cal(16), ne(10), gr(6), ap(4), bio(9)
	Kásenito Ringito	pir(25), cal(57), ap(7), ne + musc(5), cl(6), Feldspatos, tit, opacos. aeg(20), cal(66), alc F(6), ap(5), bio, tit, opacos.
Rochas Metassomáticas	Fenito	micro pert(85), aeg-aug(8), cal(5), ap(3), zir, tit.
	Pulasquito	Or ₄₅ Ab ₅₅ (79), di + hb(11), aeg(5), sod + ne(4), tit(1), ap, opacos.

Fonte: Barth & Ramberg (1966).

TABELA 2

Nomenclatura dos Fenitos (Verwoerd, 1966 a)

Tipo	Rocha Ígnea Equivalente	Rocha Original
Micropertita-aegerina fenito	Sienito	Gnaisse
Micropertita-aegerina fenito	Sienito (umptequito)	Granito e granofiro
Micropertita-albita-aegerina-augita fenito	Sienito	Gnaisse
Pertita-albita-anfibólio fenito	Sienito (umptequito)	Granito e granofiro
Ortoclásio-aegerina fenito	Sienito	Gnaisse, granulito e quartzo sienito
Ortoclásio-albita-aegerina fenito	Sienito	Arenito feldspático
Albita-ortoclásio-aegerina fenito	Sienito	Granito
Albita-microclina-aegerina fenito	Sienito	Biotita quartzito, ardósia com sericita e granada
Na-Ortoclásio-aegerina-augita fenito	Sienito	Granito
Na-Ortoclásio fenito	Alcortosito	Pegmatito
Micropertita-aegerina-augita-nefelina fenito	Pulasquito	Gnaisse
Nefelina-aegerina-augita fenito	Ijolito	Gnaisse
Nefelina-Na-Ortoclásio-aegerina-augita fenito	Foiaito	Granito
Aegerina-augita-nefelina fenito	Melteigito	Biotita xisto
Aegerina-augita fenito	Piroxenito	Grauwaca
Labradorita-augita-olivina-nefelina fenito	Teralito	Gabro
Andesina-ortoclásio-anfibólio-nefelina fenito	Essexito	Basalto

dos em relação ao complexo como: exofenitos ($Na < K$), que bordejam, e endofenitos ($K \leq Na$), que são inclusos no complexo.

Apesar dessas proposições, os fenitos em estudo necessitam de uma classificação; pelas suas estruturas bastante interessantes precisam de organização e descrição. Eles são petrograficamente bem variáveis e complexos, porém são produtos de transformação apenas de xistos e quartzitos.

FENITIZAÇÃO

Alguns aspectos relativos à fenitização merecem ser considerados inicialmente, segundo opiniões de diversos autores:

1) O metassomatismo que resulta na formação de fenitos é atribuído como relacionado a:

- a) magma álcali-silicático;
- b) magma carbonatítico;
- c) intrusões alcalinas de certo tipo, associadas com os complexos carbonatíticos.

2) A fenitização inicia-se com a biotita transformando em agregados de aegirina e óxidos de ferro. Com o crescimento de temperatura forma-se feldspato alcalino homogêneo, que com o esfriamento exsolva e forma micropertita. Quartzo e plagioclásio são substituídos pelo feldspato alcalino (Barth & Ramberg, op. cit.).

3) A estrutura original em geral persiste durante a fenitização, pelo menos nos estágios iniciais do metassomatismo. A falta de novas estruturas compressivas sugere que a fenitização pode ter ocorrido aproximadamente num volume constante (McKie, 1966).

A estrutura gnáissica original da rocha é modificada para estrutura "mortar" simultaneamente com a substituição de quartzo e plagioclásio pelo feldspato alcalino (Barth & Ramberg, op. cit.).

4) O magma carbonatítico no caso de Aln^o extrudiu de um reservatório a uma profundidade maior do que as rochas alcalináticas que subiram subsequentemente de uma profundidade menor. O dique composto demonstra que a fenitização é do carbonatito e a rocha silicática é inativa (Von Eckermann, 1961).

5) Metassomatismo de baixa temperatura e alteração da rocha de parede (encaixante) continuam por muito tempo após o posicionamento dos tipos de rochas principais. O metassomatismo tardio mascara muitas feições primárias (Barth & Ramberg, op. cit.).

Esses conceitos generalizados são de interesse e serão utilizados no decorrer deste trabalho.

FENITOS DE CATALÃO

Situação Geológica

O complexo Ultramáfico Alcalino de Catalão I está situado na extremidade Sudoeste do Estado de Goiás e possui coordenadas 18° 08' de latitude Sul e 47° 48' de longitude Oeste.

O complexo é uma estrutura dômica, que quebra a monotonia do relevo. Destaca-se como um platô de forma aproximadamente elíptica e com uma área em torno de 50 km². A superfície de aplainamento coincide com o próprio platô, o qual é constituído por um núcleo de rochas ígneas envolvidas por rochas metamórficas. A preservação dessa superfície deve-se ao anel de quartzito em torno do corpo ígneo.

As rochas regionais, que constituem as encaixantes do complexo, são rochas pré-cambrianas correlacionadas ao Grupo Araxá. São mica-xistos, mica quartzo xistos, com lentes de quartzitos e raros anfíbolitos. Os xistos são constituídos principalmente por moscovita, quartzo e sericita, aparecendo biotita subordinada, e como acessórios mais comuns estaurolita, rutilo, zircão e opacos. Os quartzitos freqüentemente apresentam moscovita e eventualmente variedades hematíticas e por vezes com estrutura itabirítica. Essas rochas, próximo à intrusão, são fenitizadas.

O complexo é resultante da intrusão ultramáfica alcalina

de idade cretácea superior, datada pelo método K/Ar em 82,9 ± 4,2 m.a. (Hassui & Cordani, 1968, cit. Baecker, 1983). Seu conjunto litológico designado de silicocarbonatito por Carvalho (1974) é constituído por magnetita olivinitos e piroxenitos como os ultramafitos, que representam as rochas intrusivas originais transformadas por processos posteriores. Metafoscoritos e rochas flogopíticas que são alterações de caráter autometassomático das primeiras, com adição de Ca, CO₂, P, K e Na e remoção de Si, Mg e Ti (Baecker, op. cit.). Cortando e envolvendo essas rochas encontram-se veios carbonatíticos relacionados a cinco estágios de injeções de magma carbonatítico e atividades hidrotermais.

Na região de Catalão, a direção geral da xistosidade dos metamorfitos do Grupo Araxá é NW-SE, mergulhando para SW. Nas adjacências do complexo, estão arqueadas na estrutura dômica, mostrando notável padrão de drenagem anelar.

Importantes depósitos de nióbio, fosfato, terras-raras, titânio e vermiculita estão relacionados ao solo residual laterítico proveniente das rochas intrusivas do domo. A espessura média do solo está em torno de 80 m. A intensa ação do intemperismo químico determinou o enriquecimento supergênico, dando origem aos depósitos residuais.

Classificação das Estruturas

A classificação dos fenitos foi feita a partir do estudo mesoscópico e microscópico preliminar de 50 amostras selecionadas. Procurou-se observar principalmente os aspectos macroscópicos, no que tange a estruturas e texturas existentes, cujo resultado é o seguinte agrupamento:

- 1) Tipo Pena ou Espinha de Peixe.
- 2) Tipo Foliado
 - a) gnáissica
 - b) bandada
 - c) lenticular
- 3) Tipo Xistoso
- 4) Tipo Brechóide
 - a) grosseiro
 - b) médio
 - c) venular
- 5) Tipo Cavernoso
 - a) vesicular
 - b) amigdaloidal
- 6) Tipo Maciço
 - a) granular
 - b) pegmatóide
 - c) ultrafenito

Caracterização das Estruturas

Inclui-se aqui uma descrição dos principais aspectos de cada tipo classificado:

- 1) Tipo Pena ou Espinha de Peixe

A rocha apresenta, geralmente, coloração bege-rosada a esverdeada. Sua estrutura é resultante de blocos alongados orientados nos sentidos diversos, soldados por um material interblocos.

Os blocos são xistosos, feldspatizados, com textura afanítica a fanerítica, destacando-se cristais de feldspato potássico. O material interblocos é bastante silicoso, mostrando também hidróxido de ferro e um material argiloso. Cavidades milimétricas aparecem em meio a esse material.

A combinação dos blocos com duas direções de xistosidade formando um certo ângulo dá a aparência de pena ou espinha de peixe.

É uma forma de destaque, apenas encontrada numa só localidade. Sua evolução provável é através da fragmentação dos xistos, feldspatização e posterior compactação pelo material interblocos, com cristalização de minerais ferro-magnesianos. Assemelha-se grosseiramente com as estruturas tipo brechóide.

- 2) Tipo Foliado

Foram classificadas como tipo foliado as rochas que possuem estrutura planar, onde o arranjo dos minerais placosos e prismáticos, como micas, piroxênios e anfíbolios, se orienta

segundo planos paralelos penetrativos na rocha. Esse tipo pode ser subdividido em:

a) Subtipo Gnáissico

As rochas são geralmente de coloração esverdeada, com textura afanítica a fanerítica, destacando-se agregados de cristais pretos milimétricos de piroxênios e bolsões milimétricos, estirados de feldspatos alterados, numa matriz fina. Mostram-se bastante feldspatizadas, com alguns leitos de sílica.

É também uma forma muito destacada entre as outras e é sugestiva que sua evolução tenha sido a partir de um xisto, ricamente feldspatizado e com substituição das micas pelos minerais ferromagnesianos. A sílica é provavelmente liberada das reações, bem como adicionada em forma criptocrystalina, durante ou nos estágios finais do metassomatismo.

b) Subtipo Bandado

Este tipo apresenta textura fina, afanítica, com bandas claras quartzo-feldspáticas e escuras compostas por minerais ferromagnesianos. Mostra coloração cinza-esverdeada a rosada quando intemperizada. A rocha é bem compactada, conservando razoavelmente bem a estrutura do xisto original, apesar da intensa transformação. Consta-se de diversas gerações de adições e reações. É feldspatizado e a silificação é proeminente. Nas fases posteriores ao metassomatismo, foi bastante suscetível à brechação, onde houve o aporte de veios finos com pirocloro e ricos em minerais ferromagnesianos, dando um tipo de brechóide venular, que será tratado mais adiante. Sua evolução será alvo de estudo na petrogênese.

c) Subtipo Lenticular

A rocha apresenta uma estrutura bandada com leitos descontínuos. Tanto quartzo e feldspatos quanto os minerais ferromagnesianos são distribuídos em formas lenticulares alongadas, indicando um efeito tectônico posterior. A sua evolução é determinada pela feldspatização de um xisto, com tectônica pós-cristalização.

3) Tipo Xistoso

São rochas de coloração cinza-esverdeada, textura fina. Constituem-se predominantemente de minerais filossilicáticos, com orientação segundo superfícies subparalelas. Não mostram bandas de composição mineralógica diferentes. Aparecem uniformemente feldspatizadas, com pouca silificação.

O aspecto das estruturas nesse tipo sugere um aporte de feldspatização, com pouca substituição metassomática, conservando a natureza xistosa original.

4) Tipo Brechóide

O tipo brechóide é o mais variado, pois é devido à brechação de outros tipos, principalmente foleada e xistosa, resultando em blocos soldados por um material interblocos. O tipo pena ou espinha de peixe, que é resultante da brechação de um xistoso feldspatizado, pode ser ressaltado.

Esse tipo é subdividido em grosseiro, médio e venular. O subtipo grosseiro é caracterizado pelo tamanho dos blocos acima de 5 cm, enquanto o médio possui blocos menores que 5 cm. O subtipo venular é caracterizado por inúmeros veios silicosos e outros de diferentes gerações. A interseção dos veios realça um aspecto brechóide de pequenos blocos, observado macro e microscopicamente.

Freqüentemente na brechação há perturbação das estruturas preexistentes, a altas temperaturas, produzindo estruturas convolutas nos blocos.

A evolução desse tipo indica metassomatismo e fragmentação em algumas gerações. Estruturas compressivas representam fraturamento e desabamento durante o arqueamento do domo. De modo geral, os subtipos mencionados representam a evolução da fenitização num volume variável, diretamente indicando diferentes fases em que os voláteis precederam a ascensão, posicionamento e consolidação do carbonatito.

A associação mineralógica dos veios necessita uma análise petrogenética à parte, uma vez que possuem possivelmente pirocloro.

5) Tipo Cavernoso

As rochas apresentam coloração variada, textura fina afanítica e densidade baixa. São feldspatizadas, mas com silificação em geral predominante. Podem ser divididas em vesicular e amigdaloidal, caracterizando o preenchimento de cavidades.

A natureza original dessas rochas pode ser um quartzito ou um quartzo xisto. A liberação tardia de voláteis permitiu a formação de vesículas e atividades de fluidos a baixa temperatura favoreceram o preenchimento pela sílica.

6) Tipo Maciço

Não apresentam estruturas orientadas da rocha original. São rochas maciças, homogêneas, e podem ser divididas nos seguintes subtipos:

a) Subtipo Granular

São rochas geralmente equigranulares de granulação média. O subtipo pode ser representado por quartzitos com pouca mica, intensamente feldspatizados, e por rochas compostas essencialmente por cristais de feldspatos, fanerítica com anfíbolos orientados, conferindo semelhança com a textura nematoblástica. Ainda nesse tipo inclui-se um tipo leucocrático, fanerítico, com duas gerações de feldspatos e quartzo. Uma das gerações de feldspato é maciça, branca e caulinizada, enquanto a outra é de agregados e cristais tabulares cinzas.

Não há evidências de estruturas originais para definir sua evolução.

b) Subtipo Pegmatóide

Este subtipo é caracterizado pelo crescimento dos cristais de quartzo e feldspato, dando uma textura pegmatoidal. Parte do quartzo encontra-se em agregado sacaroidal, em forma de manchas brancas, indicando trituração. Em geral agregados de feldspatos brancos, semelhantes a clevelandita, crescem ao redor do quartzo, e os minerais ferromagnesianos verde-escuros a pretos são disseminados ao redor dos feldspatos. Quando o quartzo não aparece, há um crescimento dos feldspatos, que são decompostos, e entre eles se encontram pequenas segregações de minerais verdes. O nome adequado para esse último é "fenito pegmatoidal brechoso".

CONCLUSÕES

A partir dos estudos realizados, com uma classificação de estruturas baseada nas observações mesoscópicas e checagem microscópica, as seguintes conclusões podem ser apresentadas:

1) Os fenitos do Domo de Catalão I, bordejantes do corpo sílico-carbonatítico, são denominados exofenitos. Eles possuem estruturas diversas, nas quais os brechóides são os dominantes.

2) Os fenitos são produtos de diversos graus e/ou estágios de metassomatismo, para os quais tanto a adição quanto a subtração de componentes contribuíram.

3) Os que sofreram pouca transformação apresentam ainda estruturas originais dos xistos. Os estágios avançados de transformação atingem a total modificação das estruturas, resultando em tipos maciços.

Inclui-se o tipo ultrafenito, *sensu stricto*, da definição de Von Eckermann (op. cit.), indicando estágio de reomorfismo causado pela adição metassomática de certos componentes, causando abaixamento suficiente de sólidas para promover fusão parcial.

4) As rochas possuem freqüente feldspatização, na qual visivelmente há um domínio de tipo K sobre Na (Tabela 3).

5) Os minerais ferromagnesianos participam de diversas maneiras, e muito especialmente nos veios interblocos. Junto com eles há possível presença de pirocloro e perovskita.

6) A presença incipiente de carbonatos (dolomita?) derivados da ação dos voláteis (CO₂) sobre os silicatos favorece a liberação de sílica (Verwoerd, 1966 b). Acréscimo de sílica nos estágios tardios, pós-cristalização do complexo, contribuindo na formação de veios e lentes, não pode ser ignorado.

7) O tipo brechóide é indicador de fragmentação e metassomatismo. As fases e/ou gerações que merecem destaque na petrografia resultaram na variação nas estruturas e no aparecimento de novas estruturas.

Segundo McKie (1966), o tipo brechado, com os subtipos mencionados, representa a evolução da fenitização num volume variável, diretamente indicando as fases diferentes em que os voláteis precederam a ascensão, posicionamento e consolidação do carbonatito. A associação mineralógica dos veios,

TABELA 3
Dados de Dosagem de Na e K de alguns
Exofenitos de Catalão I, Goiás

N.º de amostra	Na ₂ O	K ₂ O
CT A 35	1,63	10,19
CT B 18	2,13	10,50
CT C 31	0,75	9,56
CT D 17	0,11	8,81
CT E 34	0,14	11,93
CT M 26	1,71	4,81
* CT A 16	0,15	0,63
CT C 28	0,21	7,94
* CT C 62	0,68	1,10
CT D 15	2,63	3,38
* CT D 11	0,03	0,04
CT D 77 a	0,10	13,13
CT E 15	0,05	12,81
* CT E 56	0,05	0,05
* CT I 40	0,05	0,05
CT I 16 a	0,26	11,81
CT I 37	2,94	4,25
CT M 17 d	0,46	9,13

* Amostras quartzíticas com fraca fenitização

Analista: Químico Geraldo R. Boaventura, Depto. de Geociências,
Univ. Brasília. Laboratório de Geoquímica.

que inclui pirocloro e associados, além de merecer estudos petrogenéticos, é importante na exploração mineral dos complexos básico-ultrabásicos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à prof.^a Maria S. Adusumilli pela valiosa colaboração na determinação mineralógica dos ferromagnesianos através de raios X e microscopia.

Departamento de Geociências
Universidade de Brasília
70910, Brasília, DF, Brasil

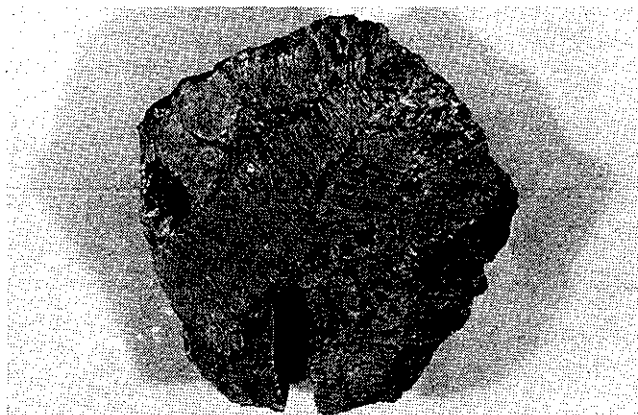


Foto 1: TIPO PENA ou ESPINHA DE PEIXE

Apresenta-se em blocos alongados, xistosos, feldspatizados e soldados. As direções de xistosidade formam um certo ângulo, sugerindo aparência de pena ou de espinha de peixe. Destacam-se alguns cristais porfiroblásticos de feldspato, variando em tamanho, dentro e fora desta estrutura. Os minerais escuros são ferromagnesianos.

Bibliografia

- BAECKER, M. L. — 1983 — A Mineralização de Nióbio do Solo Residual Laterítico e a Petrografia das Rochas Ultramáficas-Alcalinas do Domo de Catalão I, Goiás. Tese de Mestrado, Universidade de Brasília, 113 p.
- BARTH, T. F. W. & RAMBERG, I. — 1966 — The Fen Circular Complex. In Carbonatites. Editors: O. F. Tuttle & J. Gittins. Interscience Publ. New York, p. 231-234.
- BHASKARA RAO, A. — 1983 — Depósitos Minerais: Ambientes de Sua Formação e Modelos. Textos de aula (circulação restrita). Univ. Brasília, 136 p.
- BORODIN, L. S. & PAVLENKO, A. S. — 1974 — The Role of Metasomatic Processes in the Formation of Alkaline Rocks. In The Alkaline Rocks. Editor: H. Sorensen. John Wiley & Sons, New York, p. 515-534.
- BRÖGGER, W. C. — 1921 — Die Eruptivegesteine des Kristiania-gebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark-Norwegen. Vidensk. Selsk. Skrifter. I. Mat. Naturv. Kl. 1920. 9.
- CARVALHO, W. T. — 1974 — Aspectos Geológicos e Petrográficos do Complexo Ultramáfico-Alcalino de Catalão I, GO. Anais do Congr. Brasil. Geol. Vol. XXVIII, p. 107-123.
- HEINRICH, E. Wm. — 1976 — Contrasts in the Anatomy of Neighbouring Alkalic Carbonatitic Complexes. Proc. First. Int. Symp. On Carbonatites, Poços de Caldas. DNP, Brasília, p. 23-36.
- LAPIDO-LOUREIRO, F. E. — 1973 — Carbonatitos de Angola. Inst. Investigações Angola — Luanda. Memórias e Trabalhos. 11, 242 p.
- MATOS ALVES, C. A. — 1968 — Estudo Geológico e Petroológico do Maciço Alcalino-Carbonatítico do Quicuco (Angola). Imprensa Portuguesa, Lisboa, 153 p.
- MCKIE, D. — 1966 — Fenitization. In Carbonatites. Editors: O. F. Tuttle & J. Gittins. Interscience Publ., New York, p. 261-294.
- SMITH, W. C. — 1956 — A Review of some problems of African Carbonatites. Geol. Soc. London, Quart. Journ., Vol. 112, p. 189-294.
- VARTIAINEN, H. & WOOLLEY, A. R. — 1976 — The petrography, mineralogy and chemistry of the fenites of the Sokli carbonatites intrusion, Finland. Geol. Survey. Finland. Bull. 280, 87 p.
- VERWOERD, W. J. — 1966 a — South African Carbonatites and their Probable mode of origin. Annale Univ. of Stellensoch. Vol. 41, Série A, n.º 2, p. 115-233.
- VERWOERD, W. J. — 1966 b — Fenitization of Basic Igneous Rocks. In Carbonatites. Editors: O. F. Tuttle & J. Gittins. Interscience Publ. New York, p. 295-308.
- VON ECKERMANN, H. — 1948 — The Alkaline District of Alnô Island. Sveriges Geol. Undersök., Ser. Ca. n.º 36.

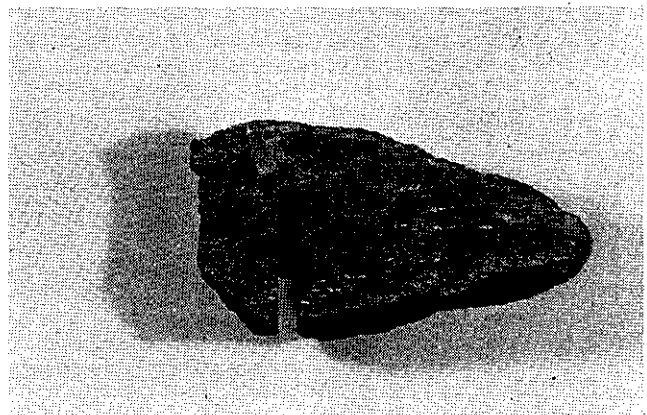


Foto 2: TIPO FOLIADO. Subtipo Gnáissico

Mostra-se uma estrutura gnáissica incipiente, devido à orientação de cristais ou de agregados de cristais de ferromagnesianos (pretos) e bolsões alongados de feldspato (branco). A matriz fina é afanítica e composta de ambos os minerais, apresentando leitões que produzem a textura gnáissica.

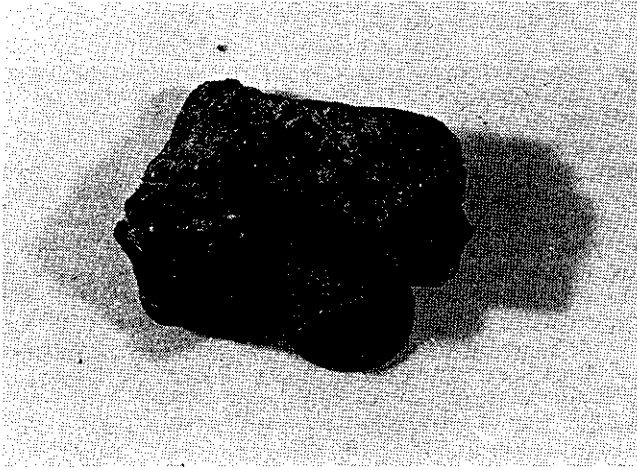


Foto 3: TIPO FOLIADO, Subtipo Bandado

Mostra-se rocha de granulação fina e constituição quase monominerálica; as bandas destacam-se, sendo essencialmente compostas de ferromagnesianos ou quartzo-feldspato.



Foto 4: TIPO FOLIADO, Subtipo Lenticular

Assemelha-se ao subtipo bandado, com leitos descontínuos, lenticulares e alongados, indicando um efeito tectônico pós-cristalização. Os leitos claros quartzo-feldspáticos destacam-se na matriz ferromagnesianas.



Foto 5: TIPO CAVERNOSO

Apresenta faixas escuras ferromagnesianas com granulação fina, encaixando faixas claras quartzo-feldspáticas com granulação variável e com cavidades. Estas são, em geral, de tamanho pequeno, estando ou não a serem preenchidas.

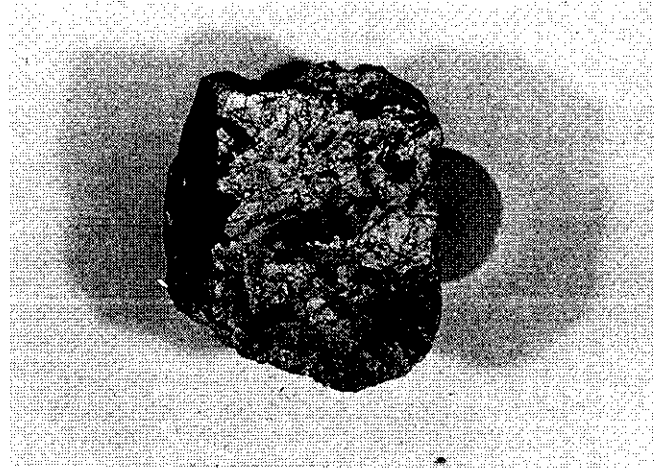


Foto 6: TIPO MACIÇO, Subtipo Pegmatóide

Com a forma de veios encaixados, frequentemente apresentando aspecto brechoso, o "fenito pegmatoidal brechoso" na fotografia é rico em feldspatos bem desenvolvidos e fragmentados e não possui quartzo. Mostra pequenas segregações de minerais ferromagnesianos alcalinos, de coloração verde-escura.

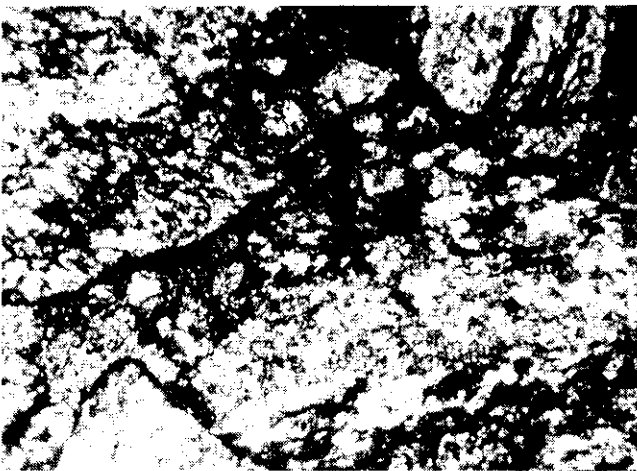


Foto 7: TIPO PENA

Microfotografia mostrando agregados de feldspato com preenchimento intergranular e interfragmental pelos ferromagnesianos tabulares (pretos).



Foto 8: TIPO FOLIADO, Subtipo Gnáissico

Microfotografia apresentando leitos quartzo-feldspáticos e ferromagnesianos, com espessura variável, mesma amostra da Foto 2. Efeitos locais tectônicos, produzindo estiramento dos fragmentos ou de substituição são bem visíveis.



Foto 9: TIPO FOLIADO. Subtipo Gnáissico

Microfotografia ilustrando o crescimento radial até esferulítico de ferromagnesianos (aegirina e arfvedsonita) segundo os planos de xistosidade. A variação na intensidade de coloração (cinzenta) é devida ao pleocroísmo.



Foto 10: TIPO FOLIADO. Subtipo Bandado com Velos

Microfotografia apresentando faixas ricas em ferromagnesianos e quartzo-feldspatos, impondo o aspecto de bandas. Velos posteriores ricos em ferromagnesianos, além de perovskita e/ou pirocloro (?), atravessam as bandas e mostram um aspecto de preenchimento de fraturas irregulares.



Foto 11: TIPO FOLIADO. Subtipo Lenticular

Microfotografia mostrando formas lenticulares de quartzo, feldspato e agregados ferromagnesianos (nicóis cruzados). Apresentam petrografia de natureza complexa, com variação extensa de granulação e gerações diversas de formação de ferromagnesianos alcalinos.



Foto 12: TIPO BRECHÓIDE. Subtipo Grossoiro

Microfotografia mostrando cristais poiquiloblásticos de microclina e ortoclásio. A matriz, de granulação fina, é rica em pequenos cristais de ferromagnesianos (piroxênios) e fragmentos de quartzo e feldspatos.



Foto 13: TIPO BRECHÓIDE. Subtipo Médio

Microfotografia mostrando agregados de cristais irregulares de feldspato turvo (hidratado). A matriz, quase afanítica, contém cristais tabulares e vermiformes (mirmequíticos?) de gerações diferentes de ferromagnesianos alcalinos e uma mistura de calcedônia e feldspatos.



Foto 14: TIPO BRECHÓIDE. Subtipo Venular

Microfotografia de um agregado brechóide de cristais e fragmentos irregulares, cortado por um veio. O veio apresenta um contato, não muito definido, e possui cristais deformados de clorita e ferromagnesianos, tendo às vezes pirocloro(?) numa matriz de calcedônia.



Foto 15: TIPO BRECHÓIDE. Subtipo Venular

Microfotografia apresentando veio torcido em forma de "cordão", composto de feldspatos hidratados, resultante de episódios de deformações posteriores, e impondo modificações no restante da rocha brechóide. A seqüência de cristalização e os episódios são complexos e são alvo de estudo petrográfico.

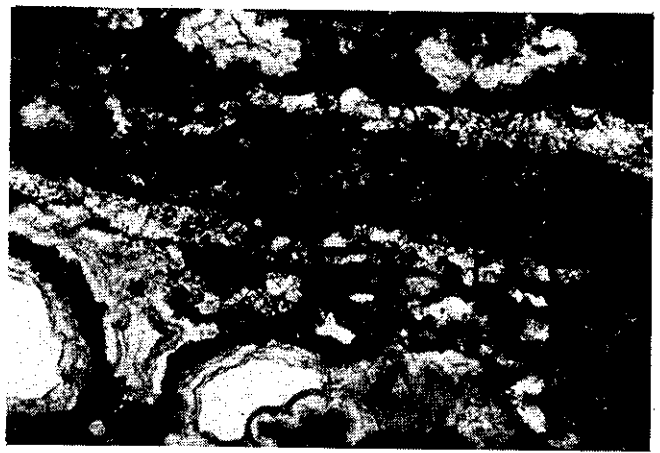


Foto 16: TIPO CAVERNOSO. Subtipo Vesicular

Microfotografia mostrando formas vesiculares preenchidas pelos minerais claros e/ou calcidônia. Evidencia-se mais de um estágio de formação e preenchimento de vesículas, sugerindo diversas gerações e/ou estágios de efeitos metassomáticos, liberação de gases e atividade de fluidos.



Foto 17: TIPO CAVERNOSO. Subtipo Amigdaloidal

Microfotografia de leucofenito com a formação de "drusa" com preenchimento dos compostos minerais derivados da encaixante. As drusas mostram um bordo de enriquecimento de ferromagnesianos e uma ligação entre si, evidenciada pelos feldspatos.

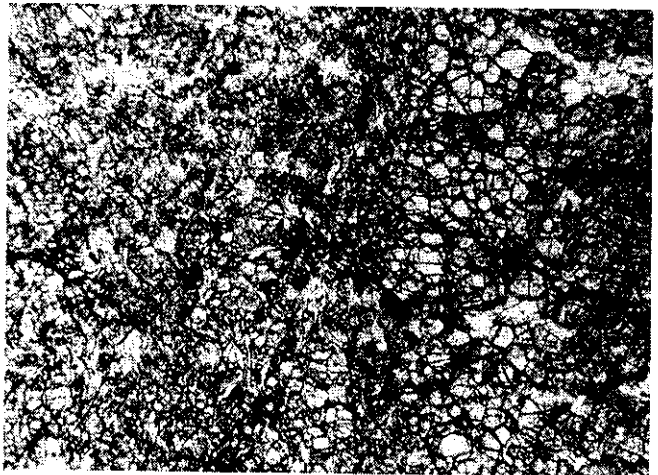


Foto 18: TIPO MACIÇO. Subtipo Granular

Microfotografia apresentando um aspecto "granular". De um lado tem-se textura granular triturada, e, do outro, uma textura granular resultante de substituição metassomática. A rocha original é possivelmente um quartzito.



Foto 19: TIPO MACIÇO. Subtipo Ultrafenito

Microfotografia destacando estrutura fluidal, com grãos de feldspato hidratado estirado e leitos finos de ferromagnesianos, indicando reomorfismo. As manchas pretas representam vesículas.

ENSAIO SOBRE A ESTRUTURAÇÃO CRUSTAL DO ESTADO DE MINAS GERAIS COM BASE NA INFORMAÇÃO GEOFÍSICA E GEOLÓGICA

N. L. E. HARALYI, Y. HASUI, J. A. MIOTO, V. M. HAMZA E CONSUELO R. V. RODRIGUES

ABSTRACT: Gravity, magnetic (airborne, Magnet and Mag-sat), heat flow and seismicity available data for the State of Minas Gerais and adjacent regions is here analyzed, discussed and integrated with the geological information.

The Late Archean crustal structure is defined as blocks of granite-greenstone terrains separated by belts of high-grade terrains. These belts in the Eastern and Southern Minas Gerais represent the lower parts of the Vitória, São Paulo and Paraná Blocks, which were upthrust over the Brasília Block through low-angle ductile simple shear zones.

That regional structure is cutted and somewhat displaced by NW, ENE, NE and NS fault sets. These faults are mostly related to the Transamazonian Event, and their geological expression seems to be as high-angle ductile simple shear zones.

The development of the Middle/Upper Proterozoic folded sequences, the incidence of the Brasiliano/Uruaquano thermotectonic events and the geometry of the São Francisco Craton were highly influenced by the preexistent weakness zones. The high-grade terrains, the borders of the Brasília Block and the Transamazonian lineaments have been preferentially affected.

The tectono-magmatic manifestations of the Wealdenian Reactivation, related to the opening of the Atlantic Ocean, occurred mostly along the uplifted zones (Alto Paranaíba Uplift) that developed partially till the rift stage (Mantiqueira Uplift). These processes reveals clearly the influence of the old structures of the State of Minas Gerais.

The Mantiqueira Uplift presents a more accentuated seismic activity and thermal flow regime than the neighbourhood regions, so corresponding to the present less stable area of Minas Gerais.

sat, compondo um acervo apreciável que possibilita a obtenção de resultados diversos e sua integração.

Este ensaio tem por objetivos explorar essas informações na definição de estruturas regionais e, levando em conta os dados geológicos existentes, contribuir para a compreensão do território mineiro.

OS DADOS EXISTENTES

Magnetometria

Dados Aeromagnéticos

Os dados aeromagnéticos foram obtidos pelo Convênio Geofísico Brasil—Alemanha (DNPM/Prakla), com medidas da magnitude do campo total (F escalar), em pontos espaçados de 70 m ao longo de linhas de vôo E-W, afastadas entre si de 2 km. A altitude dos vôos foi de 950 a 1.600 m acima do nível do mar, com média ao redor de 1.200 m; em função da topografia, as medidas foram feitas no intervalo entre 200 e 450 m acima da superfície do terreno.

A área do levantamento aeromagnético do Convênio Geofísico Brasil—Alemanha cobre quase todo o Estado de Minas Gerais e o Espírito Santo (570.000 km²), exceto a parte da Bacia do Paraná no Triângulo Mineiro, a Oeste do meridiano 48°W, e na parte Noroeste do Estado de Minas Gerais, a Oeste do meridiano 46°50'W.

Dos valores medidos do campo magnético total (F) foram subtraídos os valores do campo regional teórico (T) e os resultados foram representados em mapas de isoanomalias do campo magnético total ($A = F - T$). A fórmula de cálculo do campo regional teórico (T) utilizada pela Prakla considera um gradiente vertical de 0,02 nT/m e é uma expressão polinomial do segundo grau em coordenadas UTM.

Embora a precisão dos levantamentos seja de 1 nT, as curvas de isovalores têm equidistâncias de 5 nT nas áreas com gradiente horizontal $d(F-T)/dx = 1$ nT/15 m. Para gradientes horizontais mais elevados a equidistância das curvas de isoanomalias passa sucessivamente para 25, 100 e 500 nT.

A apresentação dos resultados foi em forma de cartas de isoanomalias do campo magnético total na escala 1:100.000 (232 folhas), reduzidas para 1:500.000 (14 folhas) e 1:1.000.000 (uma folha).

Detalhamento aeromagnético foi realizado na região do Triângulo Mineiro (Monte Carmelo) por helicóptero numa área de 3.260 km², dividida em cinco subáreas. As medidas foram realizadas na área Monte Carmelo-1 em altitude de 30/45 m, na direção N42E, com separação média das linhas de vôo de 310 m. Os resultados foram apresentados em mapa do campo total subtraídos de 24.000 nT, na escala 1:62.450 e com intervalos de contorno de 25 nT (Sengpiel & Eberle, 1975).

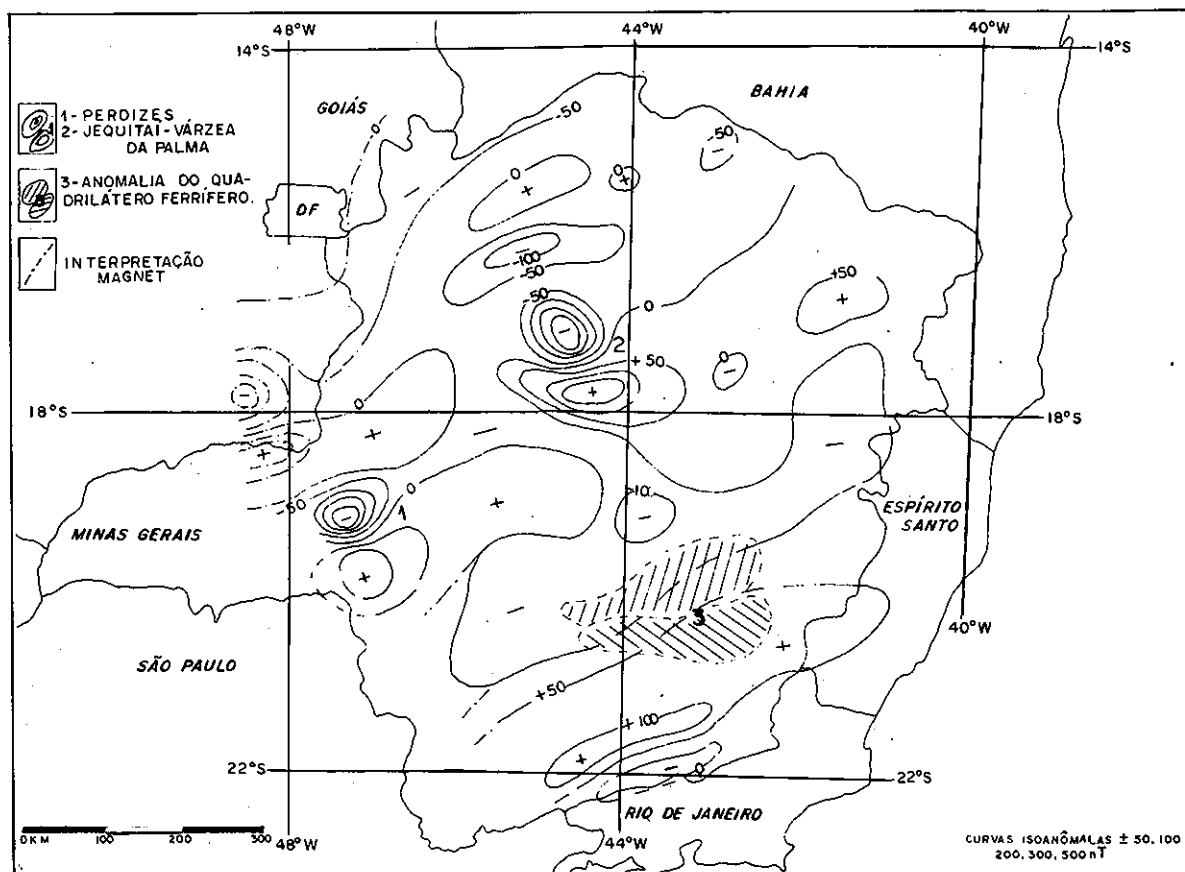
Gasparini *et alii* (1981) e Mantovani & Shukowsky (1982 e 1983) apresentaram o mapa magnético de Minas Gerais, processado a partir da digitalização dos dados dos mapas de isoanomalias em uma grade de 5x5 km, referido ao modelo do campo magnético da Terra IGRF-D e filtrado das anomalias de comprimento de onda inferiores a 0,1°. Os mapas das anomalias de comprimento de onda $\lambda > 88$ km e $\lambda > 266$ km foram elaborados por Corrado *et alii* (ajud Gasparini *et alii*, 1981), e

INTRODUÇÃO

A utilização dos dados geofísicos para reconhecer a estruturação crustal foi iniciada há alguns anos no Brasil. Os resultados já apresentados e sua conjugação com a informação geológica têm permitido traçar aspectos da arquitetura regional e de seu desenvolvimento que não se pode mais ignorar nas reconstituições geológicas realísticas da evolução crustal.

O Estado de Minas Gerais dispõe de dados gravimétricos em mais da metade de sua extensão, de dados aeromagnéticos para a quase totalidade, bem como de algumas informações de sismologia, de fluxo térmico e de sísmica de refração. A estes dados podem-se somar aqueles do Projeto Magnet e do Mag-

Figura 1

Mapa Aeromagnético $\lambda > 100\text{km}$ 

o mapa residual para $\lambda > 80$ km da parte NE de Minas Gerais foi apresentado por Corrado *et alii* (1979).

A figura 1 apresenta o mapa filtrado para $\lambda > 100\text{km}$, obtido a partir dos mapas publicados pelo Convênio Geofísico Brasil—Alemanha (1971 e 1972) e Convênio DNP/CPM (1976) e do mapa reduzido ao IGRF-D, $\lambda > 0,1^\circ$ (Mantovani & Shukowsky, 1983), dos quais foram inicialmente removidas as anomalias de pequenos comprimentos de onda correspondentes aos corpos aflorantes ou próximos à superfície, bem como as anomalias causadas pelos itabiritos da região do Quadrilátero Ferrífero, pelos corpos alcalinos Serra Negra/Salitre e outros corpos magneticamente menos proeminentes.

O Projeto Alto Paranaíba (Convênio DNP/CPM) estendeu o levantamento aeromagnético de Minas Gerais para a área limítrofe do SE de Goiás, com linhas de voo na direção SW-NE e altitude média de voo de 150 m sobre o terreno. A apresentação dos resultados deste projeto é na forma de mapas de intensidade do campo magnético total (F) diminuída de 24.000 nT, em escala 1:100.000, com equidistância das curvas de isovalores de 5 nT.

A análise dos mapas aeromagnéticos do Estado de Minas Gerais revela que, apesar de os dados terem sido registrados com espaçamento médio de 70 m, praticamente não há anomalias com comprimentos de onda inferiores a 2 km. De fato, as anomalias lineares ou lineamentos magnéticos do Oeste de Minas Gerais (Bosum, 1973) apresentam comprimentos de onda de $\lambda = 2,5-3,0$ km e $\lambda = 2,0$ km quando dispostos normalmente à linha de voo. Por outro lado, nos mapas dos vôos de detalhe, por helicóptero em altitude de 30/45 m e linhas separadas de 310 m no Oeste de Minas Gerais (Sengpiel & Eberle, 1975), esses mesmos lineamentos apresentam $\lambda = 800$ m e nos perfis de campo reconhecem-se valores de $\lambda = 250/350$ m (Haralyi, 1978, inédito). Conclui-se daí que a eliminação ou suavização e alargamento das anomalias de pequeno comprimento de onda são devidos ao tamanho da malha (ou grade)

usada para interpolar os dados originais com o fito de se elaborar o mapa de isonômas por programa de contorno automático em computador. No caso dos mapas do Projeto Alto Paranaíba (Convênio DNP/CPM, 1976), onde a malha de interpolação usada para contorno das anomalias foi de 500 x 500 m, o comprimento de onda médio na extensão dos lineamentos magnéticos do Oeste de Minas Gerais é de $\lambda = 2,5$ km.

Tais fatos indicam que o mapa magnético de Minas Gerais deve ser enfocado como produto de uma filtragem com comprimento de onda variável de acordo com o ângulo entre a estrutura considerada e a orientação da malha interpolada (θ). No caso geral, o comprimento de onda mínimo (λ m) será dado pela expressão:

$$\lambda m = 3 \cdot a \cdot K / \cos \theta,$$

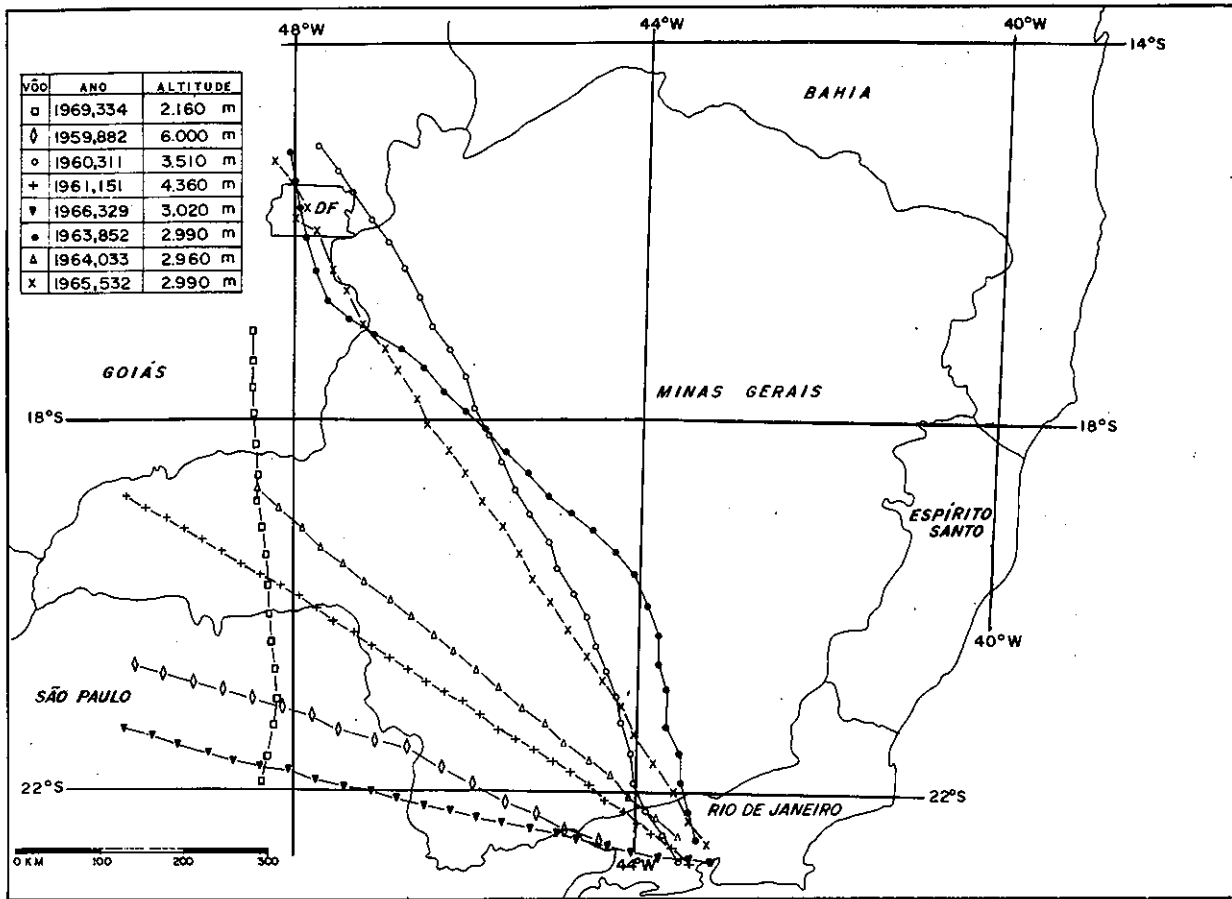
onde: a é o tamanho da malha utilizada no contorno automático; θ é o ângulo ($< 45^\circ$) entre a estrutura e uma das orientações da malha; K é uma constante dependente do algoritmo utilizado no processo de contorno automático ($0,7 < K < 1,5$).

Desse modo, anomalias de menores comprimentos de onda, como no caso de pequenos corpos intrusivos de natureza ultrabásico-alcalina, não são detectáveis nestes mapas (Svisero *et alii*, 1982 e Haralyi & Svisero, 1984).

Outro detalhe a se comentar sobre os lineamentos magnéticos é que de modo geral eles se apresentam nos mapas com a forma de um alinhamento de bipólos. Na realidade, esta forma de representação é decorrente da deficiência do programa de contorno automático utilizado, que não emprega técnicas de autocorrelação entre perfis sucessivos. Tal tipo de representação de bipólos isolados é mais acentuado quanto menor for o ângulo formado entre as linhas de voo e a estrutura magnética, como no caso dos lineamentos do Oeste de Minas Gerais. Nos levantamentos do projeto Alto Paranaíba este problema foi em grande parte corrigido e as anomalias são mais contínuas.

Figura 2

Perfis dos Vôos do Projeto Magnet (1959-1970).



Dados do Projeto Magnet

Os vôos aeromagnéticos do Projeto Magnet do Estado de Minas Gerais foram executados pelo U. S. Naval Oceanographic Office, no período de 1959-1970, com a finalidade primeira de obter dados para a elaboração do modelo de campo magnético da Terra.

Nesse trabalho, a identificação dos perfis do Projeto Magnet é feita pela data do levantamento, por exemplo, 1965,532 é o dia 194 (0,532 x 365) do ano de 1965, ou seja, 13 de julho.

Foram medidos o campo magnético total (F) e em alguns vôos as componentes vetoriais I (inclinação), D (declinação), Z (componente vertical) e H (componente horizontal).

As altitudes dos vôos sobre Minas Gerais variaram de 2,2 a 6 km acima do nível do mar, sendo a metade destes em alturas de 3 a 3,5 km. As medidas magnéticas foram tomadas em intervalos de aproximadamente 40 km ao longo das linhas de vôo (Godoy, 1982). O Estado de Minas Gerais é cruzado parcialmente por oito destas linhas de vôo na região W-SW-S, conforme mostrado na Figura 2.

Quanto aos dados do Projeto Magnet, há que se considerar que as altitudes dos vôos de 232,7 km acima da superfície do terreno implicam filtragem de anomalias com comprimentos de ondas inferiores a 1,5-2,0 km. Por outro lado, o espaçamento de cerca de 40 km entre as medidas somente permite o estudo de anomalias com comprimentos de ondas superiores a 90 km (ao longo da linha de vôo). Anomalias de menor comprimento de onda aparecem como ruídos que devem ser eliminados antes da interpretação dos dados.

Uma vez que a análise espectral dos dados aeromagnéticos de Minas Gerais indicou nítida separação da contribuição das fontes mais profundas a partir de $\lambda = 80$ km ou 0,01125 ciclos/km (Corrado *et alii*, 1979), conclui-se que os dados do

Projeto Magnet são apropriados para a análise da estruturação crustal.

A importância destes vôos reside no fato de permitir, além da modelagem do campo magnético principal da Terra, o estudo das estruturas magnéticas mais profundas ao serem consideradas, conjuntamente com os dados de campo total, as informações de inclinação do campo magnético e com os levantamentos aeromagnéticos realizados a baixa altura sobre o terreno.

No processamento, os dados dos perfis do Projeto Magnet são reduzidos do campo magnético principal da Terra por ajuste de uma função quadrática por mínimos quadrados. A Figura 3 mostra que no perfil Rio de Janeiro—Brasília realizada em 1965, além desta componente principal do campo magnético terrestre, ainda há sobreposta a ela uma componente de pequena amplitude e de grande comprimento de onda (940 km), cuja origem se deve a irregularidades de âmbito regional profundo, na crosta inferior.

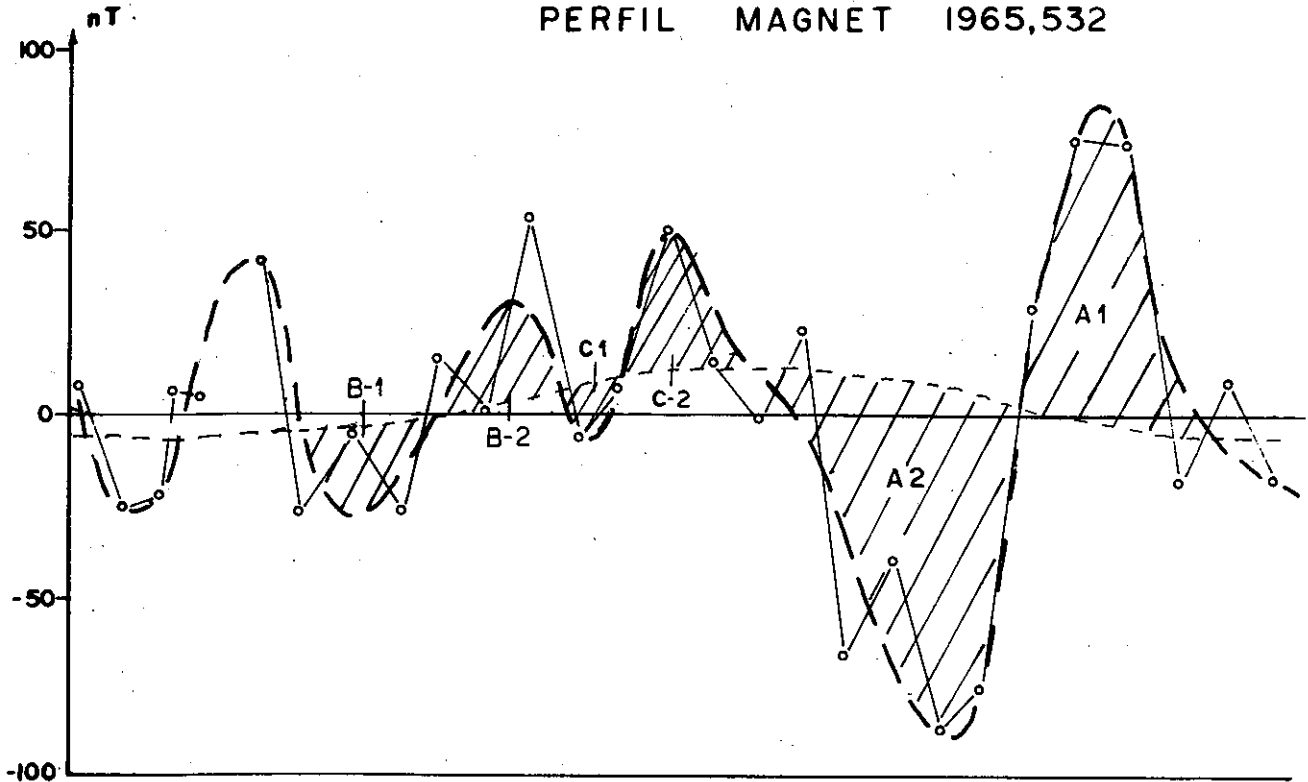
Medidas por Satélites

Medidas do campo magnético total têm sido efetuadas por diversos satélites artificiais desde 1959 e utilizadas para modelagem do campo magnético principal da Terra e seu gradiente vertical. Informações mais detalhadas foram obtidas pelo Satélite Magsat com dados colhidos em órbitas situadas entre 300 e 560 km de altitude. Foram ainda colhidos dados úteis em órbitas mais baixas (até 180 km) antes da destruição do satélite na sua reentrada na atmosfera terrestre, em 11 de junho de 1980, após sete meses e meio de funcionamento (Settle & Langel, 1982). As medidas individuais do campo magnético total (F escalar) e do campo vetorial em três direções ortogonais foram realizadas com precisão de 3 nT e 6 nT, respectivamente.

Figura 3

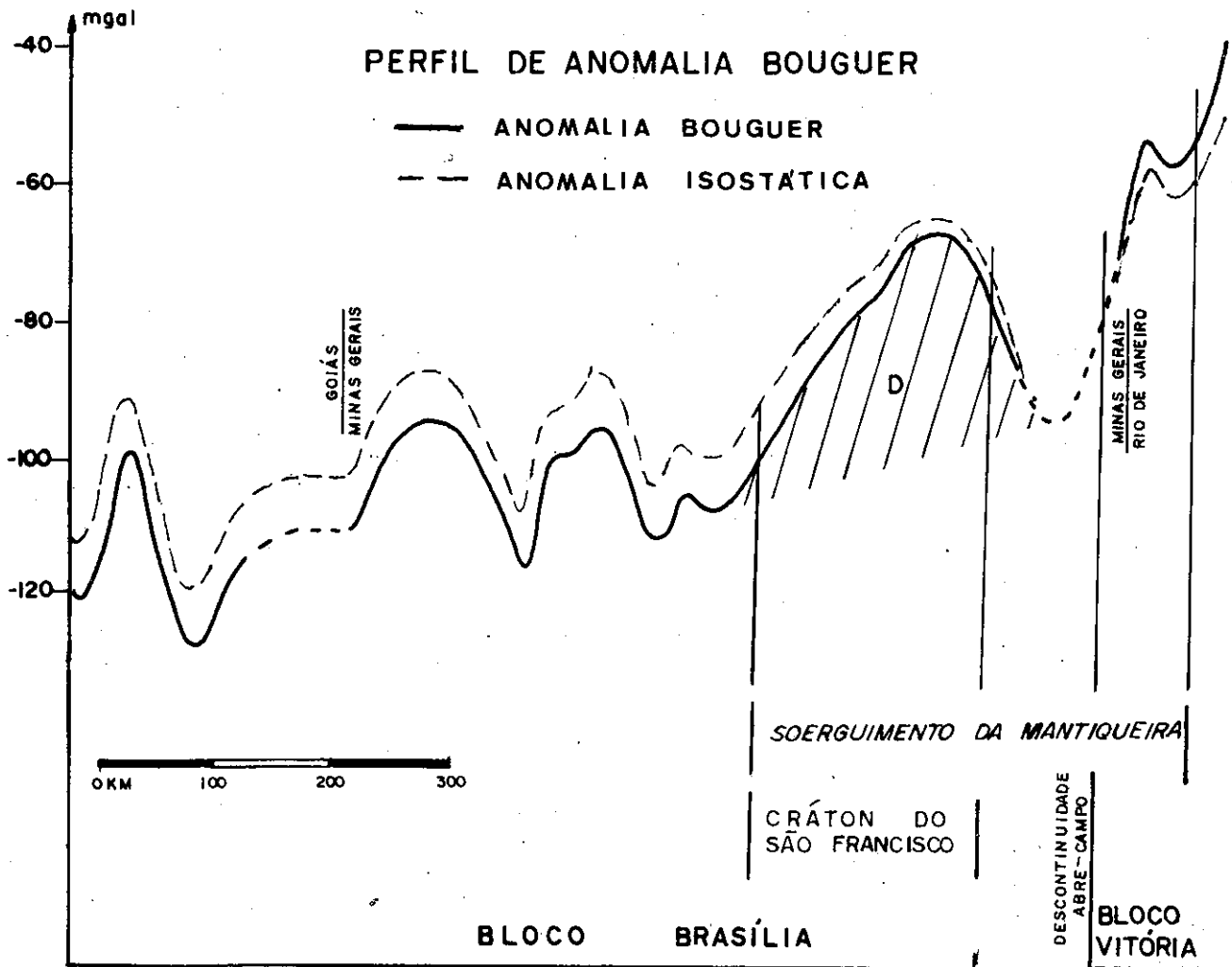
Perfis Magnet e Bouguer Rio de Janeiro — Brasília

PERFIL MAGNET 1965,532



PERFIL DE ANOMALIA BOUGUER

— ANOMALIA BOUGUER
 - - - ANOMALIA ISOSTÁTICA



0 KM 100 200 300

A integração das medidas efetuadas em diversas órbitas e filtradas das variações temporais permitiu o cálculo do valor médio do campo escalar (F) em grade de 2 x 2 graus seguido da elaboração de mapas por contorno automático. Os dados de campo total foram, por outro lado, transformados em um mapa de aproximação de fonte pontual equivalente, reduzido da polarização radial de 60.000 nT e apresentado na Figura 4 com intervalo de 2 nT para a área de Minas Gerais.

Os dados são disponíveis no National Space Science Data Center (Greenbelt, EUA) e foram interpretados preliminarmente por Yuan *et alii* (1982).

Principais Feições Magnéticas

O processamento dos mapas aeromagnéticos referidos acima permite identificar lineamentos, zonas calmas, perturbadas e muito perturbadas, anomalias locais e anomalias de origem profunda.

a) Lineamentos

Os lineamentos são anomalias magnéticas bipolares, muito alongadas, geralmente com comprimento de onda (λ) de 2,0 a 3,0 km, amplitude de até 300 nT e polaridade normal ou reversa. Na Figura 5 estão representados os lineamentos maiores identificados. A Figura 6 mostra o histograma e a rosácea dos 11.681 km de lineamentos interpretados, que mostram quatro direções principais.

Alguns sistemas de lineamentos de direções NW têm extensões superiores a 400 km, como o caso dos lineamentos do Oeste de Minas Gerais (Bosum, 1973) e que são paralelos a outros lineamentos na parte central do Estado. Outros lineamentos, presentes de modo destacado na parte S e NE do Estado, têm direção NE. Salientam-se ainda lineamentos com direção

NS, melhor representados na parte central do Estado de Minas Gerais, ao lado de lineamentos EW e de outras direções.

Os sistemas principais são interrompidos ou deslocados por outros, sugerindo em diversos pontos suas relações temporais e permitindo estimar-se os rejeitos horizontais envolvidos nos movimentos. Assim, observa-se na Figura 5 que os lineamentos NW, NS e NE se sucederam nesta ordem no tempo e que os deslocamentos visíveis são de alguns quilômetros.

b) Zonas Calmas

A análise visual dos mapas aeromagnéticos já permite reconhecer diferentes padrões regionais, decorrentes da superposição de anomalias de tipos diversos.

Esses padrões regionais são definidos em termos de relevo magnético (Bosum, 1973; Ferreira & Cavalcante, 1978; Almeida *et alii*, 1980 e Haralyi & Hasui, 1982 a), que pode ser calmo, perturbado ou muito perturbado.

As zonas magneticamente calmas têm predomínio de anomalias de pequena amplitude e geralmente de $\lambda > 5$ km. Aparecem em extensa porção do Noroeste do Estado de Minas Gerais (Figura 5), grosso modo abrangendo a Bacia Alto-Sanfranciscana e a parte não dobrada do Grupo Bambuí. Como essas coberturas sedimentares têm baixa suscetibilidade magnética, as anomalias do seu embasamento são mais ou menos suavizadas em função da altura de voo.

Aparecem também como faixas descontínuas e alongadas nas porções S, E e NE de Minas Gerais (Figura 5), descrevendo arcos paralelos às divisas com o Leste paulista, Rio de Janeiro, Espírito Santo e S da Bahia. Duas faixas estão configuradas: a ocidental está inteiramente contida em Minas Gerais e a oriental aparece no Rio de Janeiro, Espírito Santo e S da Bahia, com pequena representação no lado mineiro. Estas faixas têm 35-80 km de largura e refletem rochas de baixa suscetibilidade magnética.

Figura 4

Mapa Magnético Magsat

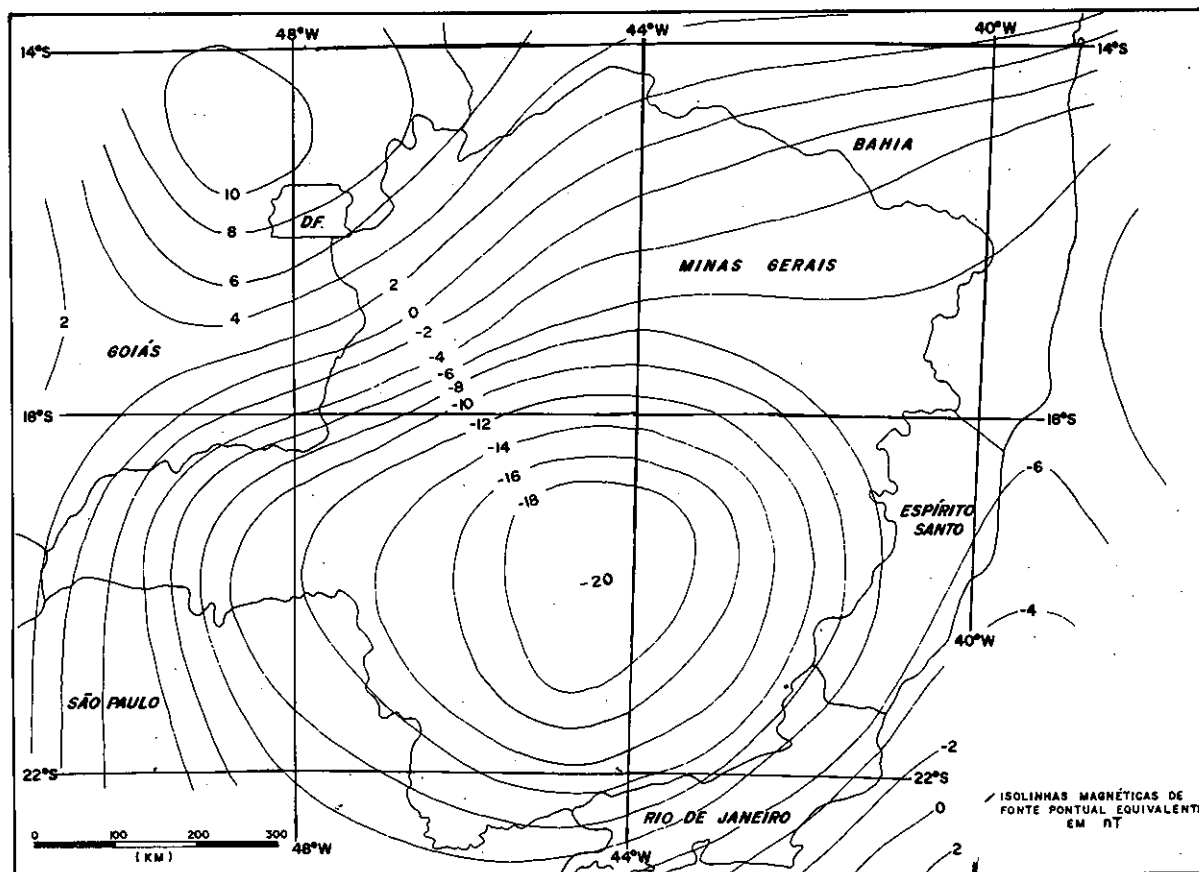
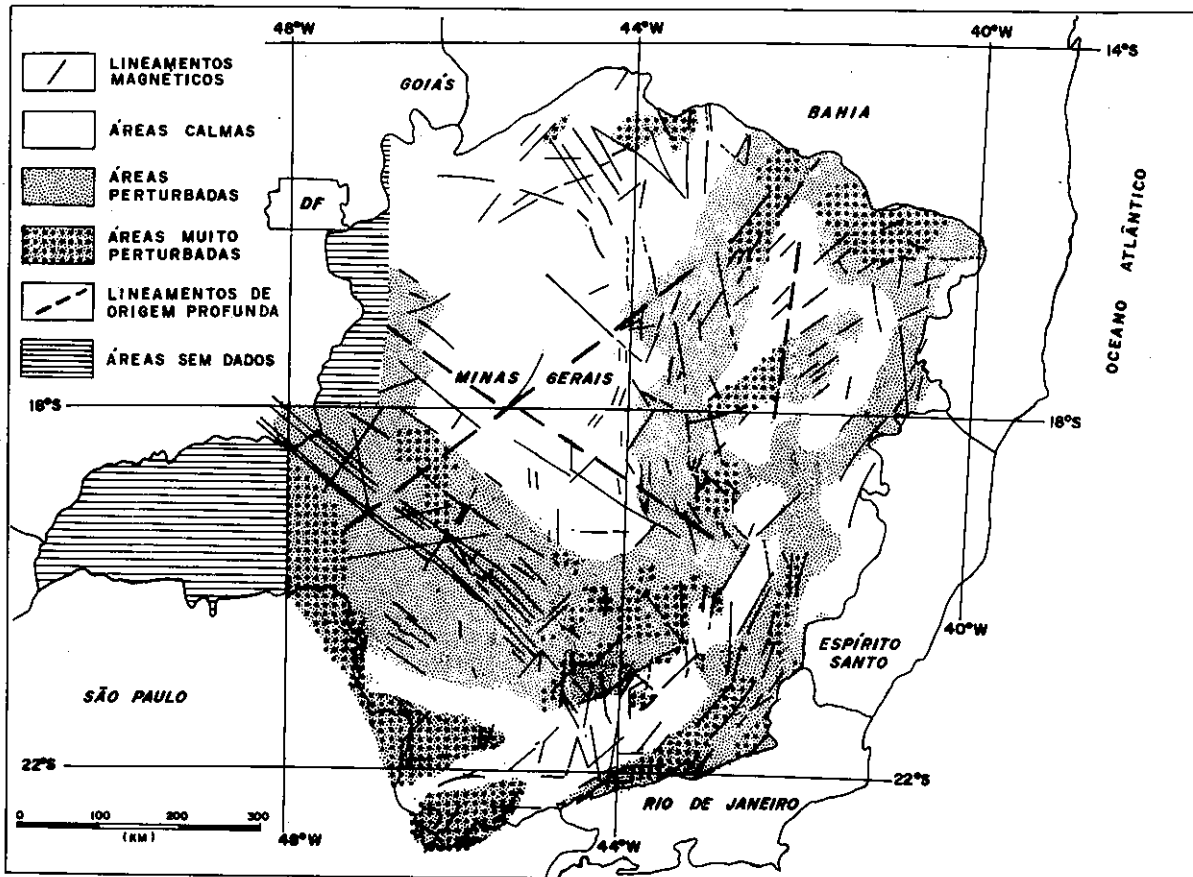


Figura 5

Interpretação Aeromagnética



c) Zonas Perturbadas

As zonas perturbadas têm predomínio de anomalias com $\lambda > 3$ km, com intensidades até 100 nT, raramente chegando a 300 nT. Elas configuram largas e extensas faixas, como mostrado na Figura 5.

d) Zonas Muito Perturbadas

As zonas muito perturbadas correspondem a regiões com anomalias de amplitudes acima de 300 nT, geralmente com $\lambda > 10$ km. Dois tipos podem ser separados:

— aquele com anomalias de comprimento de onda menor que 5 km e amplitude de até 800 nT. Essas zonas correspondem à porção NE da Bacia do Paraná e à Bacia Alto-Sanfranciscana (região da Serra da Mata da Corda);

— aquele com comprimentos de onda entre 3 e 10 km, geralmente de forma alongada, e com elevado gradiente horizontal. Corresponde às demais áreas indicadas na Figura 5.

e) Anomalias Locais

Elas têm caráter bipolar ou quadripolar e geralmente comprimentos de onda entre 10 e 50 km. Correspondem a corpos intrusivos, como os de Araxá, Tapira, Serra Negra/Salitre e Ubari, ou a corpos não-aflorantes, como os de São Gotardo, Ibiá e outros. A polaridade é, geralmente, normal.

f) Anomalias de Origem Profunda

São regionais, com comprimentos de onda superiores a 80 km (Corrado *et alii*, 1979) e podem ser alongadas ou localizadas.

As anomalias alongadas têm geralmente direções ENE a NE, destacando-se aquela do Centro-Sul de Minas Gerais. Ela tem $\lambda = 260$ km, polaridade reversa e orientação ENE.

Estende-se por mais de 600 km, entre os meridianos de 46° e 41°W (Figura 1). Esta extensão não é expressa pelos dados aeromagnéticos em virtude da interferência da zona altamente perturbada da Bacia do Paraná, mas bem mostrada pelos dados Magnet (Figura 7).

Ela está localmente perturbada por uma anomalia de polaridade normal com $\lambda = 130$ km, entre Itabira e Ponte Nova, junto ao Quadrilátero Ferrífero (3 na Figura 1). No perfil 1965,532 do Projeto Magnet (A1 e A2 na Figura 3), a anomalia destaca-se com comprimento de onda de cerca de 240 km entre as coordenadas 43°40'W/22°S e 45°15'W/19°40'S, com amplitude de 170 nT e polaridade reversa.

Outros quatro vôos do Projeto Magnet na região S do Estado também detectaram essa anomalia principal com características similares. A comparação destes perfis com os dos levantamentos do Convênio Geofísico Brasil—Alemanha mostra inteira coincidência especialmente com o mapa magnético filtrado $\lambda > 88$ km (Corrado *et alii*, *apud* Gasparini *et alii*, 1981).

No mapa magnético filtrado e reduzido ao pólo (Mantovani & Shukowsky, 1982 e 1983), essa anomalia transforma-se em uma zona de baixos magnéticos segmentados por efeito de anomalias de corpos superficiais, o que está de acordo com o mapa Magsat, no qual corresponde a uma extensa anomalia negativa que alcança valores de -20 nT.

Outra anomalia magnética menor e alongada, identificada nos vôos do Projeto Magnet (1965,532), está localizada entre as coordenadas 47°30'W/16°45'S e 46°30'W/18°10'S, na divisa Minas—Goiás (B1 e B2 na Figura 3). Ela tem menor amplitude (60 nT), polaridade reversa e $\lambda = 160$ km. Sua extensão para o NW de Minas Gerais está bem destacada nos mapas aeromagnéticos filtrados (Figura 1), com amplitude superior a 110 nT, $\lambda = 140$ km e direção ENE.

Na Figura 1 aparece um lineamento magnético de origem profunda, passando pelas anomalias locais 1 e 2 e tendo direção NE. Esta vasta anomalia destaca-se no perfil Magnet da

Figura 6
Rosácea e Histograma de Lineamentos Magnéticos

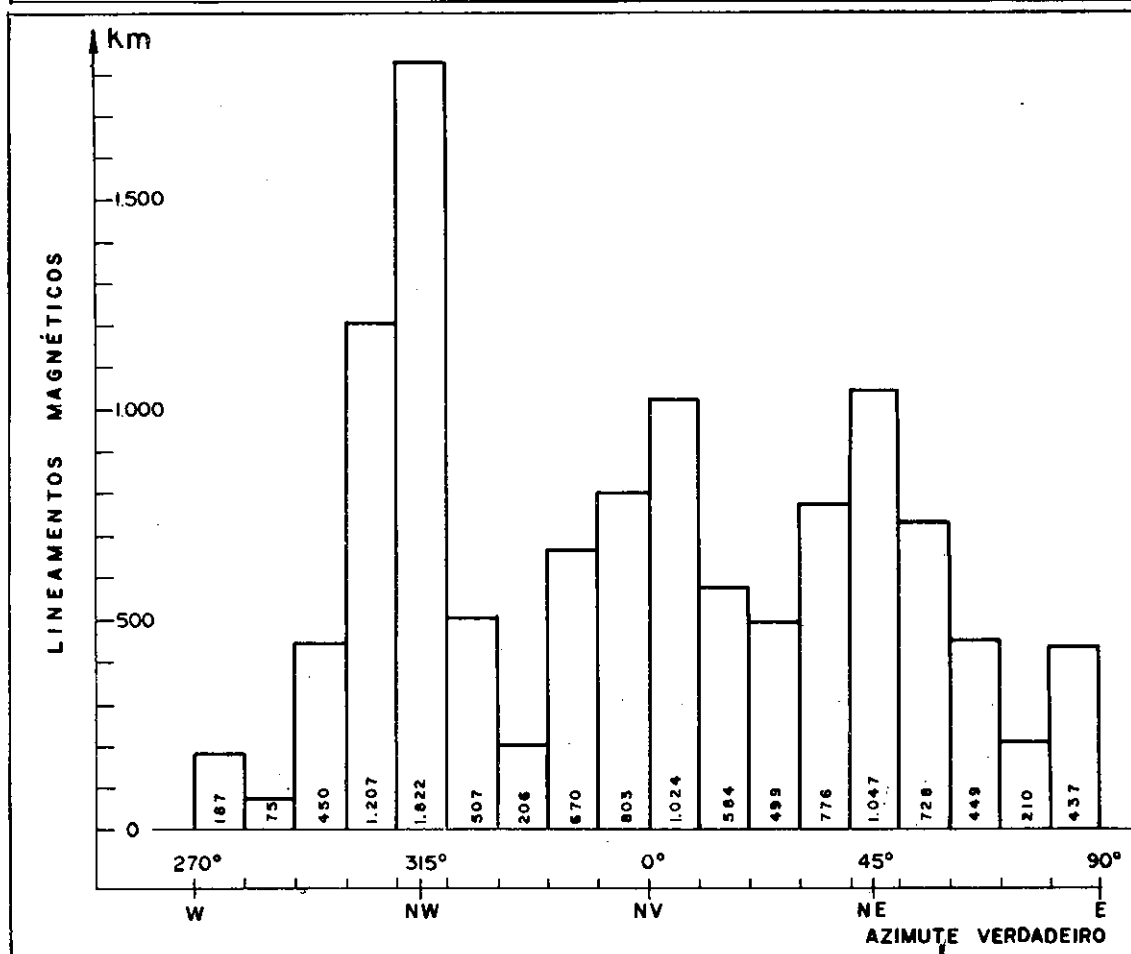
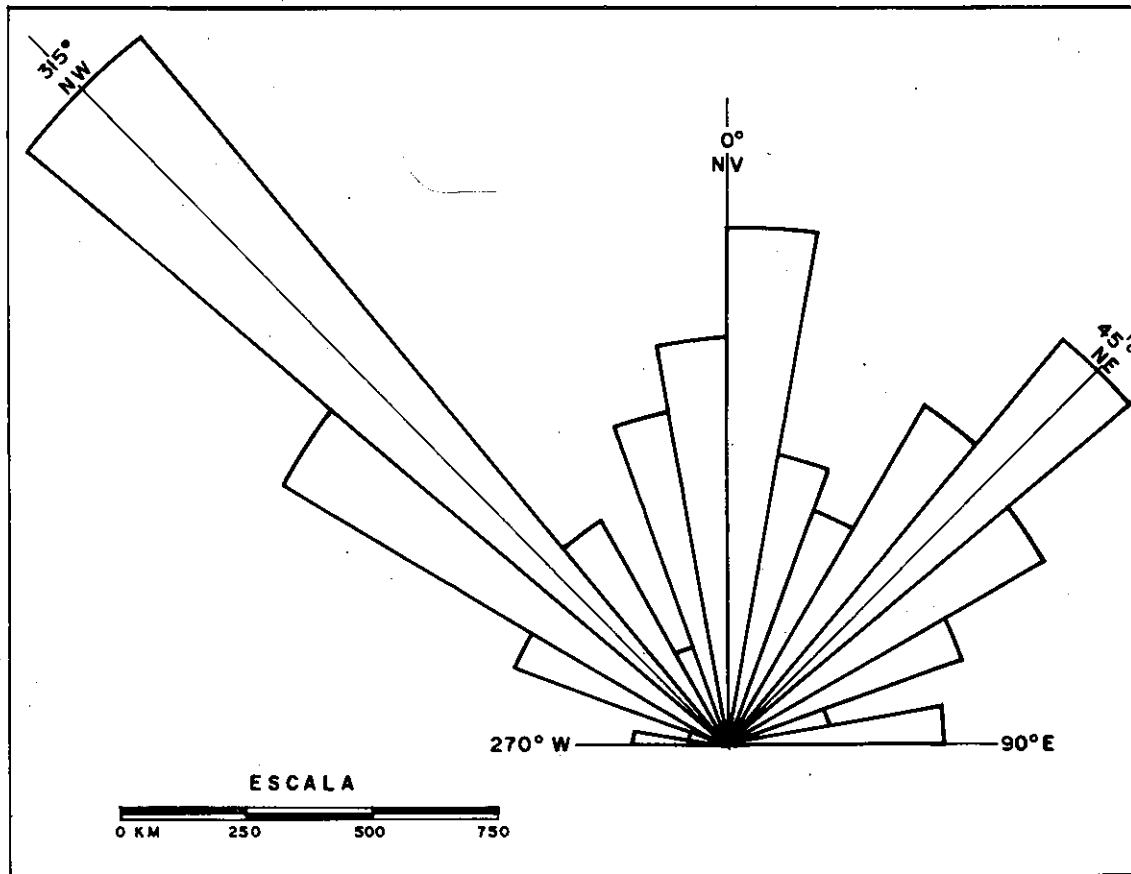


Figura 3 (C1 e C2), com $\lambda = 120$ km e amplitude de 70 nT, deslocando o traço da descontinuidade de Alterosa na altura da divisa dos Estados de São Paulo e Minas Gerais, o que conduz a interpretá-la como ligada a uma descontinuidade com bloco S abatido/bloco N elevado. Ela está representada na Figura 5.

Na Figura 7, o perfil Magnet mostra a existência de pequena anomalia reversa de $\lambda = 120$ km e amplitude de 50 nT, indicada por C1 e C2. O pólo negativo desta anomalia aparece na Figura 1, alongado segundo ENE, junto à divisa com o Rio de Janeiro.

Um outro expressivo lineamento de origem profunda aparece na Figura 1, de direção NW, passando pela região central do Estado. Ele está representado na Figura 5.

Mais um lineamento expressivo se salienta entre os paralelos 16° e 18° S, com direção próxima de NS na altura do meridiano 42° W, indicado por anomalia reversa, negativa a W e positiva a E.

As anomalias localizadas são bipolares, elípticas ou quase circulares, com relação de diâmetros EW/NS < 2.

As mais destacadas são (Figura 1):

1) Perdizes (centrada em 19°20'S e 47°15'W), com comprimento de onda de aproximadamente 120 km, com polaridade reversa. Foi estudada por Haralyi (1978 e 1980). Convém notar que o pólo positivo da anomalia aeromagnética correspondente se acha parcialmente mascarado pelas anomalias dos corpos alcalinos de Araxá e Tapira, porém perfeitamente delineado no perfil do Projeto Magnet, com polaridade reversa, amplitude pico a pico de 140 nT e comprimento de onda de $\lambda = 190$ km (F1 e F2 na Figura 7). Além do mapa filtrado $\lambda > 100$ km, também no $\lambda > 88$ km (Gasparini *et alii*, 1981) e no mapa reduzido ao pólo (Mantovani & Shukowsky, 1982 e 1983) tal anomalia se acha bem delineada.

2) Várzea da Palma—Jequitai (centrada em 19°20'S e 44°40'W), com polaridade reversa, comprimento de onda de 140 km. Foi citada por Bosum (1973).

3) Ponte Nova—Itabira (centrada em 43°10'W e 20°10'S), com polaridade normal, alongada segundo WSW-ENE, com comprimento de onda de 140 km.

Outra anomalia similar à de Perdizes e Várzea da Palma/Jequitai esboça-se na divisa Minas Gerais/ Goiás (4 na Figura 1), com seu pólo negativo delineado parcialmente pelos levantamentos aeromagnéticos de Minas Gerais e do Projeto Alto Paranaíba, centrada na altura de Caldas Novas (GO).

Anomalias Magsat

O mapa Magsat (Figura 4) mostra valores de -20 nT na região Centro-Sul do Estado, o que em relação a uma regional de -6 nT significa uma anomalia efetiva de -14 nT. Tal anomalia acha-se alongada para Oeste. A análise matemática permitiu separar a anomalia Magsat em duas distintas fontes:

a) anomalia maior, centrada em 20°S e 44°30'W, coincidente com a anomalia aeromagnética e Magnet de $\lambda = 240$ km anteriormente discutida (A1 e A2 na Figura 3);

b) anomalia menor, centrada em 20°S e 47°30'W, coincidente com a anomalia aeromagnética de Perdizes e com a anomalia local observada no vôo de 1964,033 do Projeto Magnet (F1 e F2 na Figura 7).

GRAVIMETRIA

Dados Gravimétricos

Cerca de 30% do território mineiro não tem cobertura gravimétrica e outros 35% a tem com densidade menor que uma estação por 500 km².

Os dados existentes foram colhidos por diversas instituições, em diferentes épocas. A maior parte provém dos levantamentos do Datum Gravimétrico Chuá, realizado pela FIBGE — Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, (Hoyler, 1958) e pela Missão Franco-Brasileira de Gravimetria (Convênio CNPq/DNPM/ORSTOM/USP, Lesquer *et alii*, 1981).

O Datum Gravimétrico Chuá abrange um raio de cerca de 300 km em torno do vértice Chuá, localizado 18 km a Oeste de

Uberaba. As medidas foram realizadas com espaçamento médio de 13,5 km e a densidade é de $66,2 \pm 24,0$ estações por grau quadrado (Haralyi, 1978). Os levantamentos gravimétricos da Missão Franco-Brasileira de Gravimetria em parte complementam os levantamentos do Datum Chuá, abrangendo uma área de nove graus quadrados, com densidade média de 220 medidas por grau quadrado e espaçamento médio de 7,4 km entre as estações. Em ambos levantamentos, parte das estações foi objeto de nivelamento barométrico, enquanto outras foram implantadas em marcos de referência de nível (RN). Os demais dados resultam de levantamentos executados pelo CNPq/Observatório Nacional (Gama, 1972), Instituto Astronômico e Geofísico/USP (Blitzkow *et alii*, 1978 e 1979) e pelo Instituto de Geociências/USP (Davino Barros, 1976). Todos os dados disponíveis foram objeto de integração com as informações dos Estados vizinhos, colhidas pelo Convênio DNPM/CPRM, Petrobrás, CNPq/ON, PPGG/UFBA, FIBGE, IAG/USP, IG/USP e UnB.

Os dados foram coligidos e tratados para elaboração do mapa Bouguer. A metodologia da redução dos dados gravimétricos é a descrita por Haralyi & Hasui (1982 b). Para a elaboração do mapa Bouguer (Figura 8) o contorno das anomalias foi realizado por interpolação automática. A densidade utilizada nos cálculos foi de 2,67 g/cm³.

Nas áreas de densidade de estações gravimétricas menor que uma estação/500 km², o esboço gravimétrico foi contornado manualmente (curvas tracejadas na Figura 8).

Os dados de ajuste de superfícies de tendência em quadrículas de 0,5° x 0,5° correspondentes a zonas menos perturbadas gravimetricamente na área do Datum Chuá indicam desvio padrão médio de $1,7 \pm 0,6$ mgal (Haralyi, 1978 e 1980). Em zonas perturbadas, este desvio chega a alcançar 5 mgal. Parte deste desvio é atribuída a problemas de localização, ao emprego de barometria para nivelamento de várias estações e a variações de densidades das rochas, fatores estes que intervêm diretamente nas fórmulas de cálculo de anomalia Bouguer.

Também intervêm a espessura do manto de alteração ou de coberturas sedimentares locais (Haralyi *et alii*, 1982). Por exemplo, a diferença de densidade entre uma rocha metamórfica (gnaisse, migmatito) e seu solo de alteração pode alcançar 0,4 a 0,6 g/cm³, o que propicia erros da ordem de 0,17 a 0,25 mgal/10 m.

Em função desses problemas de correção, elegeu-se o espaçamento de 5 mgal para as curvas de contorno.

Principais Feições Gravimétricas

As feições gravimétricas emergentes do mapa Bouguer são de diversos tipos, cabendo aqui destacar apenas as mais salientes. Elas podem ser lineares, locais e regionais.

Anomalias Lineares

As anomalias lineares, como diz a designação, são de grande relação comprimento/largura. Foram classificadas por Haralyi & Hasui (1982 b) em quatro tipos, designados tipos 1, 2, 3 e 4. As do tipo 4 são aqui incluídas entre as regionais por sua abrangência territorial.

As anomalias do tipo 1 são representadas por zonas de alto gradiente lateral e depressões lineares adjacentes, separando domínios gravimétricos mais ou menos regulares e basculados (Figura 9). Os gradientes variam de 1,5 a 2,5 mgal/km, alcançando amplitudes de até 100 mgal; eles indicam descontinuidades crustais. As depressões gravimétricas têm valores de -30 a -50 mgal abaixo dos níveis regionais; elas indicam faixas de pequeno espessamento crustal. Na Figura 10 estão representadas as descontinuidades e as faixas de espessamento crustal indicadas pelo mapa Bouguer. Como se vê, efetivamente define-se uma estruturação regional de primeira ordem em blocos crustais articulados. Os blocos Brasília e adjacentes (Vitória, São Paulo e Paraná) são separados pelas descontinuidades de Abre-Campo e Alterosa. A descontinuidade de Alterosa apresenta-se duplicada na região do Triângulo Mineiro (a1 e a2 na Figura 10).

Figura 7

Perfis Magnet e Bouguer Rio de Janeiro — Araguari

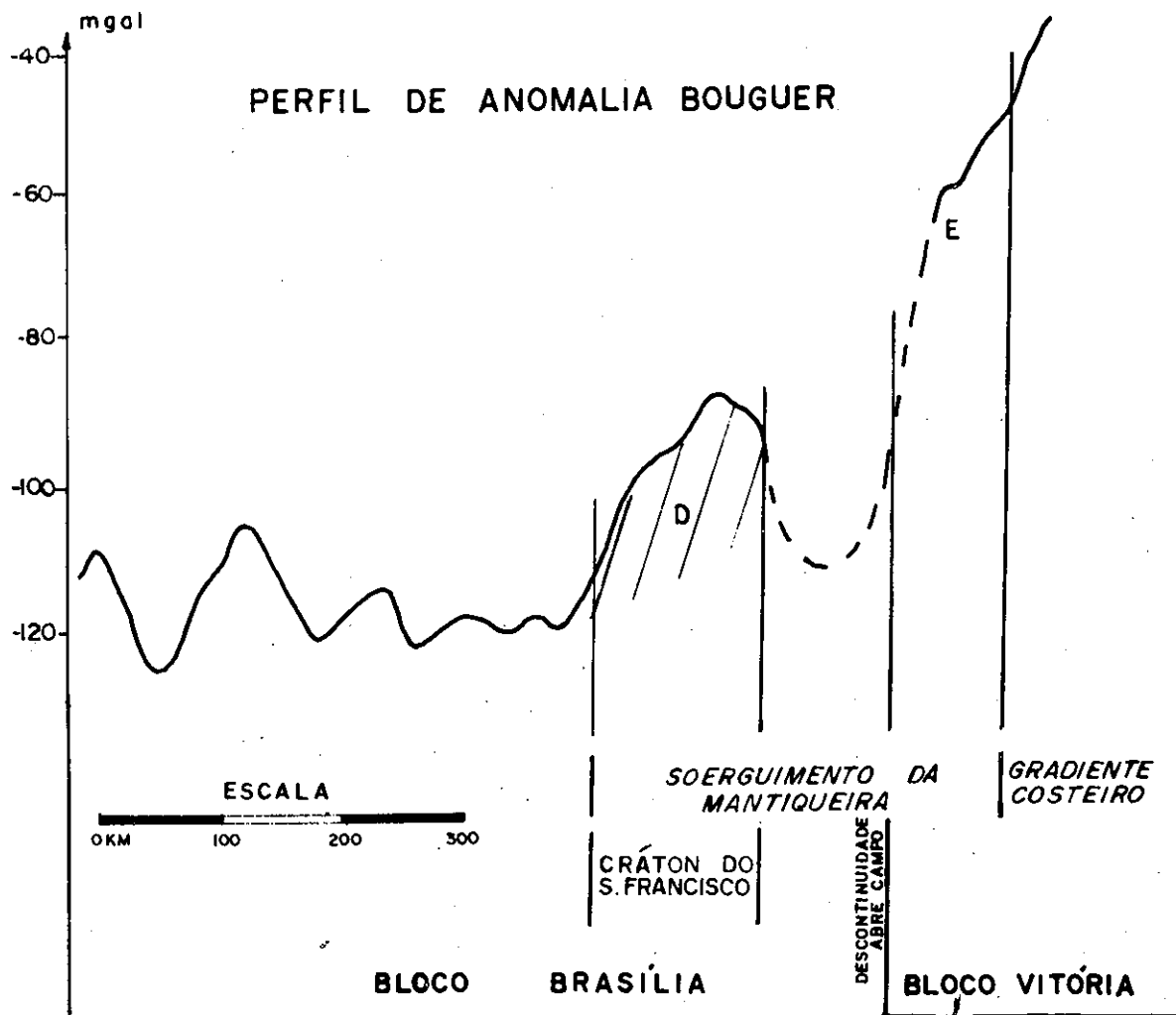
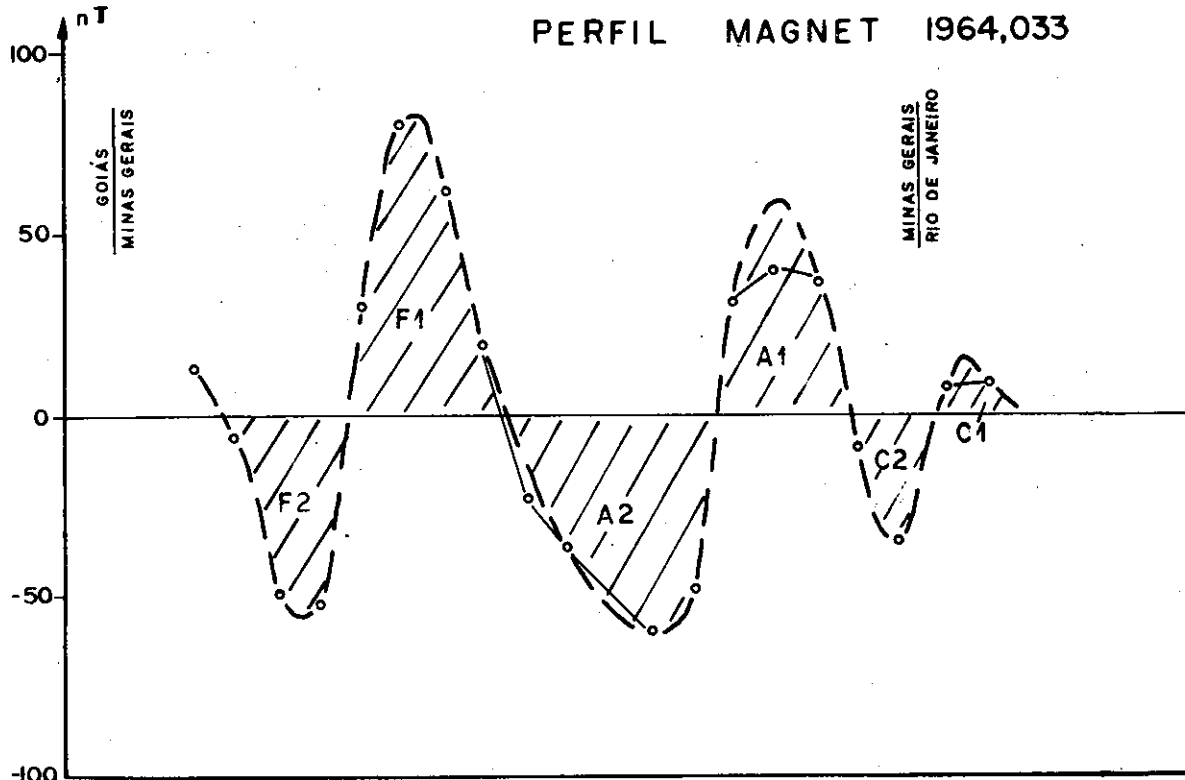
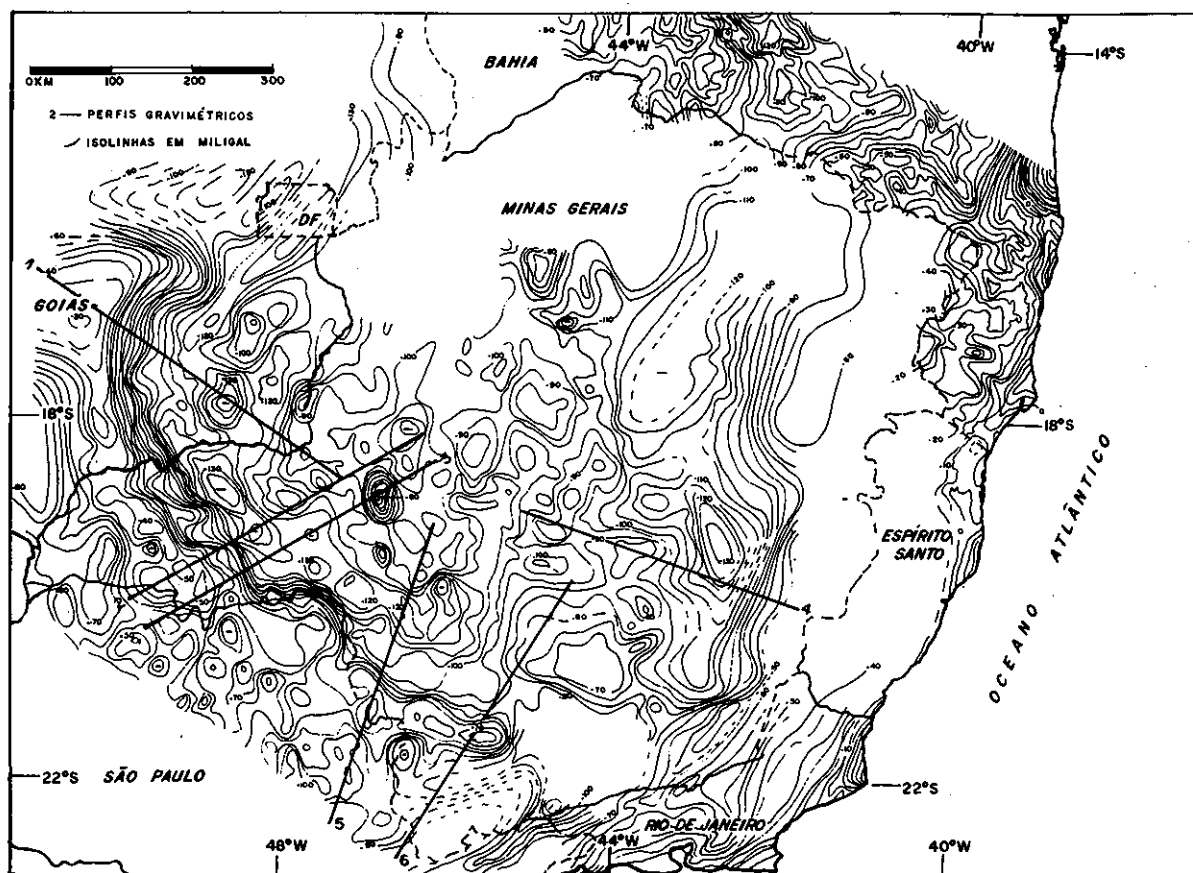


Figura 8

Mapa de Anomalia Bouguer



As anomalias do tipo 2 são semelhantes às do tipo 1 qualitativamente, mas os valores positivos alcançam +15 a +30 mgal, os gradientes são da ordem de 0,6 a 1,5 mgal/km e as depressões são de 0 a -15 mgal. Este tipo de anomalia indica a existência de descontinuidade, mas a discreta depressão gravimétrica pode ser explicada por variações de densidades mais do que por espessamento crustal (Lesquer *et alii*, 1981 e Haralyi & Hasui, 1983). Anomalias do tipo 2 estão indicadas na Figura 10.

As anomalias do tipo 3 correspondem a lineamentos que truncam e deslocam segmentos das anomalias dos tipos anteriores. Elas são interpretadas como zonas de deslocamento, com importantes componentes horizontais de rejeito, que se expressam nos deslocamentos das anomalias do tipo 1 no mapa Bouguer. Alguns lineamentos têm significativos componentes verticais de rejeito, que se manifestam em degraus gravimétricos. Estes componentes do rejeito podem ser interpretados matematicamente. A Figura 10 mostra os lineamentos mais importantes do tipo 3.

As zonas de deslocamento referidas configuram vários sistemas. Um sistema de direção NW cruza o Estado na porção central, enquanto no Sul é o sistema ENE que tem proeminência. O sistema NS é detectado nas partes central e Norte, e o sistema NNE comparece mais destacadamente no Sul da Bahia. No Alto Paranaíba, Triângulo Mineiro e Sudeste de Goiás existe um feixe de tais zonas de deslocamento com disposição em leque, convergindo para a região de Perdizes. Todos estes sistemas de lineamentos do tipo 3 truncam e deslocam anomalias do tipo 1, o que sugere que eles são posteriores a estas. Relações de truncamento existem, configurando a sucessão das direções NW, NS e ENE no tempo. Os deslocamentos horizontais alcançam várias dezenas de quilômetros.

Anomalias Locais

As anomalias locais mais expressivas têm diâmetros que chegam a alcançar 100 km e podem representar altos ou baixos gravimétricos isolados.

Os altos gravimétricos correspondem em parte a feições geológicas conhecidas, isto é, às intrusões alcalinas de Serra Negra/Salitre e Catalão, ao gabro de Monte Carmelo e ao Quadrilátero Ferrífero. Outros altos não podem ser interpretados no momento, devendo corresponder a corpos intrusivos ou massas anômalas não aflorantes, encobertas ou desconhecidas; aqui se enquadram as anomalias de São Romão (100 km a N de Pirapora) e de Santos Dumont.

Com relação à anomalia de Catalão, ela envolve as áreas das intrusões conhecidas (Catalão I e Catalão II) e se estende expressivamente para NE, o que sugere a presença de massa subsuperficial maior neste lado. Também, com relação à anomalia de Santos Dumont, ela se localiza a cerca de 60 km a WSW da alcalina de Ubari, não tendo, portanto, relação com esta.

Os baixos gravimétricos são mais numerosos que os altos. Em parte, eles coincidem com intrusões alcalinas, como é o caso de Poços de Caldas, Itatiaia/Passa Quatro e Araxá/Tapira. Os baixos de Jequitaiá e Bambuí possivelmente correspondem a intrusões semelhantes, de litologias com baixa densidade e subaflorantes. Os corpos alcalinos hipabissais existentes na região de Bambuí (Correa, 1971) provavelmente se relacionam com a última anomalia. Os baixos de Caldas Novas e Perdizes são de tipos semelhantes, sem relação com intrusões, como se verá adiante. O outro baixo destacado é o de Patos de Minas, que coincide com a Bacia Alto-Sanfranciscana. O baixo de

Figura 9

Perfil de Anomalia Bouguer

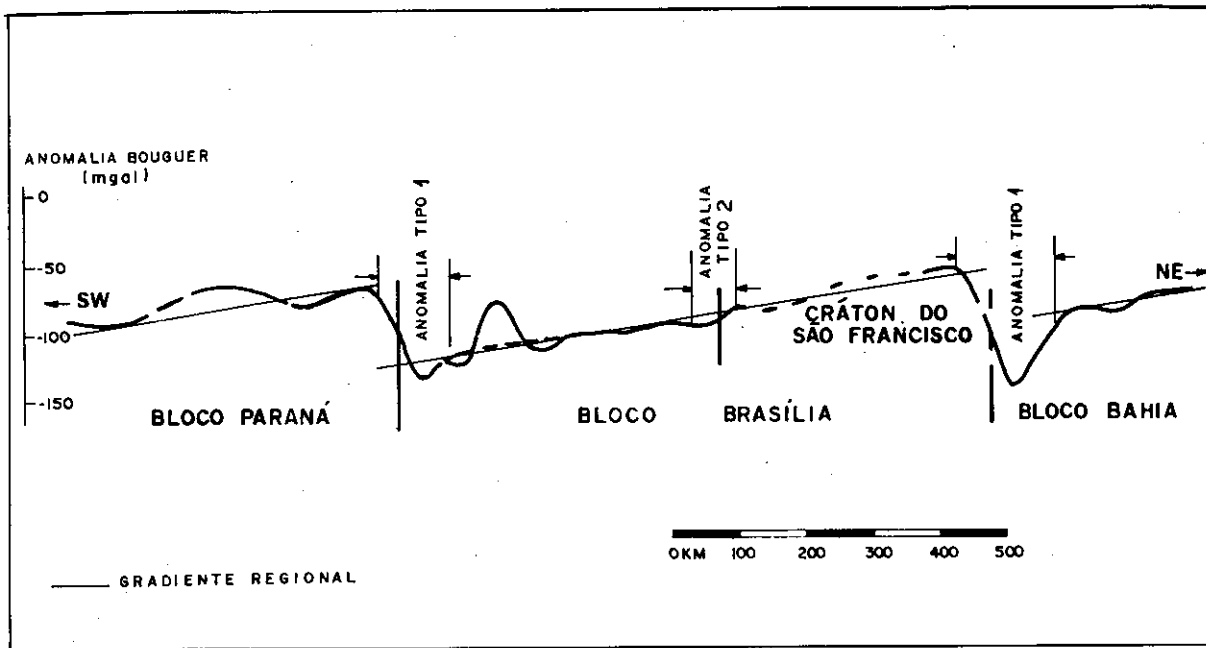
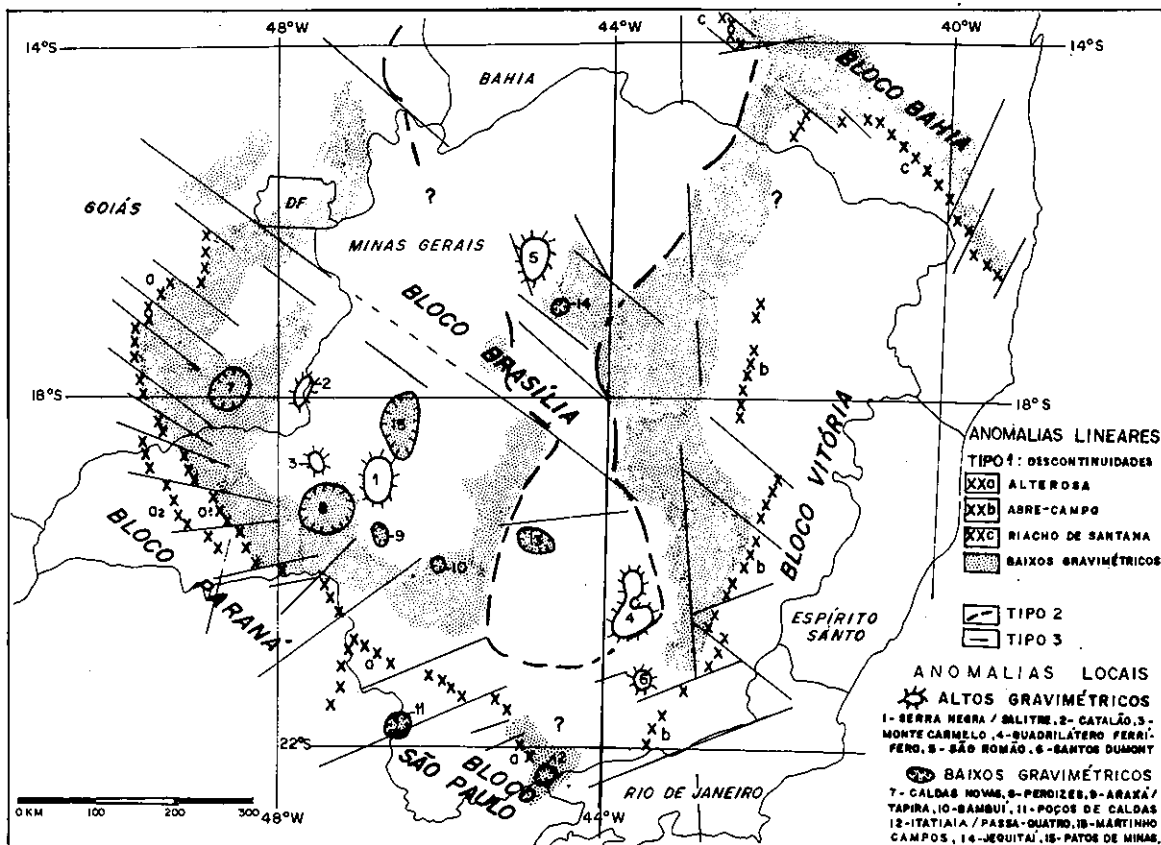


Figura 10

Interpretação Gravimétrica



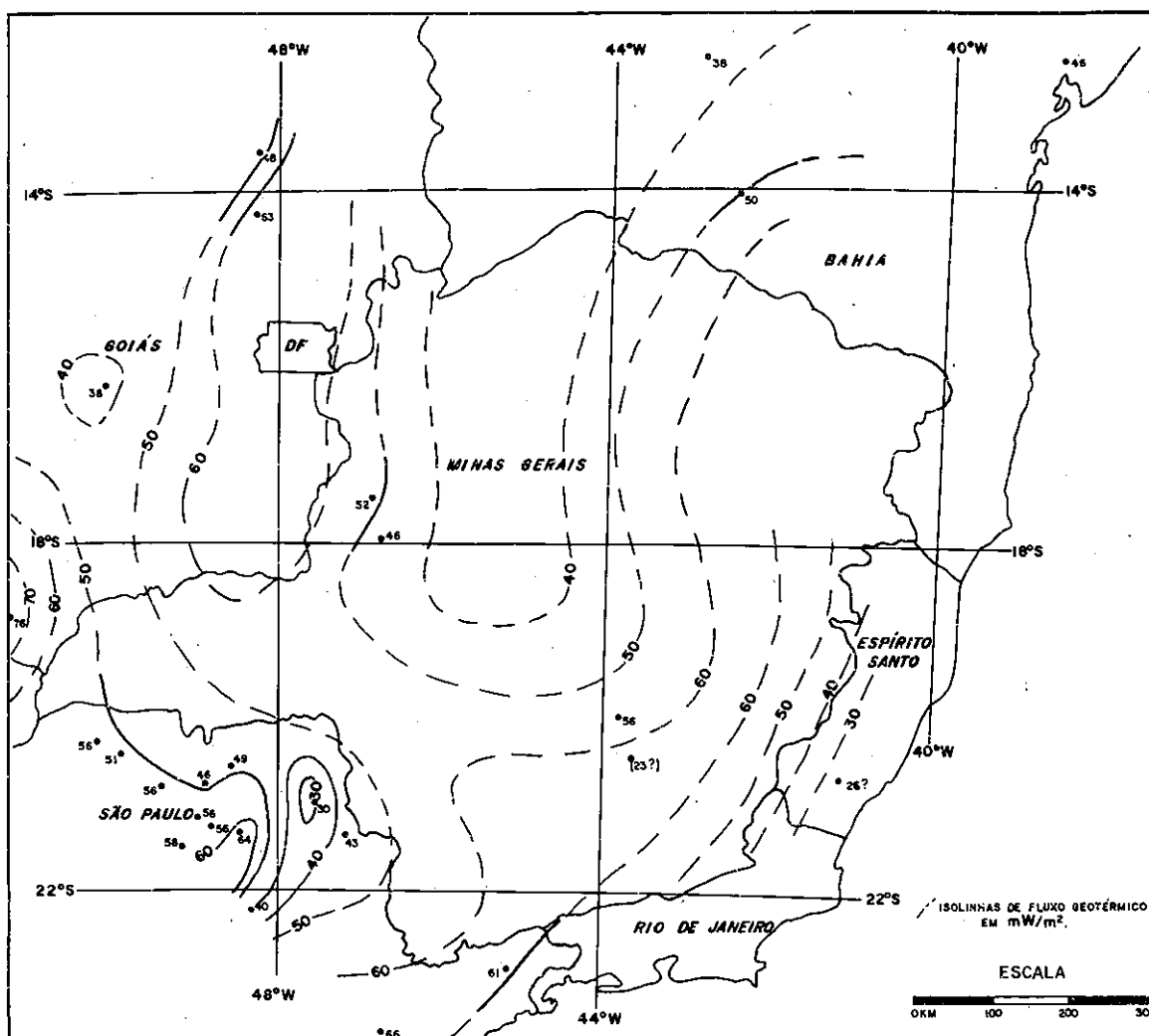
Martinho Campos aparece em área do Grupo Bambuí, presumivelmente encobrindo a extensão da seqüência metavulcano-sedimentar de Pará de Minas e concordante com destacada anomalia magnética muito perturbada.

Anomalias Regionais

Como anomalias regionais em Minas Gerais cabe destacar o gradiente regional dos blocos separados pelas anomalias

Figura 11

Esboço do Fluxo Geotérmico



de tipo 1. Este gradiente, que se vê no perfil da Figura 9, expressa um basculamento dos blocos, o que corresponde à passagem de porção com predomínio de massas mais densas, isto é, a um adelgaçamento da crosta sílica.

A anomalia regional da faixa costeira, anteriormente designada tipo 4 (Haralyi & Hasui, 1983), corresponde a um elevado gradiente ($> 1,5$ mgal/km) em direção ao mar, refletindo o adelgaçamento ou passagem da crosta continental para a oceânica. Esta anomalia expressa-se até algumas dezenas de quilômetros dentro da área emersa, não chegando a alcançar o território mineiro. Todavia, o gradiente costeiro está sobreposto a outro mais suave ($0,2$ mgal/km), que adentra o Sudeste de Minas Gerais (Figura 7).

FLUXO TÉRMICO

O estudo do fluxo térmico é ainda incipiente no País e está sendo executado por algumas instituições, como o Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), IAG/USP, Petrobrás, PPGG/UFBA e NCGG/UFPA.

Em Minas Gerais e partes adjacentes dos Estados vizinhos dispõe-se de 25 pontos de observação (Hamza *et alii*, 1978; Ussami *et alii*, 1978 e Hamza, 1980), que permitem elaborar um esboço do mapa de fluxo térmico. Neste esboço (Figura 11), as isolinhas são de 10 mW/m² e aos pontos de observação são associadas as médias de determinações realizadas.

Os valores de produtividade de calor radiogênico, ao lado de informações sobre o tipo de rocha e o fluxo térmico, obtidos nas amostras de rochas dos pontos de observação, estão indicados na Figura 12.

O esboço da Figura 11 mostra uma extensa zona de baixo fluxo térmico na porção central de Minas Gerais, estendendo-se para N. Também na porção E do Estado, aparece outra zona, que tem relação com a região costeira. Valores baixos esboçam-se ainda no Nordeste de São Paulo e região central de Goiás.

SISMICIDADE

As informações sismológicas foram obtidas dos estudos desenvolvidos por Assumpção *et alii* (1980), Veloso & Mendiguren (1983) e pelo IAG (1981) e da publicação da SBGF (1983) (Figura 13). A estimativa do erro de localização do epicentro é representada pelos círculos. Os eventos sísmicos induzidos por barragens e poços profundos foram excluídos.

A maior intensidade observada foi de VII MM (escala Mercalli modificada, versão 1956), relativa a um sismo próximo a Pedra Azul (NE de Minas Gerais). Intensidades de VI MM foram observadas em diversos locais, como em Bom Sucesso (MG), Pinhal (SP), Cunha (SP), São Gonçalo (RJ) e Tupacê (MG), próximo de Pedra Azul (MG).

Figura 12

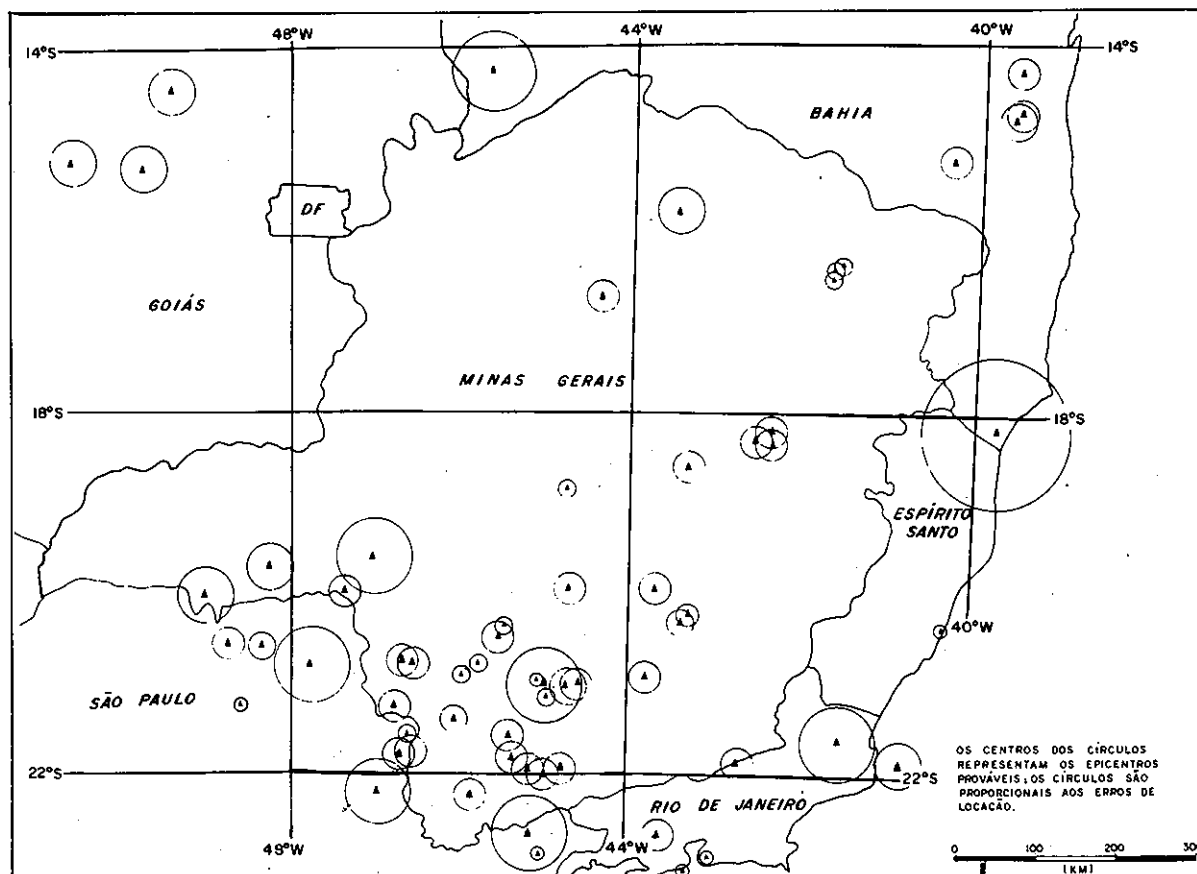
**Densidade de Fluxo Geotérmico e
Produtividade de Calor Radiogênico**

Localidade	Tipo de Rocha Predominante	Densidade de Fluxo Geotérmico (mW/m ²)	Produtividade de Calor Radiogênico (mW/m ³)
ARRAIAL (BA)	XISTOS	38 ± 4	2.0 (4)
JEQUIÉ (BA)	GRANULITOS	—	2.9 (14)
ITABERABA (BA)	GRANULITOS	—	1.9 (31)
CAETITÉ (BA)	ALBITITOS	50 ± 5	[5]
CANA BRAVA (GO)	SERPENTINITOS	48 ± 3	[0.1]
NIQUELÂNDIA (GO)	MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS	63 ± 3	[0.1]
AMERICANO DO BRASIL (GO)	MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS	38 ± 5	[0.1]
MORRO AGUDO (MG)	DOLOMITOS	52 ± 7	0.9 (1)
VAZANTE (MG)	DOLOMITOS	46 ± 6	1.1 (2)
NOVA LIMA (MG)	XISTOS	56 ± 4	0.7 (17)
BICO DE PEDRA (MG)	PARAGNAISSES	[23 ± 16] ?	0.7 (2)
ITABIRA — S.J. EVANGELISTA (MG)	GNAISSES	—	1.4
CACHOEIRO DO ITAPEMIRIM (ES)	DOLOMITOS	26 ± 4	0.3 (1)
SÃO PAULO (SP)	MICAXISTOS	66 ± 3	2.7 (18)
UBATUBA (SP)	CHARNOCKITOS	—	1.9 (10)

() - Número de amostras
[] - Valores não representativos

Figura 13

Mapa de Sismicidade



Dentro da área de interesse, a porção mais conhecida em termos de sismicidade é a correspondente ao N-NE paulista/S de Minas/SW do Rio de Janeiro. Nesta região, foram identificadas recorrências sísmicas importantes, como das áreas de Bom Sucesso (1840-1977), Caxambu (1824-1961) e Poços de Caldas (1882-1982). As intensidades máximas verificadas foram de VI MM; as maiores magnitudes correspondem aos sismos de Lorena (SP) ($m_b = 4,4$), Campos (RJ) ($m_b = 4,5$) e Píthal (SP) ($m_b = 5,1$).

Também destacam-se, ainda que com menor grau de importância quanto ao número de sismos, as regiões de Ouro Preto — Belo Horizonte, aquela a W de Governador Valadares — Teófilo Otoni e aquela a W de Jequitinhonha, a S de Pedra Azul.

De modo geral, a profundidade focal dos sismos considerados é admitida como menor do que 50 km.

No extremo Nordeste da Figura 13, em território baiano, diversos sismos foram registrados na região compreendida entre as cidades de Vitória da Conquista, Jequié e Ilhéus, com intensidade máxima de VI MM e magnitudes próximas a 4,0; a profundidade do foco é admitida como pequena; esta região, depois da do Recôncavo Baiano, é a de maior concentração sísmica naquele Estado.

No NW da Figura 13, em território goiano, foram observados diversos sismos na faixa entre as cidades de Porangatu (local de maior recorrência), Crixás e Piranhas; a intensidade máxima verificada foi de V MM e as magnitudes entre 3,0 e 3,5.

No extremo SW da Figura 13, na área oceânica do Rio de Janeiro, foram registrados vários sismos; as magnitudes situam-se entre 3,0 e 3,5.

GEOLOGIA

Na geologia de Minas Gerais e partes adjacentes dos Esta-

dos vizinhos, distinguem-se em essência um embasamento mais antigo e rochas meso/neoproterozóicas.

O embasamento mais antigo se expõe nas regiões NE, E, SE, S e SW de Minas Gerais. Ele se oculta nas porções central, NE e N do Estado sob as seqüências meso/neoproterozóicas e no extremo Oeste sob os sedimentos e vulcânicas da Bacia do Paraná (Figura 14).

Nesse embasamento distinguem-se os seguintes conjuntos litológicos maiores:

- complexos de alto grau;
- complexos gnáissicos e granitóides;
- seqüências supracrustais associadas a esses complexos.

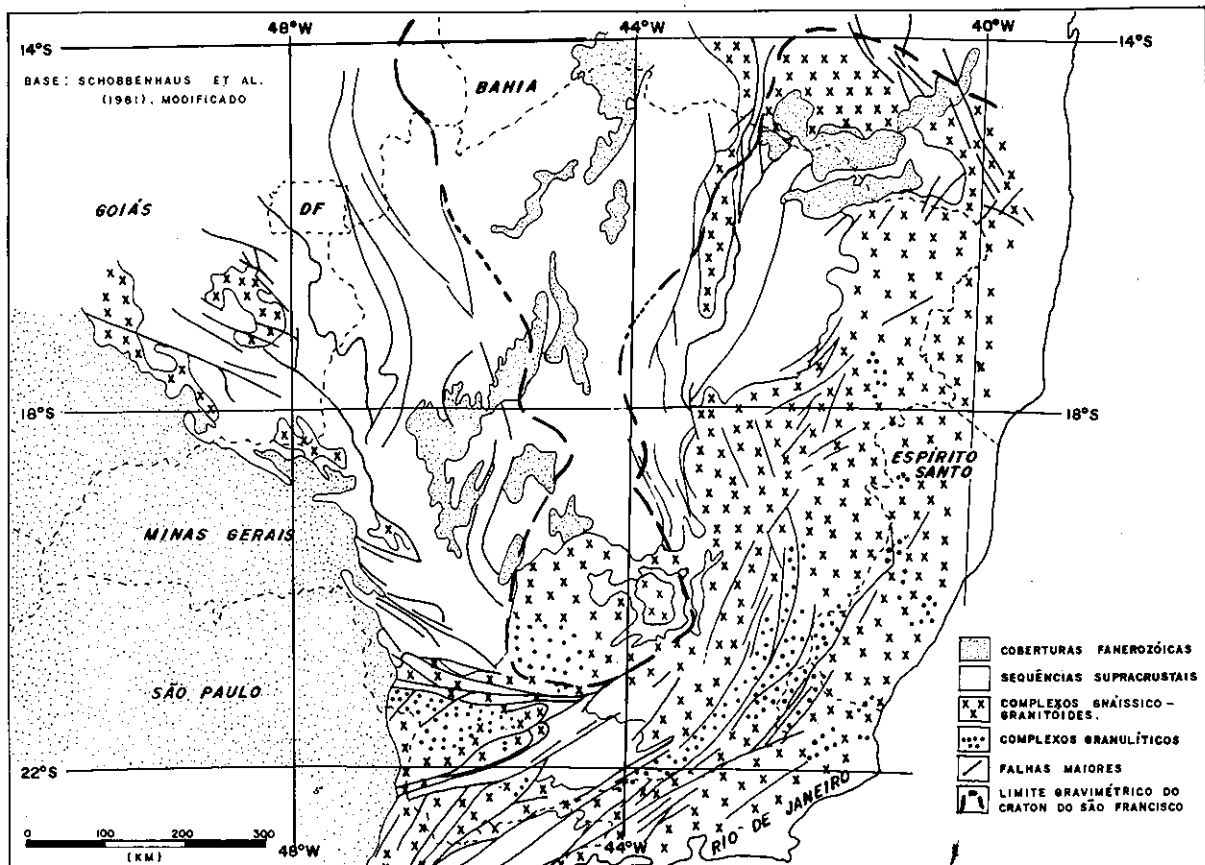
Os complexos de alto grau aparecem no SW, S, SE, E e NE de Minas Gerais, e seus representantes mais expressivos são as rochas granulíticas, configurando os extensos cinturões Rio Grande e Atlântico (Hasui & Oliveira, 1984). O cinturão Rio Grande, de orientação E-W a WNW, encurvado para NW, está expressivamente representado na região de Guaxupé—Varginha—Andradas (Complexo Varginha). É ele interrompido pela Zona de Cisalhamento Ouro Fino e reaparece do outro lado dela, na região de Carmo de Minas, como se tivesse havido um deslocamento dextral.

O cinturão Atlântico tem a forma de um amplo arco, entre o E paulista e o NE de Minas Gerais, com a convexidade voltada para SW. A distribuição das rochas granulíticas (Complexo Juiz de Fora) dá-se em forma de faixas longilíneas e paralelas, indicando sucessivas lascas infracrustais elevadas por cavalgamentos do lado oriental para o lado ocidental.

Além das rochas granulíticas ácidas e ultrabásicas, os complexos de alto grau incorporam também rochas de facies anfíbolito, representadas por gnáisses diversos (orto e paraderivados), metassedimentos variados (micaxistos, quartzitos, mármore, rochas cálcio-silicáticas, etc.) e anfíbolitos. Os conjuntos mostram-se mais ou menos migmatizados e injetados por granitóides tidos como brasileiros.

Figura 14

Mapa Geológico - Estrutural Simplificado



Os complexos gnáissicos e granitóides aparecem entre o domínio das rochas de alto grau e o domínio das supracrustais meso/neoproterozóicas. Incluem as rochas quartzo-feldspáticas variadas dos chamados complexos Barbacena, Lavras, Campos Gerais, Gnáissico-Migmatítico (de Almeida & Litwinski, 1984) e Arqueano (de Barbosa *et alii*, 1971). A estas rochas associam-se supracrustais, anfíbolitos e intrusivas básicas e ultrabásicas, estas aparentemente mais jovens. As seqüências sedimentares ou vulcano-sedimentares de baixo grau são bem representadas pelo Supergrupo Rio das Velhas, Formação Lafaiete, as seqüências de Piumhi, Morro do Ferro e provavelmente as de Pará de Minas, Felício dos Santos, Gouveia e Serro. Supracrustais mais metamorfizadas, conquanto ocorram em pequenas faixas esparsas, podem também constituir extensas áreas, como o Grupo Araxá, parte do Grupo Canastra (regiões da Serra da Canastra e Represa de Furnas), o Grupo Andrelândia e os metassedimentos da região de Dom Silvério.

Esse embasamento, em sua maior parte, é bem caracterizado por suas feições de cisalhamento simples dúctil e de baixo ângulo (Hasui, 1984). Aparentemente foram poupados deste processo os segmentos a W e NW do Quadrilátero Ferrífero e aqueles das janelas de Porteirinha e Gouveia.

As datações radiométricas de Minas Gerais e regiões adjacentes indicam uma ou outra idade de 3,0-3,4 Ga e algumas de 2,5-2,9 Ga, enquanto idades de $2,0 \pm 0,2$, 1,2 a 1,0 e de 0,7-0,5 Ga são mais generalizadas. Tais resultados indicam incidência de processos termotectônicos de vários eventos. Considerando que a deformação e a recristalização mais antigas que se verificam nesse embasamento são aquelas relacionadas com o referido cisalhamento dúctil de baixo ângulo, é de se admitir que ele se tenha dado no arqueano.

O Supergrupo Minas é tido como do proterozóico inferior. Se assim é, seria ele o único representante desta época e atestaria a consolidação prévia do embasamento antigo. Todavia, não se tem caracterizado geologicamente o que representaria o Evento Transamazônico, tão generalizadamente expresso pelas datações. Recentemente, foi levantada a possibilidade de no fim do proterozóico inferior terem ocorrido grandes rotações crustais, gerando faixas de cisalhamento simples dúctil verticais, a exemplo dos lineamentos de Além-Paraíba e Jacutinga (Hasui, 1983). Este tipo de tectônica provavelmente se deu num contexto regional de reaquiamento generalizado, refletido nas datações. Não há elementos para excluir no momento a possibilidade de o Supergrupo Minas representar uma seqüência arqueana, antes que Transamazônica, o que parece mais compatível com tal regime termotectônico.

No proterozóico médio deu-se a deposição do Grupo Espinhaço, a partir de cerca de 1770 Ma, e sobre ele viriam a incidir processos de falhamento, dobramento e metamorfismo a 1,2-1,0 Ga. O Grupo Araxá, até agora tido como representando o Ciclo Uruaçuano no W de Minas Gerais, efetivamente se vincula ao embasamento mais antigo.

O proterozóico superior, a partir de um momento não bem definido, assistiu à acumulação do Grupo Bambuí, Formação Ibiá e parte do Grupo Canastra e do Grupo Macaúbas, cobrindo grandes extensões. Os processos de dobramento, falhamento e metamorfismo afetaram partes destas unidades fora do domínio do Cráton do São Francisco. Sobre este, elas formam coberturas quando muito perturbadas por tectônica germanótipa. Na borda Sul do Cráton do São Francisco aparece o Grupo São João del Rei, que se admite ter desenvolvido também no proterozóico superior. A rigor, a maior parte das rochas do que tem sido enfeixada nessa unidade deve ser incluída no Grupo Andrelândia, este representando parte do embasamento mais antigo.

Grandes empurrões são relacionados com a tectônica tardi-brasileira a E e W do Cráton do São Francisco. Já na borda Sul prevalecem falhas transcorrentes, que formam os feixes das zonas de cisalhamento Campo do Meio, Ouro Fino, Camanducaia e São Paulo. A estruturação regional imposta por estas falhas é a de blocos justapostos, principalmente de formas alongadas e biterminadas, com dimensões variadas.

Intrusivas ácidas ocorreram durante o Evento Brasileiro, destacadamente na porção E de Minas Gerais, Rio de Janeiro

e Espírito Santo, assim como a deposição de sedimentos da Formação Pouso Alegre.

O quadro geológico geral do embasamento antigo em Minas Gerais delinea-se como um grande domínio de terrenos granito-greenstone, orlado por faixas de terrenos de alto grau, estes constituindo o S, SE, E e NE do Estado. A faixa de alto grau, que no SW do Estado desaparece sob a Bacia do Paraná, reaparece no S de Goiás. O bloco granito-greenstone corresponde ao que se chamou Cráton do Paramirim (Almeida, 1981).

Os processos termotectônicos meso/neoproterozóicos incidiram concentradamente nas bordas deste protocráton, como que tendendo a destruí-lo. O bloco estável no Ciclo Brasileiro é o Cráton do São Francisco; as zonas móveis em suas bordas correspondem aos cinturões móveis Atlântico e Alfenas (Almeida 1978, 1981 e Almeida *et alii*, 1980).

INTEGRAÇÃO E DISCUSSÃO

Estruturação de Primeira Ordem

As anomalias gravimétricas de tipo 1 indicam descontinuidades e faixas adjacentes com algum espessamento crustal. Elas foram relacionadas com articulação de blocos crustais segundo o modelo de subducção do tipo A (Davino, 1979; Lesquer *et alii*, 1981 e Haralyi & Hasui, 1981). O ajuste deste modelo às curvas isogálicas exige que a descontinuidade seja de alto mergulho. Todavia, as observações geológicas não endossam esta configuração; ao contrário, as feições estruturais decorrentes de cisalhamento simples e dúctil mais antigas que se identificam são de baixo mergulho (5-20°), apontando enormes cavalgamentos.

A Figura 15 mostra alguns perfis de anomalias do tipo 1; estes perfis são semelhantes entre si, diferindo apenas em detalhes. Na porção inferior desta figura mostra-se o modelo crustal e na porção superior insere-se o perfil gravimétrico correspondente. Para a modelagem da anomalia foram consideradas as seguintes densidades: 2,67 g/cm³ para rochas da porção superior da crosta siálica; 2,60 g/cm³ para as supracrustais; 2,80 g/cm³ para as rochas de alto grau, abrangendo granulitos e charnockitos; 3,00 g/cm³ para as rochas da crosta simática. Nesse novo modelo, fica configurada a articulação de um bloco crustal sobre o outro, com limite por uma descontinuidade de baixo ângulo. O espessamento da crosta siálica é de cerca de dois quilômetros, responsável pelo desnivelamento gravimétrico dos blocos crustais adjacentes. Configura-se ainda um afundamento crustal na borda do bloco deprimido, acoplado na porção superficial com pacote supracrustal de alguns quilômetros de espessura (como Araxá—Canastra e Andrelândia).

Verifica-se que a anomalia de tipo 1 no Triângulo Mineiro é dupla, o que deve ser vinculado a duas descontinuidades paralelas, através das quais se dá duplo cavalgamento (Figura 10, a1 e a2).

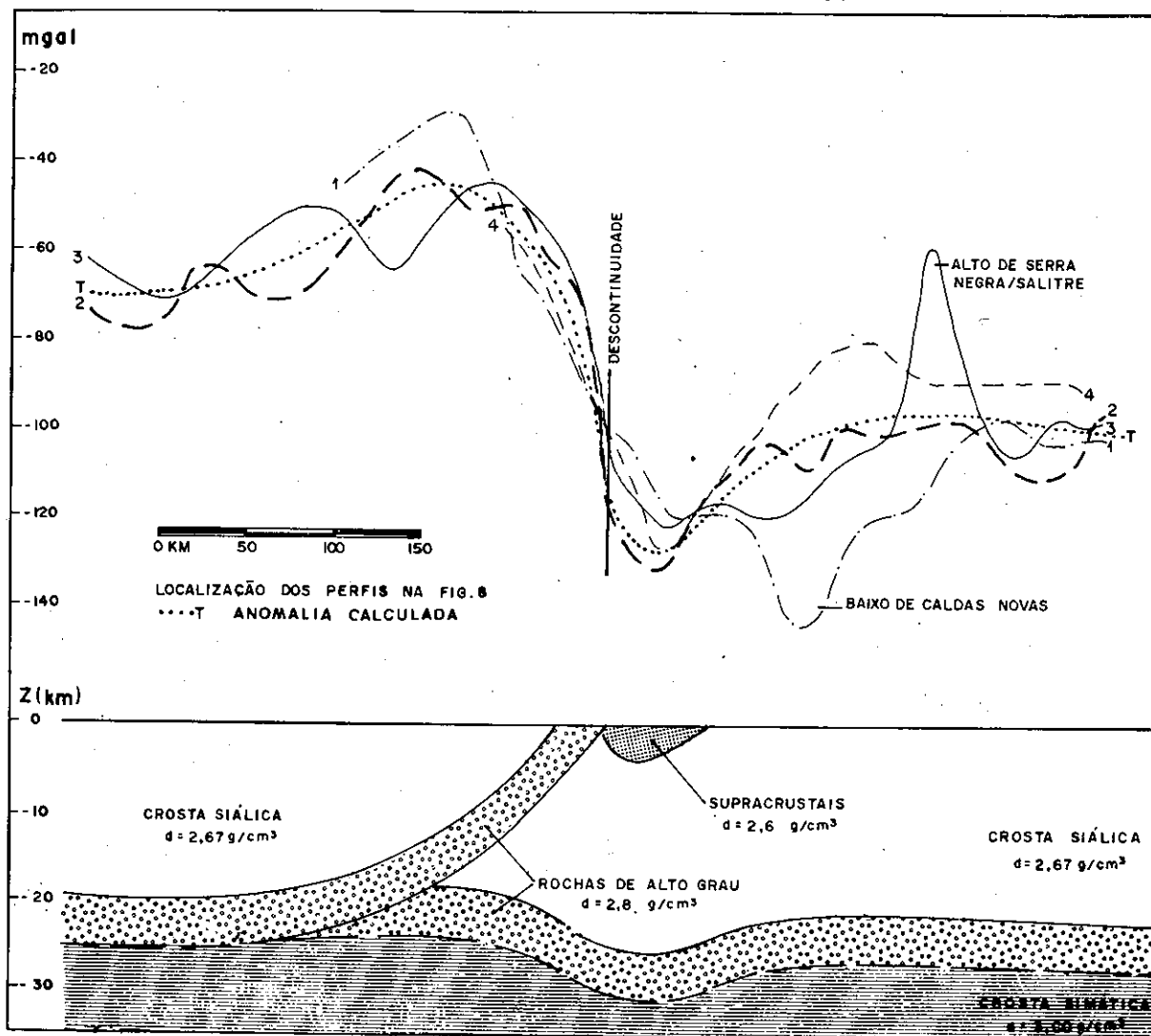
O grande bloco que se delimita em Minas Gerais (porções central, NE e N) é designado Bloco Brasília (Haralyi & Hasui, 1981), que corresponde neste território ao Cráton do Paramirim (Almeida, 1981). Os blocos adjacentes são: Paraná a SW, São Paulo a S e Vitória a SE, E e NE (Figura 10). Logo após a divisa, já em território baiano, aparece outra descontinuidade (Riacho de Santana, Haralyi & Hasui, 1982 a) e o bloco do outro lado é o Bloco Bahia.

As partes mineiras dos blocos São Paulo e Vitória correspondem a faixas de alto grau, que representam as porções crustais inferiores destes blocos, alçadas graças ao cavalgamento através das descontinuidades. O mesmo pode ser dito para a porção mineira do Bloco Paraná, que, embora encoberta pela Bacia do Paraná, apresenta características gravimétricas semelhantes (Almeida *et alii*, 1980 e Lesquer *et alii*, 1981).

Essa compartimentação regional é sem dúvida da maior expressão e responde pela distribuição geral dos terrenos arqueanos. Assim é que os terrenos de alto grau, que incluem os cinturões granulíticos, formam faixas separando os terrenos granito-greenstone.

Figura 15

Perfis Gravimétricos e Modelo Estrutural da Crosta Siálica



Considerando a passagem do regime tectônico permóvel do arqueano para o de crosta siálica rígida do proterozóico, é de se admitir que esse tipo de estruturação possa ter ocorrido no fim do arqueano. Os dados geocronológicos infelizmente são ainda poucos e não permitem avançar neste nível de interpretação; contudo, as cifras de 2,5-2,9 Ga vêm gradativamente aumentando em número, assim como outros mais antigos de 3,0-3,4 Ga, já indicando que se deve buscar na história arqueana a explicação de muitas facetas geológicas.

Aceita-se correntemente que a evolução da crosta siálica foi de ordem que a maior parte das massas continentais já se havia formado no fim do arqueano. Os dados paleomagnéticos referentes ao início do proterozóico indicam que tais massas se achavam justapostas ou próximas entre si, de modo a configurar um megacontinente. A América do Sul certamente integrou este quadro.

Nesse contexto, a questão que se levanta é a do papel das zonas de articulação entre os diversos blocos aqui referidos. Muitos modelos têm sido propostos, nas linhas de processos de subdução + colisão, de delaminação do manto ou crosta e de tectônica de estiramento + encurtamento crustal. Conquanto a modelagem nos moldes da tectônica de placas tenha sido contemplada anteriormente para o tipo de articulação de blocos aqui examinado, ela não é satisfatória para o padrão mostrado na Figura 15. Parece que, antes do que mecanismos de aglutinação de blocos continentais, se deve considerar porções continentais afetadas por tectônica horizontal, mas o avanço realístico nesse sentido requer informações geológica e geocronológica adequadas.

Zonas de Deslocamento

Os traços de discontinuidades indicadas pelos dados magnéticos e gravimétricos só têm coincidência parcial, certamente por questão de densidade da informação gravimétrica menor que a magnética, da cobertura gravimétrica parcial e não homogênea do Estado, pelas diferentes características geológicas e pelas respostas frente aos métodos de detecção. Todavia, as Figuras 5 e 10 mostram as mesmas orientações mais importantes, e ao se somar os resultados expressos nelas emergem grandes feixes. Estes feixes são:

- 1) o de direção NW na região Centro-Sul de Minas Gerais, que se estende para o SW de Goiás;
- 2) o de direção NW, que cruza o território mineiro em sua porção central. Ele adentra o Estado de Goiás, passando a Sul do Distrito Federal, e inclui a discontinuidade de Pirenópolis, reconhecida em Goiás (Haralyi & Hasui, 1981);
- 3) o de direção ENE, presente no Sul de Minas Gerais, que inclui os lineamentos de Jacutinga e Além-Paraíba (Hasui, 1983);
- 4) o de direção submeridiana, que atravessa Minas Gerais em sua porção central;
- 5) o de direção NE, menos proeminente, que também cruza o Estado pela sua parte central;
- 6) o que se constitui de discontinuidades em leque, presentes no Oeste mineiro, NE de São Paulo e SE de Goiás.

Os feixes 1, 2, 3 e 6 claramente truncam as anomalias gravimétricas do tipo 1 e deslocam os segmentos destas. Tais des-

locamentos têm componentes horizontais de até muitas dezenas de quilômetros.

Os movimentos são sinistrais no feixe 2, cujas descontinuidades envolvem grandes deslocamentos; são dextrais nas descontinuidades do feixe 3 do extremo SE do Estado, bem como nas do feixe 4. Com relação às demais, os deslocamentos visíveis na Figura 10 são aparentes, podendo representar parcialmente efeitos de desnivelamentos da descontinuidade que é de baixo ângulo. Ainda com referência ao feixe 2, a Figura 5 mostra que os deslocamentos das zonas calmas e perturbadas são também sinistrais.

Relações de interseção também podem ser extraídas dos mapas geofísicos, conquanto nas figuras apresentadas (Figuras 5 e 10) elas não sejam tão evidentes. A seqüência de idades relativas é dos feixes 1 + 2 (NW), 4 (NS) e 3 (ENE), do mais antigo para o mais jovem. Restam por se determinar as relações dos feixes 5 e 6.

Muitas falhas têm sido mapeadas e, conquanto estejam ainda mal estudadas, algumas considerações importantes podem ser feitas.

Para o feixe 1, sabe-se que ele data pelo menos de 1,0 Ga (idade K-Ar de metabasito da região de Abadia dos Dourados) e que foi reativado no jurássico-cretáceo, de vez que a ele se associam diques de diabásio e intrusivas alcalinas (Almeida *et alii*, 1980).

No caso do feixe 3, sabe-se que o Lineamento Jacutinga representa uma zona de cisalhamento simples, dúctil, vertical e dextral, que foi reativada segundo movimento transcorrente rúptil no Evento Brasileiro (Hasui, 1983). O Lineamento Além-Paraíba tem história semelhante, sendo de se admitir que a idade de 2,0 Ga de Três Rios corresponda à idade do cisalhamento dúctil, que foi acompanhado de recristalização em facies anfíbolito (Hasui, 1983).

As falhas transcorrentes brasileiras constituem imponentes sistemas no Sul de Minas Gerais, designados Campo do Meio, Ouro Fino, Camanducaia e São Paulo (Hasui & Oliveira, 1984). Os sistemas Ouro Fino e São Paulo têm orientação ENE.

O sistema Campo do Meio coincide com a zona de descontinuidade associada à anomalia de tipo 1, entre as regiões de Jacuí e Itutinga. O sistema Camanducaia é secundário, com traços sigmoidais, entre os feixes São Paulo e Ouro Fino; os pequenos traços NE da Figura 5 no extremo Sul de Minas Gerais são expressões dele. Estes sistemas brasileiros incluem descontinuidades reativadas e neoformadas; por outro lado, considera-se que na reativação Wealdeniana várias destas falhas foram reativadas e muitas outras se formaram, desta feita do tipo normal (Hasui *et alii*, 1982).

Outro aspecto importante diz respeito às falhas reconhecidas nos pacotes meso/neoproterozóicos. Elas são na maioria de empurrão, com deslocamentos consistentes com as vergências das faixas dobradas. Aquelas do lado Oeste do Cráton do São Francisco não têm expressão gravimétrica ou magnética, devendo ser de caráter pelicular. No lado Leste, a mesma situação se repete; as descontinuidades submeridianas e NE ali identificadas (Figuras 5 e 10) transcendem a essa tectônica, mesmo porque extrapolam em muito o domínio das faixas dobradas.

Todas essas considerações geológicas permitem discutir-se a idade dos deslocamentos. Os elementos geofísicos apresentados indicam que os diversos feixes de descontinuidades relatados no início deste item são posteriores à estruturação crustal arqueana, pois eles truncam e deslocam as anomalias gravimétricas do tipo 1. Por outro lado, os feixes 1, 2, 4 e 5 não truncam as supracrustais meso/neoproterozóicas.

Desse modo, esses feixes podem ser atribuídos ao menos ao proterozóico inferior. Esta datação condiz com aquela aceita para o Lineamento Além-Paraíba e, por ilação, para o feixe 3 (ENE).

As reativações havidas em tempos posteriores e o aparecimento de novas descontinuidades foram fortemente influenciados pela rede de descontinuidades do proterozóico inferior.

Os ainda poucos casos conhecidos desses deslocamentos havidos no proterozóico inferior (Evento Transamazônico) são de cisalhamentos dúcteis, gerando faixas verticais de vá-

rias centenas de metros de espessura, onde houve deformação concentrada, e as rochas apresentam-se transpostas, foliadas, estiradas, mais ou menos granuladas, e recristalizadas em condições de facies anfíbolito. Os blocos laterais mostram suas estruturas virgadas por arrasto, em consonância com o movimento relativo havido, que no caso dos lineamentos de Além-Paraíba e Jacutinga foram dextrais (Hasui, 1983).

Esse tipo de feição é interpretado como acomodação interna dos blocos crustais às tensões geradas por rotações continentais e vem sendo reconhecido como peculiar ao início do proterozóico em outras regiões do mundo (v.g. Windley, 1977).

Anomalia Gravimétrica do Tipo 2

Anomalias desse tipo são traçadas ao longo de uma linha sinuosa (Figura 10), que corresponde à borda do Cráton do São Francisco.

Desse modo, constata-se que essas bordas são marcadas por falhas e não existe evidência segura de espessamento crustal relacionado. Como se mencionou antes, os baixos gravimétricos das anomalias de tipo 2 são pequenos demais e pequenas diferenças de densidades podem explicá-las (Lesquer *et alii*, 1981). Além disto as áreas gravimetricamente elevadas não apresentam a anomalia típica de massas mais densas em suas bordas, como nas anomalias do tipo 1. Esta constatação é importante, de vez que restringe a aplicação de modelos de subducção no proterozóico de Minas Gerais.

O contorno sinuoso da anomalia tipo 2 revela forte influência das descontinuidades preexistentes, como se percebe ao superpor os dados das Figuras 5 e 10.

Características do Centro e Noroeste

A região que compreende as porções central e Noroeste do Estado de Minas Gerais tem características geofísicas peculiares.

É ela uma zona magneticamente calma, podendo refletir não só a presença de supracrustais pouco ou nada magnéticas, como também características mais profundas. É de se notar que os limites desta zona não circunscrevem as áreas das supracrustais, mas estas extrapolam até para muito além deles.

Os valores de fluxo térmico são inferiores a 45 mW/m², valores típicos de áreas cratônicas. A sismicidade ali é discretíssima, sendo conhecidos apenas três sismos ocorridos, próximos ao meridiano 44° (Figura 13), ocorridos na zona de interseção dos feixes NW e N-S de descontinuidades.

Os valores isogálicos, onde disponíveis, são no geral baixos, mas algo maiores que aqueles no entorno, o que reflete relativo adelgaçamento crustal. O destaque do Cráton de São Francisco é de apenas 10/15 mgal nesse conjunto.

Tais características convergem no sentido de configurar essa região do Centro e Noroeste de Minas Gerais como estável, hoje.

Anomalia do Sul-Mineiro

Na porção de Minas Gerais a Sul da linha ENE, balizada aproximadamente por Rio Claro de Minas, Itapeçerica, Congatem, Braúnas e Ouro Verde de Minas, verifica-se que:

1) os dados aeromagnéticos indicam expressiva anomalia reversa (Figura 1), de forma alongada segundo ENE. Ela se acha perturbada localmente, como, por exemplo, na área do Quadrilátero Ferrífero e sua extensão para E. Ela implica elevação da superfície Curie ou espessamento da crosta sílica;

2) os dados Magnet, como se vê nos perfis das Figuras 3 e 7 (anomalia A1 e A2), confirmam essa anomalia;

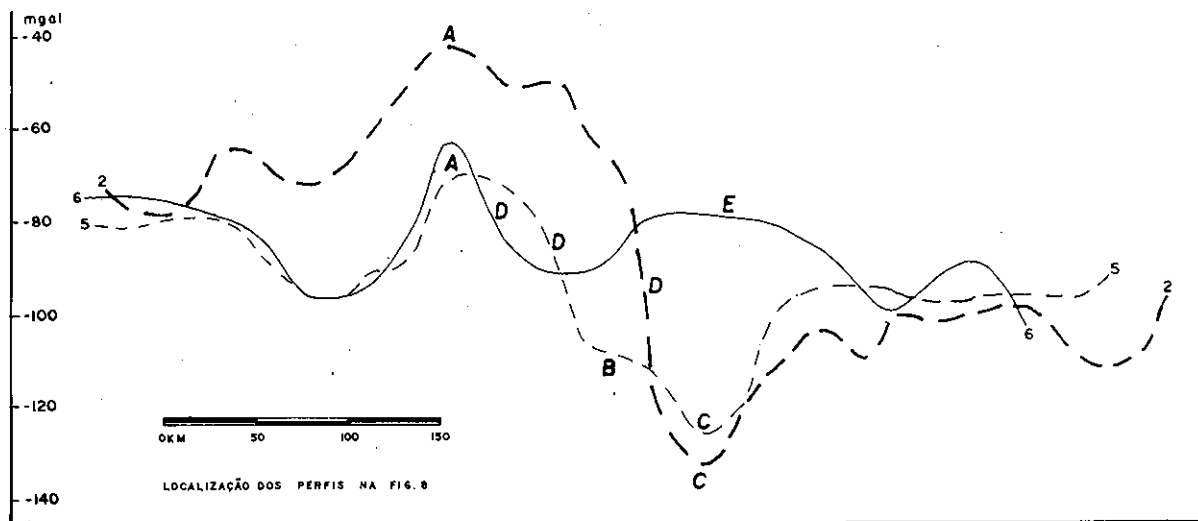
3) os dados Magsat mostram expressivo baixo magnético relativo de -14 nT;

4) na gravimetria corresponde a uma porção com valores isogálicos mais elevados que nas adjacências (Figuras 3 e 7), o que pode ser interpretado como indicativo de crosta adelgada ou região com depressão tectônica preenchida em superfície por apreciáveis volumes de rochas mais densas;

5) o fluxo térmico é elevado;

Figura 16

Perfis Bouguer 2, 5 e 6



6) os valores de produtividade de calor radiogênico são baixos (Figura 12), de 0,7-1,4 mW/m³, nas rochas próximas à superfície, de modo que se está diante ou de uma zona crustal espessada com rochas profundas de maior produtividade de calor, ou de uma zona de elevação de isothermas e litosfera adelgada;

7) em termos de sismicidade, ali se situa a maior parte dos eventos conhecidos;

8) geologicamente, é notável a terminação das supracrustais Araxá, Bambuí e Espinhaço exatamente na linha limítrofe referida (Carmo de Minas/Ouro Verde de Minas).

Conquanto as interpretações de cada tipo de informação geofísica não sejam unívocas, ao se considerar e triar o conjunto de dados, converge-se para caracterizar a região do Sul de Minas Gerais como um domínio de crosta mais delgada, termalmente anômala e ainda tectonicamente ativa. Essas características extrapolam o território de Minas Gerais, aparecendo no Leste paulista, Rio de Janeiro e Espírito Santo. Elas se relacionam com o Soerguimento da Mantiqueira. Este foi reconhecido como envolvendo porções do Leste paulista, Rio de Janeiro e pequena porção adjacente de Minas Gerais (Hasui et alii, 1982), justificando-se agora estendê-lo para mais além. Este soerguimento representa manifestação subsidiária do processo de abertura do Atlântico (Soerguimento Atlântico Sul).

Os perfis gravimétricos Bouguer e Isostático (anomalia Bouguer corrigida do efeito topoisostático das zonas numeradas de Hayford, raio maior que 166 km, no sistema Airy-Heiskanen, T = 30 km, segundo Gemael & Hatschbach, 1973) das Figuras 3 e 7 mostram expressivo gradiente desde a linha Carmo de Minas/Ouro Verde de Minas para a costa, relacionado ao Soerguimento da Mantiqueira. Na zona costeira a ele se sobrepõe o gradiente costeiro.

Na Figura 16, o perfil gravimétrico 2 é posto para mostrar o padrão normal da relação entre o Bloco Brasília e seu adjacente a Sudoeste. Este mesmo tipo de relação aparece mais a Sul, mas detalhes significativos emergem.

O perfil 5 comparado com o 2 mostra que o alto gravimétrico (A) adjacente à descontinuidade (D) está rebaixado de cerca 30 mgal, que a posição da descontinuidade está recuada para Sul, aparecendo um patamar gravimétrico (B) que a calha de supracrustais (C) correspondente à zona de espessamento crustal se mantém concordante e que no Bloco Brasília também há concordância. O referido patamar gravimétrico, recuando a descontinuidade para Sul, corresponde à faixa do Complexo Campos Gerais, bem marcada por uma particular zona magneticamente calma, que sugere fortes processos de retrabalhamento. A geometria mostrada pelo perfil 5 indica a ação pronunciada de efeitos erosivos, diminuindo o volume de

massas mais densas (rochas de alto grau) e fazendo recuar para Sul o bloco cavalgante com o favor do baixo mergulho da descontinuidade.

O perfil 6 comparado com o 2 e o 5 mostra que o alto gravimétrico (A) está também rebaixado, que a descontinuidade (D) está mais deslocada para Sul, que a depressão do tipo C não existe, sendo substituída por um domínio de massas mais densas (E). Este domínio E é representado por rochas de alto grau que se expõem entre as regiões de Nepomuceno e Divinópolis, em parte reconhecidas por Cavalcante et alii (1979). O perfil 6 mostra que, para Leste, a ação erosiva foi mais pronunciada, fazendo desaparecer as supracrustais que se associam à zona de espessamento crustal em outros perfis.

A elevação dos complexos Campos Gerais e Varginha, mais acentuada para Leste, condiz com o quadro do Soerguimento da Mantiqueira (D nas Figuras 3 e 7).

Soerguimento do Alto Paranaíba

Este soerguimento, reconhecido por Grossi Sad et alii (1971), foi caracterizado depois por Hasui et alii (1974) e, com informações gravimétricas e aeromagnéticas, por Hasui et alii (1976) e Almeida et alii (1980). Nesta oportunidade, alguns elementos adicionais podem ser apresentados.

Os perfis gravimétricos 1, 2 e 3 (Figura 17) mostram o resalto da ordem de 10-15 mgal correspondente ao soerguimento. As intrusões de Serra Negra/Salitre e a depressão de Patos de Minas destacam-se nestas seções.

O contorno da área gravimétrica do soerguimento pode ser traçado como se vê na Figura 18.

É de se destacar o feixe NW de lineamentos magnéticos correspondente a extensas descontinuidades, cruzando a porção Sul do soerguimento. Outra feição importante é o lineamento de origem profunda que aparece entre as depressões de Perdizes e Patos de Minas, com extensão tal que cruza o Estado de Minas Gerais, passando pela anomalia de Jequitai, ela se caracteriza como uma anomalia bipolar e reversa, alongada (Figuras 1 e 5) segundo NE, que deve corresponder a uma descontinuidade. Também se salienta o limite NE do soerguimento que corresponde a outro lineamento magnético e gravimétrico de direção NW, cuja extensão em Goiás é a descontinuidade de Pirenópolis.

Anomalias Locais

As anomalias locais indicadas pela gravimetria e magnetometria são numerosas. Elas foram em parte comentadas no capítulo anterior, aqui se destacando alguns aspectos adicionais.

Figura 17

Perfis Gravimétricos do Soergimento do Alto Paranaíba

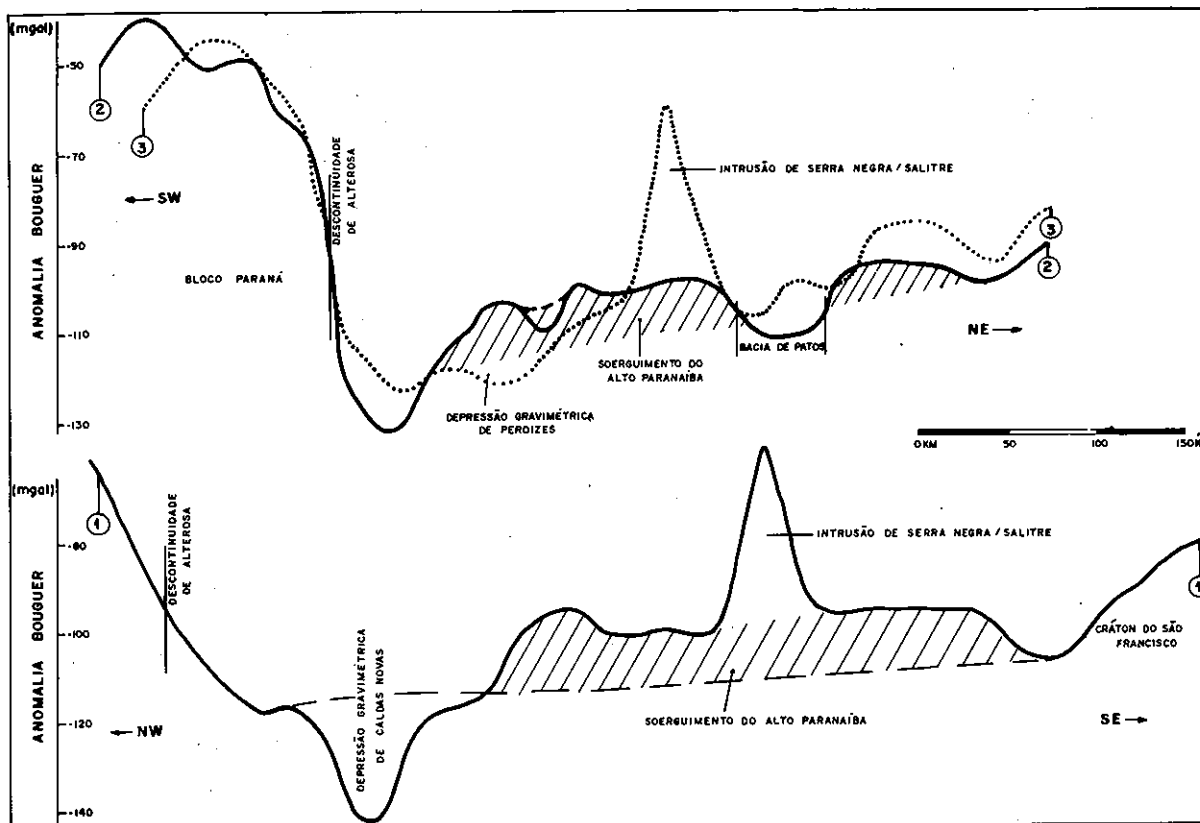


Figura 18

Elementos Geofísicos e Geológicos do Oeste de Minas Gerais

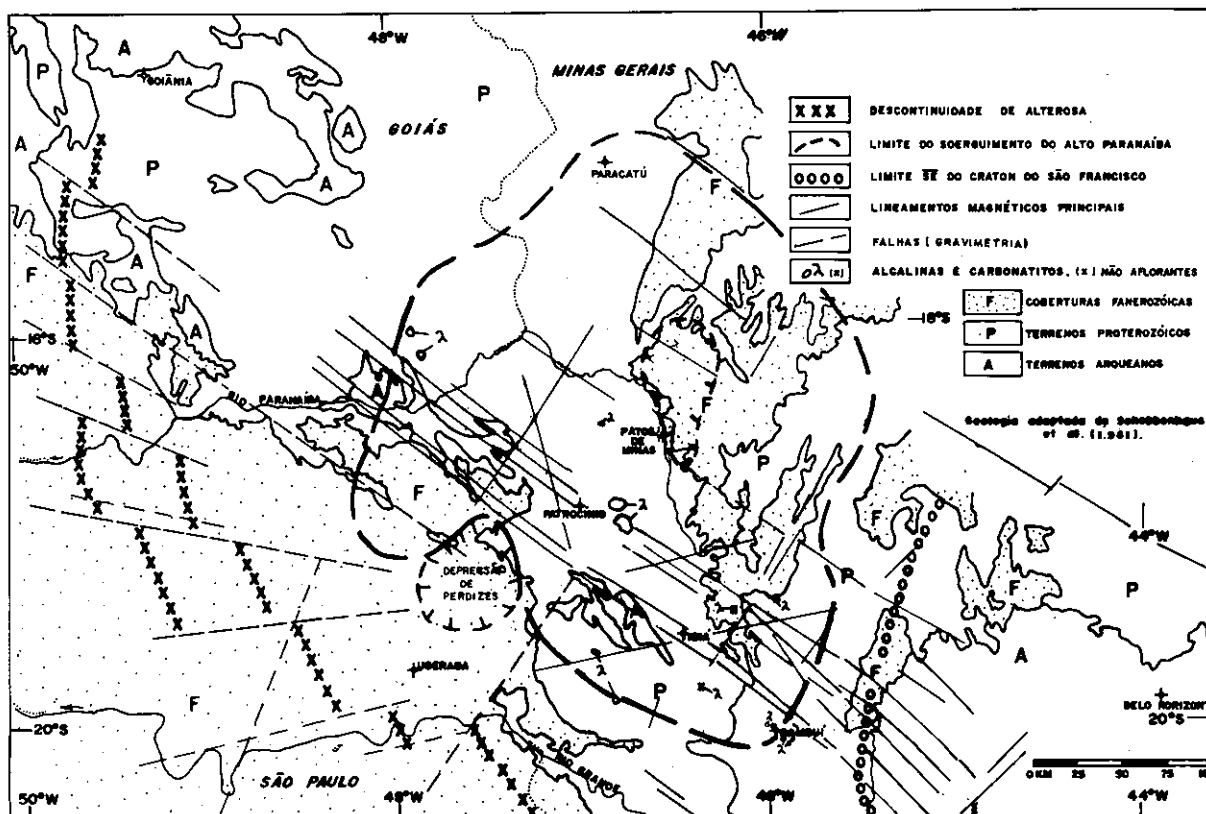
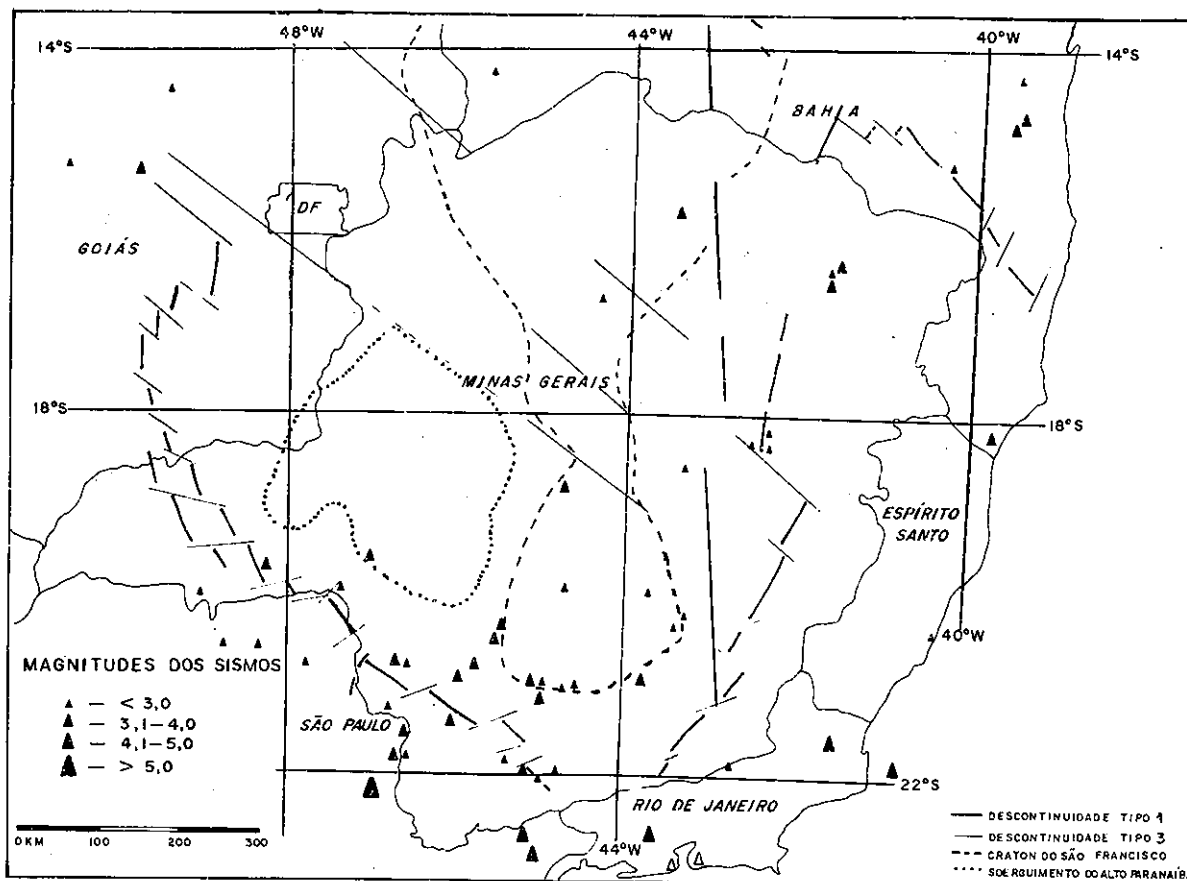


Figura 19

Estruturas Maiores e Sismicidade: em Minas Gerais.



A anomalia Serra Negra/Salitre expressa-se como um alto gravimétrico e um quadripolo magnético. A modelagem indica um corpo com forma de cone truncado (Haralyi, 1978).

As anomalias gravimétricas das intrusões de Poços de Caldas, Araxá/Tapira, Itatiaia/Passa Quatro e Bambuí indicam deficiências de massa, explicáveis pelas densidades mais baixas das rochas que as constituem, em contraste com as de Catalão I/II e Serra Negra/Salitre.

As anomalias gravimétricas de Santos Dumont e São Romão não se expressam no mapa aeromagnético e as anomalias magnéticas de São Gotardo e Ibiá não se destacam no mapa Bouguer, por causa de telescopagem por anomalias maiores.

O baixo gravimétrico de Patos de Minas implica deficiência de massa da ordem de 186×10^9 t, não inteiramente explicada pela espessura dos sedimentos cretácicos (Haralyi, 1978), sendo possível que sob estes haja uma zona espessada do Grupo Bambuí, possivelmente controlada pela estrutura (magnética) Perdizes—Jequitai. A interpretação da anomalia gravimétrica de Caldas Novas, com déficit de massa de 632×10^9 t, é a de uma depressão crustal, aproximadamente circular, com abatimento maior na parte central (Haralyi, 1978 e 1980). Adotando contraste de densidade de $0,33 \text{ g/cm}^3$ para a interface crosta sílica/crosta simática, pode-se estimar em 1.200 m o afundamento havido. Os dados aeromagnéticos e do Magnet mostram existir ali uma anomalia magnética de grande comprimento de onda e polaridade reversa, o que condiz com esse modelo crustal. Davino (1979) admite o modelo de uma depressão superficial preenchida por metassedimentos mais leves com 12 km de espessura, mas dados magnéticos não corroboram esta interpretação.

A anomalia gravimétrica de Perdizes, de -15 mgal, corresponde a uma deficiência de massa de cerca de 360×10^9 t; ela abrange uma área de 2.400 km². Tem forma aproximadamen-

te circular e apresenta uma anomalia magnética reversa, com polo negativo de -350 nT. O polo positivo está parcialmente mascarado pela anomalia de Araxá, tem +150 nT pelos dados aeromagnéticos e nos perfis Magnet é plenamente delimitado com amplitude de 140 nT (Figura 7). A interpretação é semelhante à de Caldas Novas (Haralyi, 1978 e 1980). Considerando contraste de densidade de $0,33 \text{ g/cm}^3$ entre as crostas sílica e simática, deduz-se um afundamento de 1.100 m. Na modelagem magnética verifica-se que há deficiência de massa magnética, que poderia ser explicada pela incidência ali de fluxo térmico mais elevado.

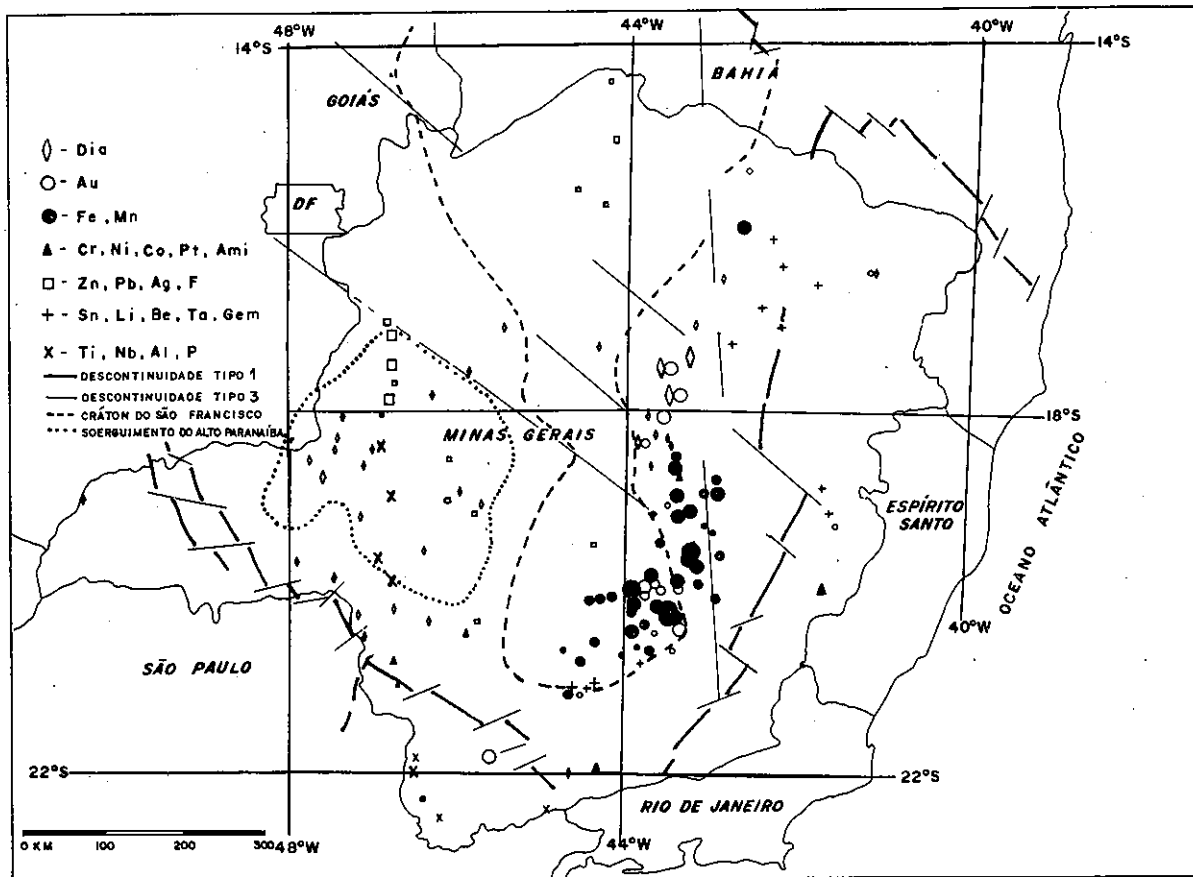
A anomalia gravimétrica de Jequitai, de -25 mgal, embora admita outras interpretações, é compatível com a de existência de um corpo alcalino subafiorante.

O Quadrilátero Ferrífero expressa-se em uma anomalia gravimétrica de 20-30 mgal e, magneticamente, configura uma zona muito perturbada, que se estende para Leste com comprimentos de onda maiores. Esta extensão mostra que as rochas magnéticas mergulham para Leste até as proximidades da descontinuidade de Abre-Campo. As anomalias muito perturbadas permitem deduzir a extensão também para SW de faixas de rochas magnéticas, ao que parece pertencentes ao Supergrupo Minas. Estas faixas aparentemente estão relacionadas com o feixe de falhas ENE do S mineiro, que em zonas abatidas as teriam preservado.

DISTRIBUIÇÃO DE RECURSOS MINERAIS

A Figura 20 mostra as principais ocorrências de recursos minerais de Minas Gerais, extraídas de Schobbenhaus *et alii* (1981). Estão excluídas jazidas de argila, calcários, areias, pedras para brita, feldspato, quartzo, mica, etc., e os bens assinalados estão grupados em conformidade com as suas associações naturais e jazimentos.

Figura 20
Recursos Minerais



A distribuição regional não é caótica, podendo-se verificar diversas relações com o quadro litoestrutural delineado nos itens anteriores.

As jazidas de Fe, Mn e Au localizam-se em faixas magneticamente perturbada e muito perturbada (Figura 5) que acompanham internamente a borda do Bloco Brasília (Figura 10). Elas distribuem-se a Sul do feixe de falhas de direção NW (número 2 antes referido) e se inserem no contexto da porção NW do Soerguimento da Mantiqueira. Os pegmatitos, com minerais de Li, Be, Ta, Nb, por seu turno, relacionam-se com zonas magneticamente calmas próximas às bordas do Bloco Brasília. Os corpos básico-ultrabásicos mineralizados distribuem-se ao longo ou junto dos limites do Bloco Brasília, tanto em Minas Gerais como em Goiás, e associam-se às faixas de rochas de alto grau. As jazidas de sulfetos de Zn e Pb, associadas ao Grupo Bambuí, coincidem com zona magneticamente perturbada, não longe da zona calma e afetada por descontinuidade dos feixes NW e NE (Figura 5). Elas se alinham aproximadamente segundo N-S, o que não parece acidental. O diamante ocorre em três áreas distintas (W, SW e Centro do Estado). Vinculam-se ao Soerguimento do Alto Paranaíba, à região onde se articulam os blocos Brasília, São Paulo e Paraná e à zona de cruzamento dos feixes 2 e 4 de descontinuidade (região de Diamantina). Alguns garimpos existem entre os campos diamantíferos do Alto Paranaíba e de Diamantina, localizados na zona magneticamente calma do Centro/Noroeste do Estado, cuja origem resta ser estudada com mais detalhe.

Esse tipo de análise de distribuição de recursos minerais é aqui apenas arranhado, a título ilustrativo de investigação que merece ser detalhada, porquanto pode contribuir na definição de províncias metalogênicas.

ESTABILIDADE GEOLÓGICA

A Figura 19 mostra a sismicidade do território mineiro e adjacências. Os sismos associam-se às zonas das descontinui-

dades de Alterosa e Abre-Campo e, principalmente, à porção NW do Soerguimento da Mantiqueira, com vinculação a zonas de descontinuidades ENE.

Essa sismicidade mostra a tectônica ressurgente vinculada a feições estruturais muito antigas.

CONCLUSÕES

Neste estudo procurou-se explorar a informação geofísica existente (dados magnéticos, gravimétricos, de fluxo térmico e sismicidade), acoplando-se-lhe a informação geológica.

Como se viu, da análise realizada emerge um quadro de grandes estruturas regionais ao qual se vincula a distribuição dos complexos litológicos, assim se delineando o arcabouço do território examinado. Também considerações de ordem evolutiva foram avançadas. Estes resultados demonstram a importância da informação geofísica, fazendo aflorar feições insuspeitadas nos levantamentos geológicos de superfície e trazendo definições substanciais para as reconstituições e interpretações.

O Estado de Minas Gerais tem uma arquitetura litoestrutural muito antiga, inserida no contexto mais amplo dos blocos Brasília, Vitória, São Paulo e Paraná. Estes blocos constituídos de terrenos granito-greenstone acham-se justapostos por zonas de cavalgamento de baixo ângulo, que fizeram expor-se nas porções limítrofes os níveis crustais inferiores dos blocos cavalgantes. Estes níveis configuram faixas de terrenos de alto grau. Essa estruturação regional, admitida como do fim do arqueano, é bem marcada pela gravimetria e também pelos dados magnéticos.

Esse quadro litoestrutural foi complicado por imponentes feixes de descontinuidades, originados presumivelmente no proterozóico inferior. Tais descontinuidades, indicadas pelos dados gravimétricos e magnéticos, têm orientações NW, ENE, N-S e NE; também um feixe em leque é observado no Oeste

mineiro. Elas se expressam nos mapas truncando e impondo deslocamentos horizontais de até várias dezenas de quilômetros às descontinuidades preexistentes.

O Supergrupo Minas, ao que se admite correntemente, representaria um pacote supracrustal dessa época, mas seu posicionamento no tempo geológico é ainda problemático, não sendo de se excluir a hipótese de se tratar de uma seqüência mais antiga.

A partir do início do proterozóico médio até tempos cambro-ordovicianos importantes processos termotectônicos tiveram lugar, afetando os terrenos de alto grau e extensas porções dos terrenos granito-greenstone. O Cráton do São Francisco é o bloco que no Evento Brasileiro se manteve estável, correspondendo apenas a uma parte interior do Bloco Brasília. Tais processos foram ensiânicos, de vez que as estruturas preexistentes foram preservadas. A reativação havida foi, de maneira evidente, favorecida pelas linhas de fraqueza antes formadas.

A evolução fanerozóica gerou feições proeminentes durante a reativação Wealdeniana, que se vincula à abertura do Atlântico. Numerosas feições se constituíram, destacando-se os soerguimentos do Alto Paranaíba e da Mantiqueira, o primeiro tendo evoluído até a fase de soerguimento e o segundo até a fase rift.

Hoje, as porções central e Noroeste do Estado caracterizam-se pela maior estabilidade geológica, enquanto a porção Sul se configura como domínio ainda em ajustamento tectônico, provavelmente residual da tectônica mesozóico/ce-nozóica.

Se é possível harmonizar as informações geológicas e geofísicas em suas partes essenciais, muitos são os detalhes que requerem investigações mais detidas. Tal é o caso das idades das descontinuidades geofísicas e falhas geológicas, das idades e origem de depressões crustais como Caldas Novas, Perdizes e Jequitai, o significado do Supergrupo Minas, etc.

Evidentemente, tais problemas são mais desafios do que barreiras e devem merecer a atenção dos pesquisadores, por-que colimam o melhor entendimento da geologia regional.

Nicolau L. E. Haralyi

*Engenharia de Minas, Indústria, Comércio
e Mineração Haralyi Ltda.
Caixa Postal 19.026
04599, São Paulo, SP, Brasil*

Yociteru Hasui

José Augusto Miotto

Valiya M. Hamza

*Instituto de Pesquisas Tecnológicas
do Estado de São Paulo (IPT)
Divisão de Minas e Geologia Aplicada
Caixa Postal 7.141
05508, São Paulo, SP, Brasil*

Consuelo Reis V. Rodrigues

*CNPq/Observatório Nacional
Departamento de Geofísica
Rua General Bruce, 586
20921, Rio de Janeiro, RJ, Brasil*

Bibliografia

- ALMEIDA, F. F. M. de — 1978 — Regimes tectônicos Arqueanos na evolução proterozóica e mineralizações do Leste brasileiro. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 50 (4):601-602.
- ALMEIDA, F. F. M. de — 1981 — O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In: Simp. Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*, Salvador, 1979. *Anais...* Salvador, Coord. Prod. Min./SBG, p. 1-10.

- ALMEIDA, F. F. M. de & LITWINSKI, N. — 1984 — Província Mantiqueira, setor setentrional. *In: O Pré-cambriano do Brasil*. F. F. M. de Almeida e Y. Hasui (Coords.), p. 282-307. Edit. Edgard Blücher, S. Paulo.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; DAVINO, A. & HARALYI, N. L. E. — 1980 — Informações geofísicas sobre o Oeste mineiro e seu significado geotectônico. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 52 (1):49-60.
- ASSUMPCÃO, M.; DIAS NETO, C. M.; BERROCAL, J.; ANTEZANA, R.; FRANÇA, H. & ORTEGA, R. — 1980 — Sismicidade do Sudeste do Brasil. *In: Congr. Bras. Geol.*, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais... Balneário de Camboriú, SBG*, 1980, 2:1075-1092.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C. & CUNHA, C. A. B. R. — 1970 — Geologia da região do Triângulo Mineiro. *DNPM, Bol.* 136, 140 p.
- BLITZKOW, D.; GASPARINI, P.; SÁ, N. C. de & MANTOVANI, M. S. M. — 1979 — Crustal structure of Southeastern Minas Gerais, Brazil, deduced from gravity measurements. *Rev. Bras. Geoc.*, 9(1):39-43.
- BOSUM, W. — 1973 — O levantamento aeromagnetométrico de Minas Gerais e Espírito Santo e sua consequência quanto à estrutura geológica. *Rev. Bras. Geoc.*, 3:149-159.
- BOSUM, W. & MOLLAT, H. — 1975 — Interpretação do levantamento aerogeofísico sistemático de Minas Gerais e Espírito Santo. *Belo Horizonte, Conv. Geof. Brasil—Alemanha*, 2 vols., 60 p.
- CONVÊNIO GEOFÍSICO BRASIL—ALEMANHA — 1971 — Mapas de isoanomalias de intensidade magnética total. *Belo Horizonte*.
- CONVÊNIO GEOFÍSICO BRASIL—ALEMANHA — 1972 — Mapas de isoanomalias de intensidade magnética total. *MME/DNPM, Belo Horizonte*.
- CORRADO, G.; RAPPOLA, A.; GASPARINI, P. & MANTOVANI, M. S. M. — 1979 — Deep Curie temperature computed from aeromagnetic anomalies in Southeastern Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 9(1):33-38.
- CORREA, G. V. — 1971 — Diatremas na região de Bambuí. *In: Congr. Bras. Geol.*, 25, São Paulo, 1971. *Anais... São Paulo, SBG*, 1971, 2:103-112.
- DAVINO, A. — 1979 — O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás. *In: Simp. Reg. Geol.*, 2, Rio Claro, 1979. *Resumos...* Rio Claro, p. 4-5.
- DAVINO, A. & BARROS, M. — 1976 — Prospecção gravimétrica em área do Grupo Bambuí no Estado de Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciênc.*; 48(1).
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1976 — Mapas de isoanomalias de intensidade magnética total. *DNPM/CPRM, Brasília*.
- FERREIRA, F. J. F. & CAVALCANTE, J. C. — 1978 — Integração de dados aeromagnéticos e geológicos do SW de Minas Gerais. *In: Congr. Bras. Geol.*, 30, Recife, 1978. *Anais... Recife, SBG*, 5:2263-2277.
- GAMA, L. I. — 1972 — Valores de gravidade nas regiões Centro e Sul do Brasil. *Observatório Nacional, Publ. Prog. Gravimétrico*, 4, Rio de Janeiro.
- GASPARINI, P.; MANTOVANI, M. S. M. & SHUKOWSKY, W. — 1981 — Interpretation of long wavelength magnetic anomalies. *In: The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation*, R. Cassinis, Edit. Plenum Publ. Corp.
- GEMAEL, C. & HATSCHBACH, F. — 1973 — Cartas de redução topo-isostática para o Estado de Minas Gerais. *Univ. Fed. Paraná, Geodésia, Bol.* 14, 6 p., Curitiba.
- GODOY, R. C. — 1982 — Variação secular da intensidade do campo geomagnético do Brasil. *Tese. Publ. Observatório Nacional* 01/1982, Rio de Janeiro, 116 p.
- HAMZA, V. M.; ESTON, S. M.; ARAÚJO, R. L. C.; VITORELLO, I. & USSAMI, N. — 1978 — Coleção Brasileira de dados geotérmicos. Série 1. *Publ. Inst. Pesq. Tecnológicas de São Paulo*, 1109, 316 p., São Paulo.
- HAMZA, V. M. — 1980 — Estimates of terrestrial heat flow and radiogenic heat production in Eastern Brasil. *In:*

- Congr. Bras. Geol. 31, Balneário de Camboriú, 1980. Anais... Balneário de Camboriú, SBG, 1980, 2:1149-1160.
- HARALYI, N. L. E. — 1978 — Carta gravimétrica do Oeste de Minas Gerais, Sudeste de Goiás e Norte de São Paulo. Tese, Inst. Geoc. Univ. São Paulo, São Paulo, 359 p.
- HARALYI, N. L. E. — 1970 — Carta gravimétrica do Oeste de Minas Gerais, Sudeste de Goiás e Norte de São Paulo. In: Congr. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, 1980. Anais... Balneário de Camboriú, SBG, 1980, 5:2639-2647.
- HARALYI, N. L. E. — 1980 — Depressões tectônicas no Cráton do Paramirim. In: Congr. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, 1980. Anais... Balneário de Camboriú, SBG, 1980, 5:2634-2638.
- HARALYI, N. L. E.; LIMA, M. da C. A. B. & FLEXOR, J. M. — 1982 — On the interpretation of gravimetric surveys carried out in tropical regions. In: Int. Symp. on Applied Geophysics in Tropical Regions, Belém, 1982. Resumos... Belém, SBBGf, p. 32.
- HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. — 1981 — Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do Sul de Goiás. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, Goiânia, 1981. Atas... Goiânia, SBG, p. 73-92.
- HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. — 1982a — Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG, 1982, 1:374-385.
- HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. — 1982b — Interpretation of gravity and magnetic data of old cratonic areas in East-central Brazil. In: Seg Int. Meeting and Exposition, 52, Dallas, 1982. Abstracts and Biographies... Dallas, 1982, p. 276-278.
- HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. — 1983 — The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. Rev. Bras. Geoc., 12:160-166.
- HARALYI, N. L. E. & SVISERO, D. P. — 1984 — Prospecção integrada de kimberlitos em Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc. 14(1).
- HASUI, Y. — 1983 — Aspectos essenciais da secção Caconde — Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do pré-cambriano do Leste Paulista. In: 1.^a Jornada Carta Geol. Est. S. Paulo 1:50.000. Atas... São Paulo, Pró-Minério, p. 227-252.
- HASUI, Y. — 1984 — Um aspecto fundamental do arqueano brasileiro. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Resumos... Rio de Janeiro, SBG, 1984, p. 185.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. de; HARALYI, N. L. E.; DAVINO, A. & SVISERO, D. P. — 1976 — O contexto tectônico dos Carbonatitos do Oeste de Minas Gerais e Sul de Goiás. First Int. Symp. on Carbonatites, Poços de Caldas, 1976. Resumo mimeografado.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. de; MIOTO, J. A. & MELO, M. S. — 1982 — Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna. Monografias, 7, IPT, S. Paulo.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. — 1984 — Província Mantiqueira, Setor Central. In: O Pré-cambriano do Brasil. F. F. M. de Almeida & Y. Hasui (Coords.), p. 308-344, Edit. Edgard Blücher, S. Paulo.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G. R.; SUGUIO, K. & FUCK, G. F. — 1975 — The Phanerozoic tectonic evolution of the Western Minas Gerais State. An. Acad. Bras. Cienc., 47:431-438.
- HOYLER, E. P. — 1958 — Observações gravimétricas. FIBGE, 4 Distr. Levantamentos, São Paulo, 685 p.
- IAG, INSTITUTO ASTRONÔMICO E GEOFÍSICO (USP) — 1981 — Regionalização sísmica do Brasil. Relatório Científico Final. Vol. 1, 214 p. (não publicado).
- LESQUER, A.; ALMEIDA, F. F. M. de; DAVINO, A.; LA-CHAUD, J. C. & MAILARD, P. — 1981 — Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Craton de São Francisco (Brésil). Tectonoph. 76:273-293.
- MANTOVANI, M. S. M. & SHUKOWSKY, W. — 1982 — Analysis of a large extent aeromagnetic survey near the geomagnetic equator (Minas Gerais, Brazil). PAGEOF, 120:784-794.
- MANTOVANI, M. S. M. & SHUKOWSKY, W. — 1983 — The use of aeromagnetic data in regional crustal studies at low latitudes: a case study. Rev. Bras. Geof. 2(1):1-9.
- SAD, J. H. G.; CARDOSO, R. N. & COSTA, M. T. de — 1971 — Formações cretácicas em Minas Gerais: uma revisão. Rev. Bras. Geoc., 1(1):2-13.
- SBGf, SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA — 1983 — Relação de eventos sísmicos ocorridos no Brasil em 1982. Rev. Bras. Geof. 1(2):124-125.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E. (Coord.) — 1981 — Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, 1:2.500.000. DNPM, Brasília.
- SENGPIEL, K. P. & EBERLE, W. — 1975 — Detalhamento aerogeofísico por helicóptero, área de Monte Carmelo 1, Minas Gerais. Belo Horizonte, Conv. Geof. Brasil—Alemanha, 72 p.
- SETTLE, M. & LANGEL, R. — 1982 — Results of the Magsat mission. In: Seg Int. Meeting and Exposition, 52, Dallas, 1982. Abstracts and Biographies... Dallas, 1982, p. 407-408.
- SVISERO, D. P.; HARALYI, N. L. E. & FEITOSA, V. M. N. — 1982 — Geologia e geofísica do kimberlito Sucuri, Monte Carmelo, Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1980. Resumos... Salvador, SBG, 1980, 2:465-474.
- USSAMI, N.; HAMZA, V. M. & VITORELLO, I. — 1978 — Modelo geotérmico preliminar da região Leste da faixa geotransversal brasileira. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Resumos... Recife, SBG, 1978, p. 43.
- VELOSO, J. A. V. & MENDIGUREN, J. A. — 1980 — Rede sísmológica de alcance nacional coordenada pela Universidade de Brasília — Situação atual e perspectivas futuras. In: Congr. Bras. Geol. 31, Balneário de Camboriú, 1980. Anais... Balneário de Camboriú, SBG, 1980, 2:1207-1213.
- WINDLEY, B. F. — 1977 — The evolving continents. John Wiley & Sons.
- YUAN, D. W.; LIDIAC, E. C.; LONGACRE, M. B. & KELLER, G. R. — 1982 — Relation of Magsat anomalies to the main tectonic provinces of South America. In: Seg Int. Meeting and Exposition, 52, Dallas, 1982. Abstracts and Biographies... Dallas, 1982, p. 274-276.

METALOGÊNESE DO OURO NA MINA DE MORRO VELHO E NO DISTRITO DE NOVA LIMA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS, BRASIL

EDUARDO A. LADEIRA

ABSTRACT: The Morro Velho and Raposos gold mines account for most of the 4,249.5 kg of gold produced in 1983, ore grade 10.5gAu/metric ton, in the Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil.

Gold in the district is hosted in iron formations and meta-cherts of the Rio das Velhas Supergroup (called Series by Dorr et alii, 1959), which constitutes the Rio das Velhas Greenstone Belt, for whose lower sequence, the Nova Lima Group, the following division has been proposed (Ladeira, 1980 a, b, c): a lower Metavolcanic Unit with ultramafic (including periodotitic komatiites, serpentinites), mafic (pillowed metabasalts) to felsic assemblages; a middle Metasedimentary Chemical Unit; and an Upper Metaclastic Unit, with impure detrital rocks.

The Metavolcanic Unit is now composed of greenschists, with most primary textures and structures obliterated by polyphasic deformation and transformation in the greenschist facies of regional metamorphism. However, relict textures, chemical composition, and the presence of recently found (Ladeira, 1981) pillowed variolites indicate that the mafic greenschists were originally basalts and those with fragmental features and relict shards were basaltic volcanoclastic rocks.

Large abundances of Ni (55-150ppm), Cr (32-200ppm), Co (30-200ppm) and Cu (30-200ppm), the normal levels of Sc (25-150ppm), V (25-130ppm) and the small abundances of Y (25-185ppm), Nb (50-100ppm), Mo (25-135ppm), Ga (30-125ppm) and Pb (less than 5ppm) suggest a basaltic primary rock for the mafic greenschists, which is also compatible with abundance levels of Ba (25-200ppm) and Sr (30-185ppm), if their state of carbonatization is considered. The correlation of trace elements with Zr (25-200ppm) is small. Even Cr and Ni, long considered immobile elements are very disperse. This suggests that during metamorphism of the rocks which are now greenschists, conditions for mobilization of these elements occurred.

Large values of Pd (\bar{x} = 125ppb) and Pt (\bar{x} = 153ppb) indicate that ultramafic rocks known to occur in some sites, are a more important primary component of the Nova Lima Group, than previously thought, or that these elements were remobilized from deep-seated ultramafic rocks during metamorphism. The Ni-Y plot used to discriminate mid-ocean ridge basalts from island arc, low K₂O basalts, was used to trace the origin of part of the Nova Lima Group greenschists. Such data indicate that nearly all samples are within the field of basalts erupted at the mid-ocean ridge.

The Metasedimentary Chemical Unit includes the metacherty-tuffaceous Lapa Seca Formation and the Raposos BIF, which are the gold-bearing units of the Nova Lima Group and host the gold deposits of the Nova Lima District.

Gold at the Morro Velho, Bicalho, Bela Fama, and Urubu mines is included within, and is at the grain boundaries of pyrrhotite, arsenopyrite, pyrite, minor chalcopyrite, cubanite, tetrahedrite, galena and sphalerite, in strataform and stratabound massive and banded sulfide bodies. Some gold is in minor quartz veins. The main host rock is a schistose well bedded to massive quartz, ferroan dolomite, ankerite rock of the Lapa Seca Formation. $\delta^{18}\text{O}$ of authigenic quartz of $\approx 17.0\%$ is similar to that of Archean marine carbonate cherts elsewhere

(Knauth & Lowe, 1978). Gold at the Raposos, Faria, Cuiabá, São Bento and Santa Quitéria mines occurs with sulfide minerals similar to those at Morro Velho Mine, but is in regularly banded, carbonate, silicate, oxide and sulfide facies iron formation of the Raposos BIF. The Lapa Seca Formation rests on spilitized tholeiitic metabasalts with intercalated mafic to felsic metatuffs and is overlain by intermediate to felsic metatuffs. The Raposos BIF is conformable on the Lapa Seca Formation as well as lateral thereto, and both overlies and is intercalated with spilitized pillowed metabasalts, and felsic metatuffs and graphitic phyllites. The average $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ for the Lapa Seca Formation and Raposos BIF is 0.75 which indicates weak to moderate reduction conditions during deposition of quartz, carbonates and sulfides. The stratabound and stratiform ore bodies are congruently folded and refolded with both the Lapa Seca Formation and Raposos BIF, mostly into asymmetrical overturned isoclinal folds with an echelon pattern, intersected by later asymmetrical cross folds. Hinge zones of folds are sheared and faulted; plunge of ore bodies is parallel to plunge of folds, averaging S85E, 45 in upper levels of mines, and decreases 1°30' on each successive level, to 13° in level 29 at Morro Velho Mine, the deepest in the district.

The gold-bearing sulfide bodies and their immediate host rocks, the Lapa Seca Formation and the Raposos BIF, are interpreted as chemical precipitants on the sea floor by mixing of ascending reduced hot aqueous fluids and sea water. Ascending fluids were in large part modified sea water charged with metals leached from volcanic rocks during convective overturn. Additional fluids and metals may have been derived by leaching the basement of sialic crust and upper mantle and, by fractionation of the ultramafic and mafic magma which is parent to volcanic rocks at the base of the Nova Lima Group.

Metals were possibly transported as chloride complexes (Fyfe & Henley, 1973) and deposited with, or as, sulfide minerals where ascending reduced fluids mixed with sea water leading to sulfate reduction, or interacted with sulfur of volcanic origin.

The tectonic setting is depicted as a marginal basin established on sialic crust similar to present day marginal basins of the Southwest Pacific (Karig, 1974) or to the Mesozoic marginal basin "Rocas Verdes" Complex from Southern Chile (Tarney et alii, 1976).

The closest analogues of the Morro Velho and Raposos gold deposits are respectively those of the Homestake, U.S.A. and Vubachikwe, Zimbabwe mines.

RESUMO: As Minas de Ouro de Morro Velho e Raposos, no Distrito de Nova Lima, Minas Gerais, respondem majoritariamente pelo total de 4.249,5 kg de ouro produzido em 1983, no distrito, a partir de minérios com teor de 10,5 g Au/tonelada. O ouro é hospedado em formação ferrífera bandada e metacherts do Supergrupo Rio das Velhas (série homônima de Dorr et alii, 1959), que constitui o Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas, para cuja sequência inferior, o Grupo Nova Lima, propôs-se recentemente a seguinte divisão (Ladeira, 1980 a, b, c): 1) uma Unidade Metavolcânica com rochas ul-

tramáficas (incluindo-se peridotitos komatiitos, máficas e félsicas); 2) uma Unidade Metassedimentar de Origem Química; 3) uma Unidade Clástica de rochas detríticas impuras, metamorfosadas.

A Unidade Metavulcânica acha-se transformada em xistos verdes, com textura obliterada por deformação polifásica e metamorfismo na *facies* xisto verde. Contudo, texturas relicticas, composição química e a presença de variolitos almofadados, estes recentemente encontrados (Ladeira, 1981), indicam que os xistos verdes máficos desprovidos de componentes fragmentários eram originalmente lavas ultramáficas e basaltos, enquanto os que exibem feições fragmentárias e relictos de *shards* eram rochas vulcanoclásticas basálticas. Grandes abundâncias de Ni (55-150ppm), Cr (32-200ppm), Co (30-200ppm) e Cu (30-200ppm), os níveis normais de Sc (25-150ppm), V (25-130ppm) e as pequenas abundâncias de Y (25-185ppm), Nb (50-100ppm), Mo (25-135ppm), Ga (30-125ppm) e Pb (menos de 5 ppm) sugerem uma rocha basáltica primária para os xistos verdes máficos. A correlação de elementos traços com Zr (25-200ppm) é pequena. Até mesmo Cr e Ni, considerados há muito tempo elementos imóveis, estão bem dispersos, sugerindo que durante o metamorfismo dos basaltos — hoje xistos verdes — ocorreram condições para remobilização destes elementos. Altos valores de Pd (\bar{x} = 125 ppb) e Pt (\bar{x} = 153 ppb) indicam que ultramafitos, conhecidos em alguns sítios, constituem um componente primário muito mais importante do Grupo Nova Lima do que previamente suposto ou que tais elementos foram remobilizados de ultramafitos subjacentes durante o metamorfismo.

As litologias hospedeiras de ouro pertencem à Unidade Metassedimentar Química, que inclui a Formação Lapa Seca, metachértica-tufácea e Formação Ferrífera Bandada (FFB) Raposos (Ladeira, 1980).

O ouro nas Minas de Morro Velho, Bicalho, Bela Fama e Urubu ocorre incluso ou nos limites granulares de pirrotita, arsenopirita, pirita e, em menor parte, de calcopirita, cubanita, tetraedrita, galena e blenda.

A hospedeira principal é uma rocha xistosa, da Formação Lapa Seca, com quartzo de grã-fina, clorita, Fe-dolomita, ankerita, albita, mica branca. $\delta^{18}O$ de quartzo autigênico nesta formação com média de 17,00‰ correlaciona-se com a faixa de valores de *metacherts* e quartzo de rochas carbonáticas silicificadas, ambas de origem marinha e de idade arqueana, como, por exemplo, as do Grupo Onverwacht do Transvaal, África do Sul (Knauth & Lowe, 1978). Nas minas de Raposos, Faria, Cuiabá, São Bento e Santa Quitéria o ouro ocorre também com sulfetos de modo análogo, em corpos estratiformes encaixados na *facies* carbonática, sulfetada, silicática e, em menor parte, oxidada da FFB Raposos. A Formação Lapa Seca jaz sobre metabasaltos toleíticos, espilitizados, intercalados com tufos xistosos máficos a félsicos, e sobposta a tufos xistosos intermediários a félsicos. A FFB Raposos é concordante a lateral à Formação Lapa Seca e tanto jaz sobre quanto se intercala em metabasaltos análogos, tufos xistosos intermediários a félsicos e filitos grafitosos.

A média de $Fe^{2+}/\Sigma Fe$ para a Formação Lapa Seca e FFB Raposos é 0,75, indicando condições redutoras fracas a moderadas durante deposição de quartzo, carbonatos e sulfetos. Os corpos de minério sulfetado auríferos são estratiformes e estratófilos, sendo congruentemente dobrados e redobrados com a Formação Lapa Seca ou FFB Raposos, em estilo anisópaco com dobras assimétricas isoclinais deitadas, com padrão em *échelon*, intersectadas por dobras assimétricas mais jovens cruzadas. As zonas axiais das dobras são cisalhadas e falhadas. Os caimentos dos corpos de minério são concordantes com os das dobras, tendo rumo médio de S85E, com caimentos de 45° à superfície e nos níveis superiores das minas, diminuindo progressivamente de 1°30', por nível, atingindo 13° à maior profundidade do distrito, isto é, nível 29 da Mina de Morro Velho.

Os corpos sulfetados com ouro e hospedeiras imediatas, isto é, a Formação Lapa Seca e a FFB Raposos, são interpretados co-

mo precipitados químicos no assoalho oceânico a partir da coalescência de fluidos aquosos, termais, redutores e ascendentes, com água do mar. Tais fluidos eram, na maior parte, água do mar modificada e carreando metais lixiviados dos vulcanitos durante o fluxo convectivo de retorno. Fluidos adicionais e metais podem ter sido oriundos da lixiviação do embasamento crustal siálico, do manto superior e do fracionamento do magma ultramáfico e máfico parente dos vulcanitos da base do Grupo Nova Lima. Os metais possivelmente foram carregados como complexos cloretados (Fyfe & Henley, 1973) e depositados com, ou como, sulfetos, onde os fluidos redutores ascendentes coalesceram com água do mar, causando redução do sulfato marinho, ou interagiram com enxofre vulcanogênico.

A ambiência tectônica é de uma bacia marginal instalada sobre crosta siálica, análoga às bacias marginais atuais do Sudoeste do Pacífico ou à bacia marginal mesozóica do Complexo *Rocas Verdes* do Chile Meridional (Tarney *et alii*, 1976).

Os depósitos auríferos estrangeiros mais semelhantes aos de Morro Velho e Raposos são respectivamente o da Mina Homestake, Dakota do Sul, EUA, e Vulbachikwe, Zimbábue.

INTRODUÇÃO

Preâmbulo

O presente trabalho é parte da tese do autor defendida em 1980 no Departamento de Geologia da Universidade de Western Ontario, Canadá. Embora o autor tenha publicado o resumo da tese em várias oportunidades (Ladeira, 1980 a, b, c) e divulgado-a através de palestras em congressos, semanas de estudo e em diversas universidades, esta é a primeira síntese publicada da mesma. Para ser fiel ao texto original, quase nada foi mudado em relação ao mesmo quanto ao conteúdo, embora o formato e o ordenamento dos assuntos o tenham sido, para adequação ao presente volume. Por esta razão, vários dos desenhos e ilustrações, embora traduzidos para o português, retêm, ainda, parte ou o total das legendas em inglês.

Da mesma forma, alguns poucos conceitos, essencialmente de ordem estratigráfica, que não mais abraçamos, continuam no texto presente, pois mudá-los representaria refazer alguns dos diagramas relativos à evolução do Quadrilátero Ferrífero, o que implicaria árduo trabalho de desenho criativo, que a exiguidade do tempo não nos permitiu. Solicitamos ao leitor descendência quanto a esta questão, que se procurou esclarecer com notas de pé de página e devida bibliografia (por exemplo, Ladeira & Viveiros, 1984).

Agradecimentos

Expresso minha apreciação ao professor W. S. Fyfe, chefe do Departamento de Geologia da Universidade de Western Ontario, por sugerir o tópico da tese da qual este trabalho é uma parte, pelo seu estímulo, orientação durante a pesquisa e excursões de campo no Canadá. Pelos auxílios financeiros sou grato ao CNPq, na pessoa do dr. M. da Frota Moreira, pela concessão da bolsa de doutoramento, e à Universidade Federal de Ouro Preto, onde trabalhei de 1974 a 1984, na pessoa do falecido reitor prof. G. Parreiras, e aos diretores da Escola de Minas, profs. W. Colombaroli e A. Teixeira, pelo apoio que me concederam.

NOTA:

As figuras 1, 2, 4, 5, 6, 7 e 8 e a tabela 15 encontram-se no envelope, na contracapa deste livro.

Agradeço também à Mineração Morro Velho S/A, pela permissão de acesso às propriedades e arquivos da companhia; L.T. Siqueira, ex-geólogo-chefe, foi extremamente solícito, colocando à disposição durante 1974-1975 as facilidades do Departamento de Geologia da companhia e, juntamente com os geólogos G.A.I. Oliveira e P.L. Clemente, introduzindo-me às minas da companhia; os geólogos R.L. Oliveira (que me assistiu no mapeamento subterrâneo), D.G.C. Carmichael e os técnicos J. Zanforin Primo, A.P. Pereira e geólogos A. Wieler e N.L.O. de Wieler forneceram-me espécimes minerais adicionais. O sr. V. Rodrigues desenhou os mapas geológicos na escala original de 1:500, alguns dos quais, muito simplificados e reduzidos, se acham como figuras no presente trabalho. Após assumir a Direção de Superintendência da companhia, o eng.º J.T. Felix forneceu-me, gentilmente, dados de produção de ouro da Mina de Morro Velho e alguns planos de sondagens da mesma.

Aos geólogos P. Moura e C.H. Berton, na época meus estudantes na Universidade de Brasília, agradeço a assistência na medida de dados estruturais de trama, em partes dos níveis 8, 11, 15 e 27 da Mina de Morro Velho.

Destino minha apreciação à cooperação das Minerações Brasileiras Reunidas — MBR, que, através do gerente sr. L. S. Costa, permitiram a F. Peixoto e a sras. L. Favato e M. M. Fonseca analisarem parte das amostras para maiores elementos.

Na Universidade de Western Ontario, agradeço: ao prof. R.W. Hodder, por comentários, discussão e leitura de manuscritos provisionais da tese, além de empréstimo de vulcanitos de sua coleção para estudos comparativos; ao prof. R.W. Hutchinson pelos debates e por introduzir-me *in loco* a algumas minas de ouro do Distrito de Porcupine e Noranda, Val D'Or Malartic; ao falecido dr. H.H. Hunter, que me introduziu na operação de Fluorescência de Raios X; ao dr. R. Herrich, que executou as determinações de isótopos de oxigênio, e ao sr. R.L. Barnett, que efetuou as análises de microsonda de vários minerais; ao falecido e gentil prof. G.G. Suffer, que me selecionou vários espécimes de minas de ouro canadenses para que os comparasse com Morro Velho, além de ter revisado o inglês do datiloscrito original da tese. O sr. A. Noon fotografou as pranchas fotográficas montadas. Drs. G.P. Sighnolfi e C. Gorgoni, da Universidade de Modena, Itália, quando trabalharam na U.W.O. com o prof. Fyfe, introduziram-me na análise de metais nobres pela Absorção Atômica.

Agradeço à Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração o convite para participar deste volume em homenagem ao saudoso mestre Djalma Guimarães, o que muito me honra, pois dele e com ele aprendi meus primeiros passos na petrologia e metalogênese.

Por último, mas não por menos, agradeço a minha esposa Ruth Marlene pela sua paciência e assistência na datilografia dos rascunhos, do texto final da tese e pela atitude encorajadora durante todas as etapas da minha vida profissional.

Localização e Acesso à Área de Estudo

A Mina de Morro Velho, que completou 150 anos em 1984, situa-se em Nova Lima, cidade de 41.000 habitantes, no setor Noroeste do Quadrilátero Ferrífero. Nova Lima liga-se a Belo Horizonte, a Noroeste, por 25 km de rodovia asfaltada.

A Mina de Morro Velho, além de várias outras minas de ouro ativas e muitas outras produtoras no passado e que estão atualmente em reavaliação existentes na região, pertence à Companhia de Mineração Morro Velho S/A, uma associação dos Grupos Bozzano Simonsen e Anglo American (Figuras 1 e 2).

Trabalhos Prévios

Há uma antiga e extensiva literatura descrevendo a geologia e os depósitos auríferos do Quadrilátero Ferrífero, citando-se entre eles os trabalhos de Henwood (1871), Eschwege (1883), Monchot (1884), Ferrand (1894) e von Freyberg (1932). Trabalhos menos antigos incluem os de Guimarães (1951, 1964 e

1970) e Gair (1962). Grande soma de dados sobre a Mina de Morro Velho e outros depósitos auríferos do Distrito de Nova Lima existe em vários relatórios privados, mapas, correspondência técnica e nos relatórios anuais, existentes nos arquivos da Mineração Morro Velho (que é a sucessora da antiga *Saint John del Rey Mining Company*), cumprindo destacar os de Graton & Borge (1929 e 1931), Matheson (1956), Peale (1958), Callaghan (1958), Mathias Jr. (1964), Siqueira (1972 e 1974), Oliveira (1975) e Wieler (1977).

A maioria desses relatórios ocupa-se ou com a lavra dos depósitos, ou com a mineralogia e configuração dos corpos de minério e, em geral, não tratam das ocorrências de ouro no contexto da geologia regional.

Morro Velho e outros depósitos auríferos primários do Quadrilátero Ferrífero têm sido objeto de várias hipóteses genéticas que podem ser agrupadas na *hidrotermal clássica*, *metamórfica-hidrotermal* e *singenética*.

1) A teoria hidrotermal clássica foi delineada pelos autores antigos mencionados, como Monchot (1884), mas tornou-se difundida quando brilhantemente defendida por Graton & Borge (1929 e 1931) e Graton (*in* livro-texto de "Mineral Deposits" de Lindgren, 1933), que consideraram o depósito de Morro Velho como um paradigma de jazida hipotermal formada por substituição metassomática de um dique de diabásio representado pela Lapa Seca. Os fluidos mineralizantes e metassomatizantes seriam oriundos de plutonitos graníticos (que, diga-se de passagem, não existem no Distrito de Nova Lima). Abraçaram, também, esta hipótese praticamente todos os estudiosos posteriores do depósito, como Matheson (1956), que entretanto considerou a Lapa Seca como corpos silicodolomíticos, Camargo (1957), Gair (1958 e 1962) e Callaghan (1958). Também Tolbert (1962 e 1964), estudando o depósito vizinho de Ramosos, hospedado em formação ferrífera, que ele considerou como tendo só *facies* carbonática, defendeu a hipótese da origem epigenética hidrotermal, após a deformação e metamorfismo das rochas hospedeiras.

2) A hipótese hidrotermal metamórfica foi aventada por Guimarães (1931, 1947 e 1970)¹ e Guimarães & Barbosa (1935), que reuniram evidências petrográficas e geoquímicas para a concentração ascendente de elementos, incluindo Au e Ag, remobilizados das rochas regionais por fases recorrentes de metamorfismo regional, magmatismo sinorogênico e granitização, com deposição desses elementos nos níveis de *facies* metamórfica de xistos verdes. Fyfe & Henley (1973) discutem o transporte químico nos processos formadores de minérios, especificamente referindo-se ao ouro em Morro Velho, e sugerem um modelo de zona de cisalhamento que focalizaria águas metamórficas originárias de rochas profundas da *facies* anfíbolítica, lixiviando o ouro dessas rochas, que ascendendo depositariam o seu conteúdo metalífero ao longo da zona de cisalhamento sob as condições de *facies* xistos verdes. Torres (1975) estudou a vizinha Mina de Ouro de Bela Fama, descrevendo ouro em veios de quartzo sulfetados, concluindo que o depósito é mesotermal, mas originário de fluidos metamórficos hidrotermais, não derivados de granitos.

3) A hipótese singenética relativa ao ouro foi usada, pela primeira vez, no Quadrilátero Ferrífero, por Fleischer (1971) e Fleischer & Routhier (1973), mas para os depósitos auríferos encaixados em rochas proterozóicas do Supergrupo Minas, da Mina de Ouro de Passagem, portanto sem vinculação temporal e espacial com os do Distrito de Nova Lima. Embora tenham feito um estudo petrográfico, geoquímico, tectônico e paleogeográfico do depósito de Passagem, não discutiram a proveniência do ouro e metais associados. Moreschi (1972) descreveu o depósito da Mina de Ouro do Faria, no Distrito de Nova Lima, sugerindo uma concentração primária sedimentar para o ouro e elementos associados, simultaneamente com a deposição da hospedeira, uma formação ferrífera que ele considerou sendo só de *facies* carbonática.

¹Guimarães (1961 e 1963) foi um dos pioneiros mundiais a enfatizar os fenômenos de reciclagem metamórfica dos elementos, desembocando coloridamente na conceituação de recorrência de processos metalogênicos.

Tabela 1
Produção de Ouro na Mina de Morro Velho

Ano ¹	Ouro em gramas	Minério moído ² toneladas x 10 ³	Ano	Ouro em gramas	Minério moído toneladas x 10 ³	Ano	Ouro em gramas	Minério moído toneladas x 10 ³
1834	62 207	—	1881	1 041 967	54.43	1933	3 265 867	210.47
1835	62 207	—	1882	839 794	62.14	1934	2 970 384	218.81
1836	93 310	—	1883	715 380	57.15	1935	2 923 729	219.54
1837	124 414	8.16	1884	796 250	53.71	1936	3 079 246	213.19
1838	186 621	12.70	1885	855 346	51.71	1937	2 939 281	219.99
1839	217 724	15.79	MINE	FELL	IN	1938	2 954 832	234.05
1840	233 276	18.14	1892	622 070	3.18	1939	2 799 315	224.07
1841	233 276	19.05	1893	264 380	11.34	1940	2 597 142	217.72
1842	342 138	20.87	1894	298 594	18.14	1941	2 426 073	205.48
1843	404 345	22.68	1895	1 181 933	50.80	1942	2 581 590	201.85
1844	419 897	27.22	1896	1 321 899	67.13	1943	2 954 832	192.32
1845	426 118	29.48	1897	1 617 382	76.20	1944	3 234 764	196.31
1846	528 759	31.30	1898	2 706 004	84.82	1945	3 374 730	196.86
1847	668 725	39.01	1899	2 973 495	111.13	1946	2 954 832	191.87
1848	870 898	54.43	1900	3 094 798	128.82	1947	2 970 384	198.67
1849	995 312	60.78	1901	2 674 901	140.61	1948	2 830 418	191.87
1850	1 057 519	60.78	1902	2 519 383	133.99	1949	2 581 590	200.94
1851	1 181 933	72.57	1903	2 690 453	132.00	1950	2 612 694	210.01
1852	1 244 140	72.12	1904	2 715 336	131.54	1951	2 721 556	223.17
1853	1 306 347	77.11	1905	2 721 556	133.90	1952	2 830 418	214.55
1854	1 306 347	78.47	1906	2 488 280	127.46	1953	2 438 514	179.44
1855	1 244 140	77.56	1907	3 032 591	138.62	1954	2 581 590	188.42
1856	1 057 519	78.02	1908	3 141 453	156.49	1955	2 326 542	176.18
1857	933 105	77.11	1909	3 234 764	166.01	1956	2 482 933	200.56
1858	1 010 864	78.93	1910	3 048 143	172.37	1957	2 259 645	185.98
1859	1 318 788	73.94	1911	3 203 660	174.18	1958	2 211 335	186.93
1860	1 617 382	66.68	1912	2 901 957	156.94	1959	2 155 496	184.70
1861	1 912 865	63.50	1913	3 032 591	132.18	1960	2 160 895	191.40
1862	1 928 417	60.24	1914	3 343 626	173.27	1961	2 048 095	174.31
1863	1 632 934	58.06	1915	3 390 281	175.09	1962	2 122 242	187.81
1864	933 105	55.79	1916	3 452 488	169.19	1963	2 188 059	194.15
1865	1 866 210	53.07	1917	3 359 178	161.03	1964	2 216 516	196.67
1866	1 943 969	56.70	1918	3 135 233	150.59	1965	2 432 541	205.97
1867	1 166 381	59.42	1919	3 265 867	151.14	1966	2 500 304	220.68
1868	388 794	53.52	1920	3 079 246	133.36	1967	2 350 038	218.41
1869	388 794	47.17	1921	3 732 420	152.41	1968	2 214 032	212.07
1870	373 242	41.28	1922	3 514 695	143.79	1969	2 408 512	214.09
1871	391 904	47.54	1923	3 290 750	143.79	1970	2 429 024	218.83
1872	62 207	15.42	1924	2 799 315	126.10	1971	2 252 172	208.15
1873	233 276	7.71	1925	2 239 452	105.23	1972	2 285 002	204.02
1874	1 197 485	34.93	1926	2 768 211	128.37	1973	2 227 109	190.51
1875	2 177 245	57.61	1927	2 799 315	136.98	1974	1 927 748	173.67
1876	1 601 830	55.79	1928	3 079 246	143.34	1975	1 525 972	164.08
1877	1 701 361	60.33	1929	3 468 040	151.05	1976	1 307 604	152.22
1878	1 477 416	61.14	1930	3 825 730	183.70	1977	1 339 410	136.95
1879	1 275 243	52.16	1931	3 623 558	200.03	1978	1 192 030	124.43
1880	923 774	44.00	1932	3 421 385	215.91	—	—	—

Total de t. tratadas 1834-1978
Ouro total em gramas

¹ Dados de 1834 a 1955 foram recalculados de Gair (1962, p. A 54), supondo que as toneladas por ele reportadas o foram em toneladas curtas (2000 pounds). O conteúdo em ouro foi convertido de onças troy para gramas. De 1956-1978 os valores foram recalculados de dados obtidos do sr. J. T. Felix e sr. G. A. I. Oliveira, da Mineração Morro Velho S/A.

² Toneladas métricas.

Escopo do Presente Estudo

Morro Velho, em particular, e outros depósitos auríferos primários da região têm sido descritos na literatura geológica nacional e estrangeira como exemplos clássicos de depósitos

atribuídos a soluções hidrotermais derivadas de plutonitos graníticos, como citado em vários trabalhos e livros-textos de geologia econômica, tais como Graton & Borge (1931), Graton in Lindgren (1933), Matheson (1956), Gair (1958 e 1962), Bateman (1965), Park & MacDiarmid (1970 e 1980), Boyle (1979) e Jensen & Bateman (1981).

A fim de contribuir para o conhecimento dos depósitos auríferos, e por estímulo do prof. W. S. Fyfe, o autor realizou entre os anos de 1974 e 1980 um estudo integrado do depósito de ouro de Morro Velho e de outros no Distrito de Nova Lima, que permitiu proporcionar novos dados sobre:

- 1) a natureza e origem da rocha conhecida pelo jargão de Lapa Seca, que é a hospedeira do ouro na Mina de Morro Velho e em outras minas do Distrito de Nova Lima e que foi considerada no passado, por alguns, como sendo um dique de diabásio metassomatizado e mineralizado (Graton & Bjorge, 1928 e 1931), por outros como uma lente de rocha silício-carbonática (Matheson, 1956) e, mais recentemente, simplesmente como uma rocha enigmática, como afirmado, por exemplo, por Dorr (1969);
- 2) mineralogia, petrologia, geoquímica e estrutura dos depósitos auríferos, das hospedeiras e encaixantes;
- 3) a origem e evolução dos depósitos auríferos no contexto da geologia regional;
- 4) comparação com jazidas auríferas arqueanas selecionadas, de outros países;
- 5) controles identificados (*metalotectes*) da mineralização, capazes de serem usados como guias na procura e prospecção de depósitos similares.

Dados de Produção e Teores

A produção anual de ouro da Mineração Morro Velho S/A, de todas as minas em operação no Distrito de Nova Lima, é de cerca de 4 toneladas, tendo alcançado 4.249,5 kg de ouro em 1983, o teor médio do minério sendo de 10,5 gAu/t.

Os teores em gAu/t das minas ativas são os seguintes: Mina Velha, 12,9; Mina Grande, 11,0; Honório Bicalho, 9,9; Urubu, 7,0; Raposos, 9,0; Faria, 8,6; Bela Fama, 13,3.

Dados de produção da Mina de Morro Velho de 1834 a 1978 acham-se na Tabela 2.

A produção será aumentada a partir de 1985, com a entrada em operação da Mina de Cuiabá (teor de 10,19 gAu/t), em Sabará.

Sumário da Geologia Regional e Estratigrafia

A estratigrafia em uso para o Quadrilátero Ferrífero (Figura 1) foi estabelecida pelo programa conjunto de mapeamento do DNPM-USGS, sendo sumarizada por Dorr (1969), como se mostra na coluna da esquerda da Tabela 2. Tal estratigrafia é modificada no presente estudo, como indicado na coluna da direita da Tabela 2, para incluir, a partir do mais velho ao mais novo: 1) um embasamento granítico-tonalítico-gnáissico; 2) o Supergrupo Rio das Velhas, que hospeda os maiores depósitos auríferos da região; 3) o Supergrupo Espinhaço, discordantemente sobre o anterior; 4) o Supergrupo Minas, sobreposto discordantemente sobre o embasamento e sobre os Supergrupos Rio das Velhas e Espinhaço; 5) os grupos Sabará e Itacolomi, que repousam com fraca discordância angular, mas profunda discordância erosiva, sobre as demais unidades.¹

O grau metamórfico regional é na *facies* xisto verde baixa, com um aumento progressivo do Oeste para Leste e de Noroeste para Sudeste, até as *facies* anfíbolito e granulito, fato este já apontado por Guimarães (1931 e 1951), Guild (1957), Dorr *et alii* (1959) e Guimarães (1966).

O Supergrupo Rio das Velhas foi deformado e metamorfoseado há cerca de 2,8 Ga, como registrado por uma idade mínima Rb/Sr em moscovita, de uma mica xisto do supergrupo, próximo ao contato com o Complexo de Bação (Herz, 1970, Figura 1).

¹ Recentemente, com base em dados estruturais próprios e outros disponíveis para todo o Quadrilátero Ferrífero, produzidos por vários autores a partir da década de 70, além dos existentes nos relatórios USGS-DNPM, novas posições estratigráficas foram propostas como hipótese de trabalho por Ladeira & Viveiros (1984), de importante aplicação para a exploração mineral.

Não há, até o momento, determinações de idade isotópicas conclusivas para o Supergrupo Espinhaço (Grossi Sad & Dutra, 1966 e Dorr, 1969). Uma isócrona Rb/Sr para o Supergrupo Minas define uma idade para este de 2,0 Ga (Cordani *et alii*, 1977), já sugerida por Loczy & Ladeira (1976).

O Grupo Sabará tem uma idade α /Pb mínima de 1,3 Ga (Teixeira da Costa & Dutra, 1966). Pegmatitos e granitóides relacionados, pós-Itacolomi, têm idades, determinadas pelos métodos K/Ar e Rb/Sr, respectivamente em biotita e feldspato, no intervalo de 0,8 a 1,0 Ga (Guimarães, 1965 e Herz, 1970).

GEOLOGIA DA MINA DE OURO DE MORRO VELHO E DA ÁREA DE ESTUDO

Informação Geral

A área de estudo (Figura 1) contém somente rochas da parte inferior do Supergrupo Rio das Velhas, isto é, do Grupo Nova Lima, que localmente se constitui de uma base de xistos verdes (rochas verdes xistosas) com delgadas camadas lenticulares de formação ferrífera bandada e *metacherts*; segue-se-lhe uma unidade de rochas metassedimentares de origem química composta pela Formação Lapa Seca e Formação Ferrífera Bandada (FFB) Raposos, que são interestratificadas com e sobrepostas por rochas verdes intercaladas com rochas vulcano-clásticas máficas a intermediárias metamorfoseadas; esta sequência é recoberta por uma Unidade Clástica Superior de metaconglomerados, quartzo xistos, quartzitos impuros e filitos grafitosos (Tabela 2 e Figuras 2, 4 a 8).

O ouro acha-se confinado a corpos de minério sulfetado maciço a disseminado na Formação Lapa Seca e na FFB Raposos. Algum ouro relaciona-se a veios de quartzo de óbvias e várias idades posteriores, deduzidas de relações de campo.

A seguir iniciaremos com a descrição das unidades hospedeiras da mineralização aurífera, após abordando as rochas metavulcânicas e finalmente os depósitos auríferos.

Formação Lapa Seca

Relações Gerais e Petrografia

A rocha conhecida pelos mineiros como Lapa Seca é aqui elevada à categoria de *Formação Lapa Seca*, pelas suas características de mapeabilidade, litológicas, petrográficas e de espessura (média de 30 m, variando de 3 a 100 m).

A Formação Lapa Seca é a principal unidade hospedeira de ouro no Distrito de Nova Lima e possui regionalmente uma extensão mapeada de, pelo menos, 14 km, embora as exposições não sejam contínuas (Figuras 1 e 2). Quando fresca, a rocha é cinza e cinza-clara, de granulação média a fina, podendo ser maciça a finamente bandada (Prancha 2c, 2d e 2e). Os seus minerais essenciais são dolomita ferroana, ankerita, siderita, calcita, quartzo; os varietais são quartzo, moscovita, mica cromífera, clorita cromífera ou não, albita, epidoto, estilpnomelano (Pranchas 2f, 3a, 3b, 3c e 3d). O quartzo pode ser o mineral proeminente em vários casos, particularmente como leitões monominerálicos, quando possui grã-fina, textura em mosaico, reminescente de *chert*, ou próximo a falhas ou zonas de cisalhamento, quando tem clara origem secundária. Os minerais acessórios são sericita, epidoto, clinozoisita, rutilo, ilmenita, pirita, pirrotita, turmalina, scheelita, apatita, magnetilmenita, magnetita, esfero.

Os leitões composicionais das rochas silício-carbonáticas constitutivas da Formação Lapa Seca podem ser traçados segundo sua direção desde alguns centímetros até alguns metros; são, por isto, interpretados como acamamento, por causa de sua persistência, sua uniformidade composicional, particularmente em níveis nodulares, considerados como sendo conglomerados intraformacionais, presença de níveis de filito grafitoso paralelamente intercalados com tais níveis, leitões de *cherts*, e de material clástico, por vezes. Tal bandamento composicional é realçado, ademais, pelo paralelismo de minerais placóides ou lamelares, alongamento de quartzo e carbonato,

que evidenciam uma xistosidade paralela ao acamamento S_0 , aqui designada de S_1 , que corta aquele em zona de charneira de dobras.

Uma foliação de crenulação é superimposta em S_0 e S_1 , à qual se associam pequenas dobras com flancos rompidos ou atenuados, marcados por minerais filossilicáticos, em superfícies paralelas penetrativas não-curvilineares que frequentemente transpõem $S_0 // S_1$ (Pranchas 3b, 3d e 5d).

Petrograficamente as rochas silico-carbonáticas da Formação Lapa Seca são de grã-fina, $50 \mu\text{m}$ a $200 \mu\text{m}$, consistindo de intercrescimento de minerais carbonáticos, particularmente dolomita, dolomita ferroana, ankerita e quartzo em variada proporção. Amostras, com cerca de 95% dos carbonatos mencionados, não são incomuns (Pranchas 2f e 3a). A textura é heterogranular em mosaico. Os leitos composicionais, interpretados como acamamento, conspícuos ou não, são formados por leitos alternados de carbonatos e/ou quartzo, de granulação grosseira a fina, com sericita, clorita e mica, estas duas por vezes cromíferas, que se alternam com leitos nos quais estes minerais são de granulação grosseira (Prancha 5b e 5c). Leitos de quartzo alongado com desenvolvimento de subgrãos ocorrem entre leitos de quartzo sacaróide em mosaico. Grandes cristais de quartzo e/ou carbonatos, com 0,5 a 2,5 mm, ocorrem, com frequência, como indivíduos isolados ou aglomerados regulares ou irregulares paralelos a $S_0 // S_1$, em sombras de pressão de cristais de pirita (Prancha 9c), em lentes (cortando, S_1), ao longo de fissuras, ou da foliação de crenulação S_2 . Vênulas de quartzo e carbonatos em textura engrenada cortam S_0, S_1, S_2 , sendo de óbvia geração posterior.

Extinção ondulante e limites de grãos suturados são gerais em quartzo e carbonatos, aquele tendo com frequência bandas de deformação (Prancha 3a) e estes *kink bands*, lâminas de deslizamento e de geminação. Plagioclásio albitico, por vezes albita pura (Ab_{99}), é abundante, pouco ou ausente, mas geralmente muito comum; ocorre como porfiroblastos isolados até 0,5 cm, associados ao quartzo e minerais carbonáticos, como albita limpa, tendo macla Carlsbad e lamelas curvadas (Prancha 7b). Talvez o modo mais comum de ocorrência da

albita, nem sempre facilmente distinguível, é como cristais oclares diminutos, limpos, 0,2 mm de tamanho, assemelhando-se por isto ao quartzo. Grandes cristais de albita (clevelandita), com 3-5 cm de dimensão maior, ocorrem em cavidades associadas a outros minerais acadêmicos, em veios de quartzo intersectantes.

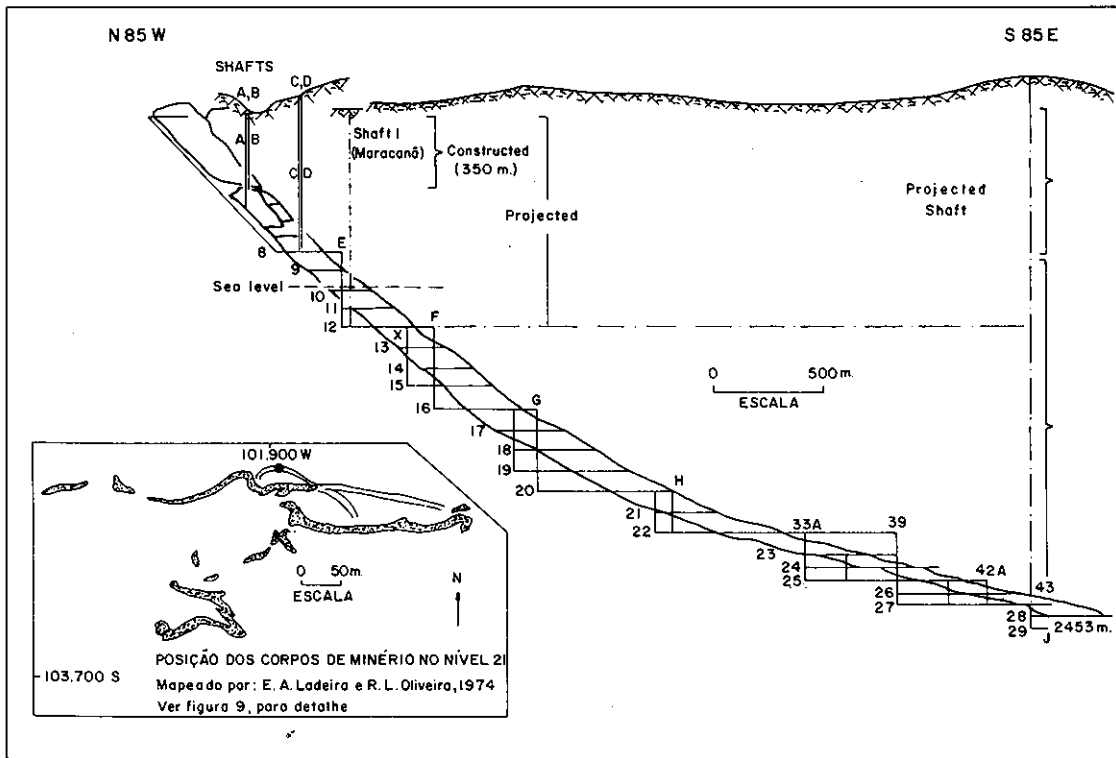
Sericita, clorita e mica, essas duas por vezes cromíferas, apresentam-se como minerais varietais, associadas aos modos de ocorrência de quartzo e carbonatos, já descritos, e sublinham as superfícies de foliação S_1, S_2 . Biotita e estilpnomelano ocorrem de modo raro (Pranchas 5f e 6a).

Os minerais sulfetados na Formação Lapa Seca, onde esta não contém corpos de minério, incluem pirita anédrica a eudédrica, por vezes, cataclástica, pirrotita xenomórfica e rara arsenopirita, tendo preferência para os leitos e lâminas quartzo-carbonáticas. Estes sulfetos ocorrem também como cristais isolados ou em agregados em vênulas ou ao longo de microfalhas cortando S_0 . Na Lapa Seca mineralizada, além dos sulfetos citados, ocorrem rara calcopirita e cubanita, que serão descritas na seção de mineralogia dos minérios.

Os minerais acessórios são, geralmente, dispersos pelas rochas, mas esfeno, epidoto, leucóxênio, ilmenita, magneto-ilmenita e rutilo tendem a seguir os leitos ou lâminas ricas em moscovita-clorita.





Em uma interseção de furo de sonda e em amostras de paredes de galerias na Mina de Morro Velho, Nível 21 (Figuras 7 e 9), pudemos observar que os xistos verdes, do teto do corpo de minério NW, contatam a Formação Lapa Seca aurífera. As zonas bandadas de minério (Figuras 7 e 9) são de 30 a 40 cm de espessura e paralelas ao acamamento da Formação Lapa Seca, que, no local, possui fina matriz de estilpnomelano, sericita, clorita, carbonato, epidoto e turmalina, na qual ocorrem corpos elipsoidais a esféricos, com diâmetro de 1 mm a 1 cm, constituídos por um mosaico de carbonato com inclusões de pirita, pirrotita, arsenopirita, quartzo e, subordinadamente, epidoto, leucóxênio, mica branca e clorita (Figura 9 e Pranchas 5f, 6a e 6b). Tais corpos elipsoidais podem ser explicados como segue:

Figura 3









Seção esquemática longitudinal S85E, olhando para NE, Mina de Morro Velho, mostrando poços, galerias, os 29 níveis e a diminuição do caimento dos corpos de minério com a profundidade.

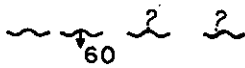
Explicação para os Mapas dos Níveis da Mina de Morro Velho, Figuras 4 a 8

-  Minério sulfetado aurífero
-  Formação Lapa Seca
-  Tufos xistosos
-  Xistos verdes

Símbolos Estruturais





-    Direção e mergulho de: a, acamamento; b, xistosidade, S₁; c, xistosidade, S₂; d, e, combinação de acamamento e xistosidade S₁ ou S₂;
-    f, corpo de minério; g, superfície axial de dobra simétrica (AS) e assimétrica (ASZ)



-  








Falha ou zona de cisalhamento mostrando mergulho; interrogado quando conjectural





Orientação e caimento de:

-   charneira antiformal; a, simétrica; b, invertida
-   charneira sinformal; a, simétrica; b, invertida


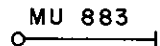



-   pequeno antiforme, a, e sinforme, b

-    a, crenulação; b, *mullion*; c, estria de deslizamento; d, alongação mineral
-  

Contatos:

-   a, mapeado ou obtido de testemunho de furo de sonda;
-   b, aproximado; c, projetado de outros níveis; d, inferido

Símbolos topográficos e de mineração subterrânea

-  *Off-set*
-  Furo de sonda a diamante (DDH), com número de referência
-  Poço vertical
-  Plano inclinado ou rampa
-  Número e localização de amostra

- 1) considerando que estão na base da Formação Lapa Secca, eles poderiam ser microconglomerados intraformacionais, cujos clastos, contendo os minerais sulfetados auríferos, seriam derivados de uma camada de vasa carbonática sulfetada, por rompimento sinsedimentar;
- 2) seriam relictos de amígdalas semelhantes às encontradas em basaltos alterados;
- 3) constituiriam resultado de nucleação durante o meta-

morfismo.

As hipóteses 1 e 2 são as mais plausíveis, por serem mais congruentes com o quadro geológico geral. Considerando-se que estas feições trâmicas ocorrem no teto do corpo de minério NW, ambas as hipóteses indicariam que a seção está estratigraficamente invertida. Isto concorda com o padrão estrutural da área e com as atitudes da xistosidade regional relativamente ao acamamento, indicativos de flanco inverso.

Figura 9

Perfil do furo de sonda horizontal DDH MU-833, Nível 21, Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Brasil. Localização do furo: veja mapa geológico do Nível 21

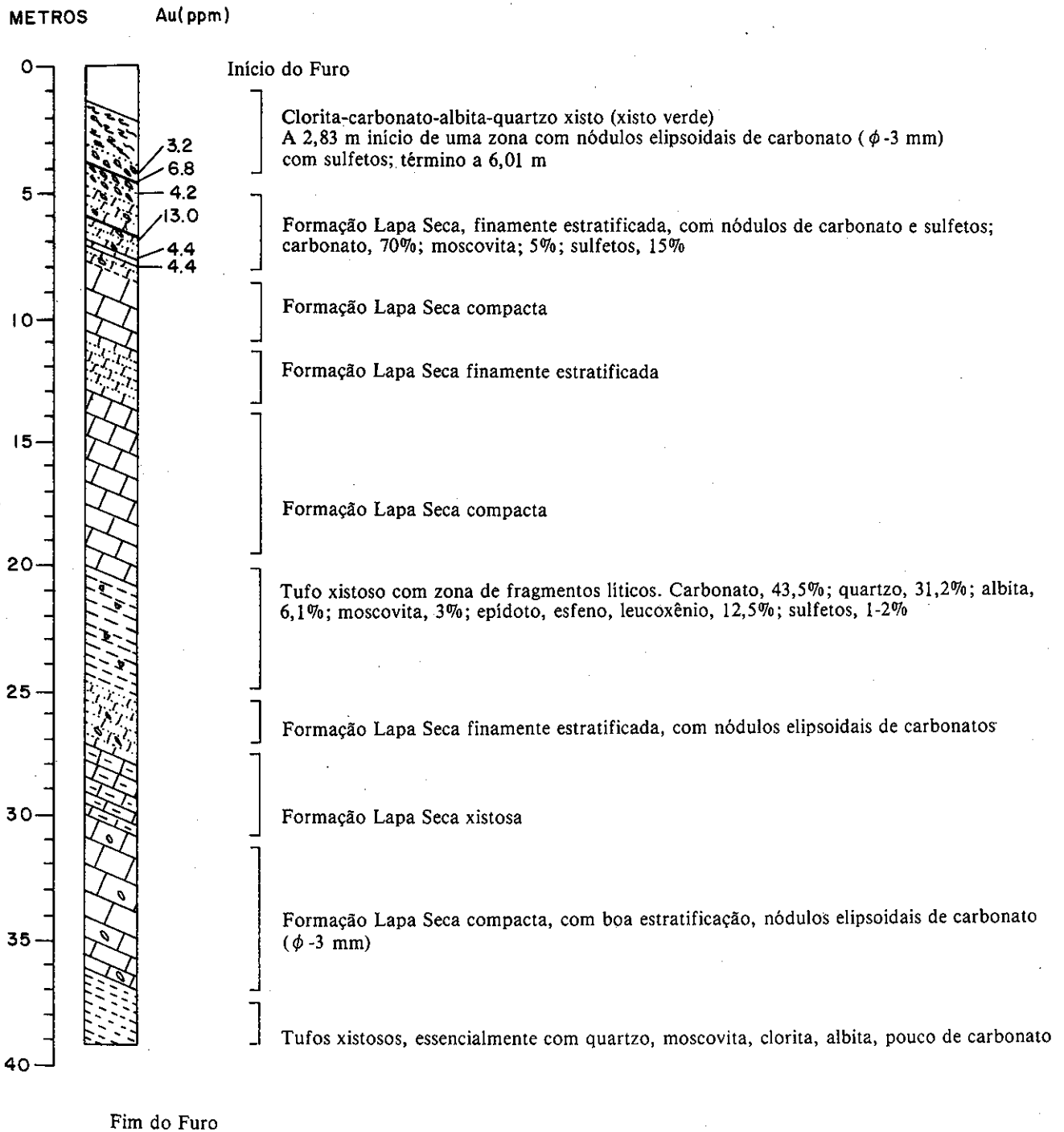


Tabela 3

Análises de Elementos Maiores, Menores e Traços, Inclusive Au, Ag, Pd e Pt,
para Amostras de Rochas Diversas Coletadas em
Exposições Superficiais no Distrito de Nova Lima

ELEMENTO	7264-1	7264-3	7265-9	7265-20	7265-21	7265-34	7265-51	7268-18	7268-20	7268-31	7387-10	7404-1A
Amostras												
SiO ₂ % em peso	56,59	79,68	59,24	64,26	78,54	37,93	55,84	42,30	55,10	57,65	71,67	54,46
Al ₂ O ₃	16,66	11,05	0,23	15,96	12,35	24,49	23,06	40,03	24,40	13,15	13,75	26,44
Σ Fe	8,30	2,40	39,35	7,82	3,89	17,25	7,08	6,42	10,75	11,22	5,84	10,50
MgO	2,14	0,46	0,50	2,40	0,80	0,37	1,78	0,72	1,50	6,22	0,53	0,22
MnO	0,11	0,03	0,11	0,13	0,08	0,03	0,06	0,01	0,06	0,12	0,08	0,14
CaO	1,12	0,14	0,14	0,28	0,28	0,14	0,14	0,14	0,28	0,84	0,28	0,28
Na ₂ O	6,64	1,42	0,29	3,21	0,01	8,05	4,05	nd	0,19	5,39	2,38	0,02
K ₂ O	2,41	2,28	0,13	0,97	0,45	3,61	2,40	2,06	0,09	0,28	2,41	0,01
P ₂ O ₅	0,17	0,11	0,08	0,06	0,04	0,15	0,05	0,03	0,08	0,08	0,06	0,04
TiO ₂	0,90	0,52	0,10	0,77	0,64	1,24	0,97	1,56	1,07	0,64	0,77	0,37
SO ₃	nd	nd	0,03	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,13
P.F.	5,58	1,94	0,23	4,55	3,18	6,36	4,23	7,00	6,82	5,58	2,36	6,68
TOTAL	100,62	100,03	100,43	100,41	100,26	99,62	99,66	100,27	100,34	101,17	100,33	99,29
Fe ₂ O ₃	1,71	1,67	34,46	3,17	0,96	17,00	3,90	3,29	6,35	4,39	2,17	10,26
FeO	5,93	0,66	4,40	4,18	2,64	0,22	2,86	2,82	3,96	6,15	3,30	0,22
FeO*	7,47	2,16	35,41	7,03	3,50	15,52	6,37	5,78	9,67	10,10	5,25	9,45
B ppm	30	52	<10	27	30	240	860	>1000	36	32	186	152
Sc	16	9	6	14	9	21	20	29	20	16	11	24
V	136	92	52	130	104	198	186	230	166	146	122	176
Cr	330	138	22	260	138	720	500	880	540	330	260	390
Co	25	6	<5	29	18	55	33	19	23	37	14	39
Ni	650	27	8	210	156	350	360	108	320	250	130	330
Cu	46	22	18	37	18	56	37	52	50	40	22	64
Zn	4040	<30	<30	<30	<30	84	105	<30	<30	<30	<30	<30
Ga	14	6	14	13	<5	27	16	25	20	16	9	18
Sr	164	48	<10	16	<10	108	20	134	20	94	20	<10
Y	78	31	<10	26	27	67	31	28	24	31	34	40
Zr	70	67	<5	84	80	194	104	220	120	96	166	104
Nb	<10	<10	<10	<10	<10	15	<10	11	<10	<10	<10	<10
Mo	7	5	23	6	4	12	6	7	4	7	6	6
Pd	0,101	0,087	0,059	0,230	0,121	0,105	0,120	0,250	0,275	0,056	0,048	0,009
Ag	0,1	0,5	0,8	4,2	0,2	0,3	0,4	0,182	2,0	0,2	0,050	0,017
In	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Ba	540	370	110	240	140	760	1000	2400	420	4000	230	390
La	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ce	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500
W	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80
Pt	0,300	0,240	0,102	0,250	0,356	0,222	0,255	0,246	0,290	0,230	0,180	0,057
Au	0,084	0,012	0,880	0,080	0,050	0,040	0,029	1,35 ⁺	0,209	0,200	0,257	0,003 ⁺
Tl	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Au/Ag	0,84	0,02	1,10	0,02	0,25	0,13	0,07	7,42	0,10	1,0	5,14	0,18

+ : indica análise duplicada. nd: não detectado.

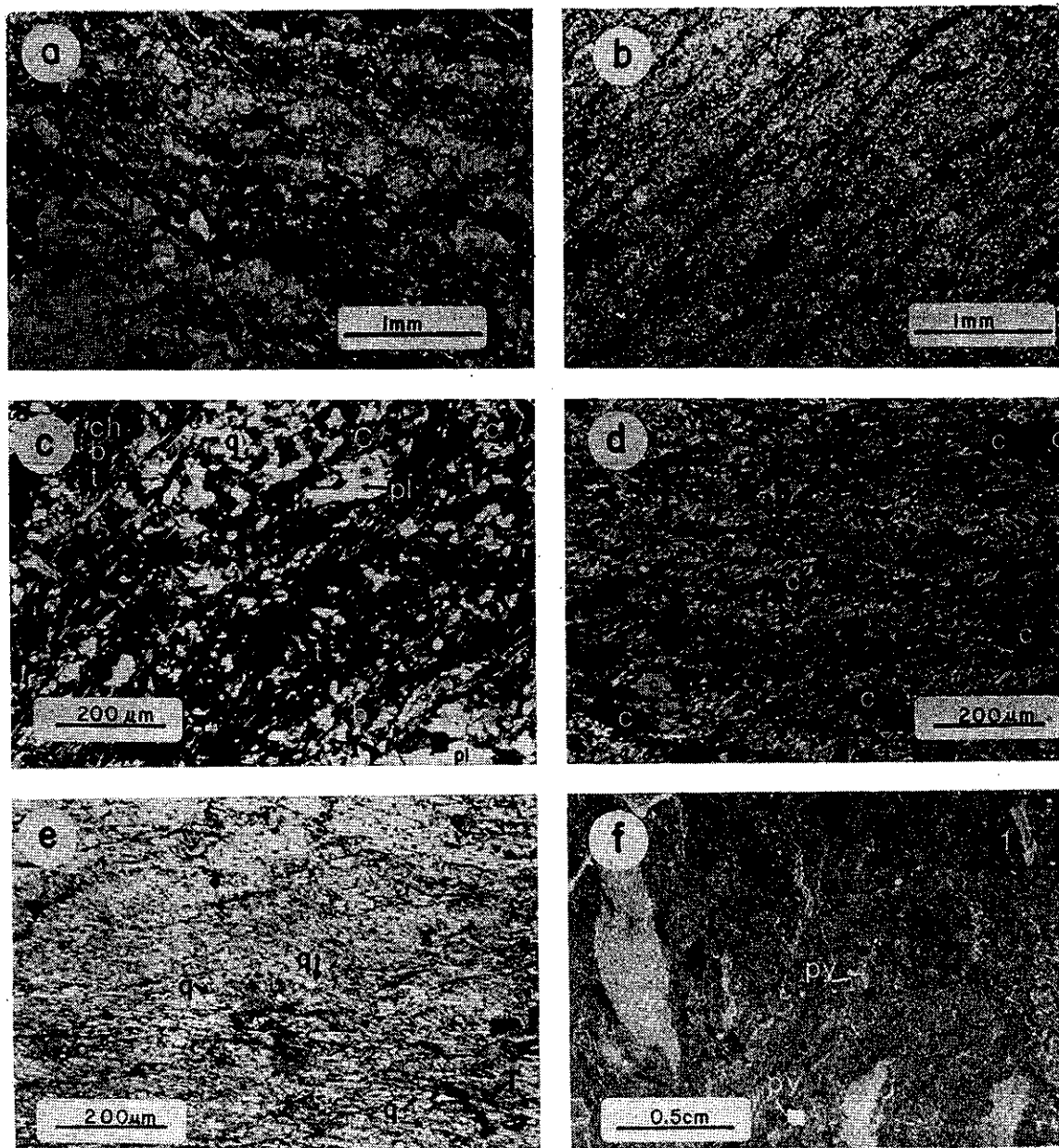
FeO*: calculado (= Fe₂O₃ · 0,89981).

Análises de elementos maiores por F. Peixoto, M. M. Fonseca e L. Favato, Minerações Brasileiras Reunidas.

Determinação de elementos traços e de Ag em ppm por C. V. Dutra e D. L. O. Lima, Geologia e Sondagens Ltda.; Ag em ppb e Au, Pd e Pt em ppm e ppb determinados por E. A. Ladeira.

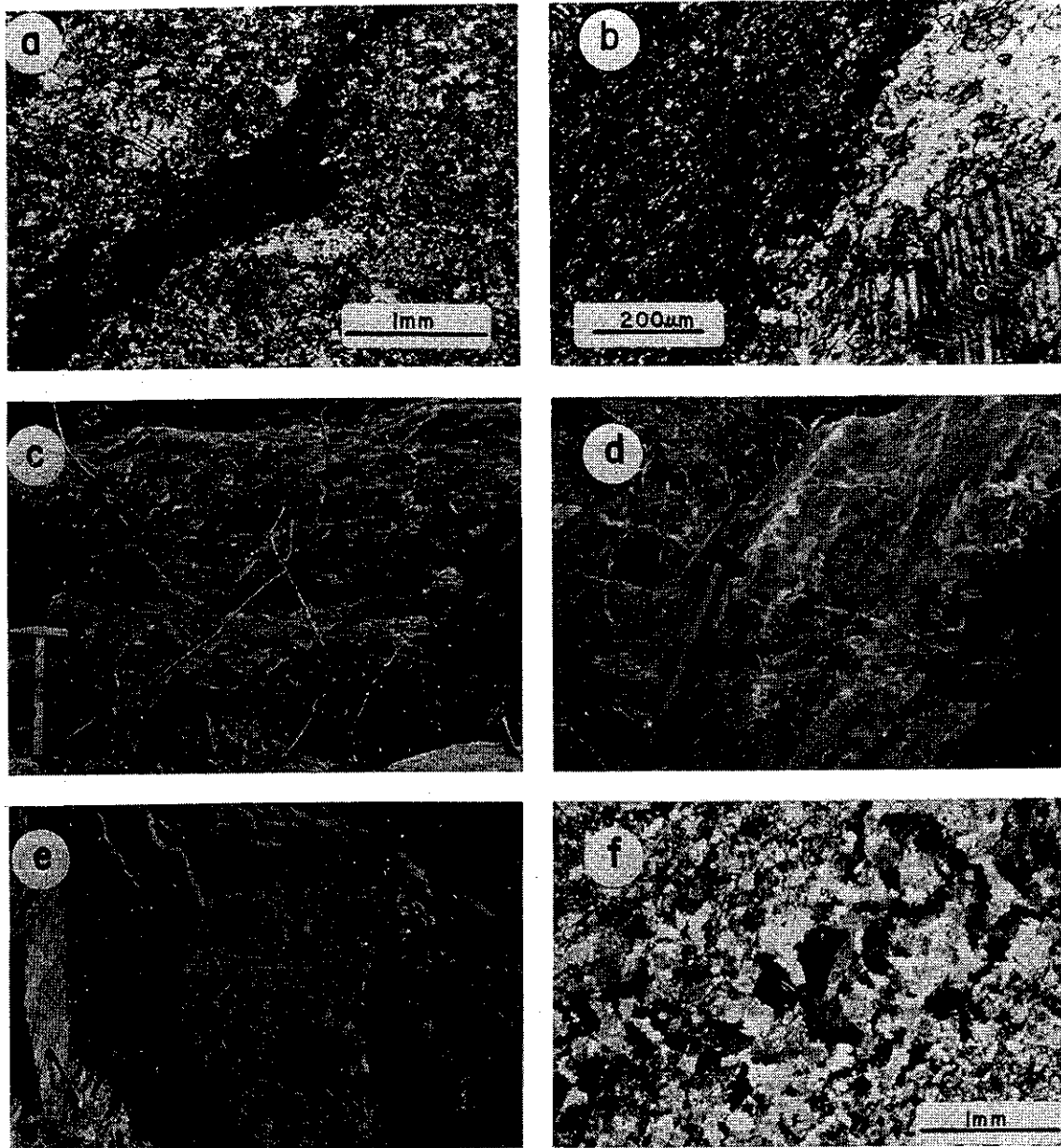
Localização das amostras dadas na Figura 2 e Apêndice 1.

7264-1, metagrauvaca (metatufo); 7264-3, metatufo de composição subgrauvaquiana; 7265-9, Formação Ferrífera Bandada, algo meteorizada; 7265-20, quartzo xisto tufáceo de composição grauvaqueana; 7265-21, idem; 7265-34, idem; 7268-18 facies carbonatada da Formação Lapa Seca, meteorizada; 7268-20, idem, rocha fresca; 7268-31, xisto verde; 7387-10, idem; 7404-1A, metagrauvaca tufácea.



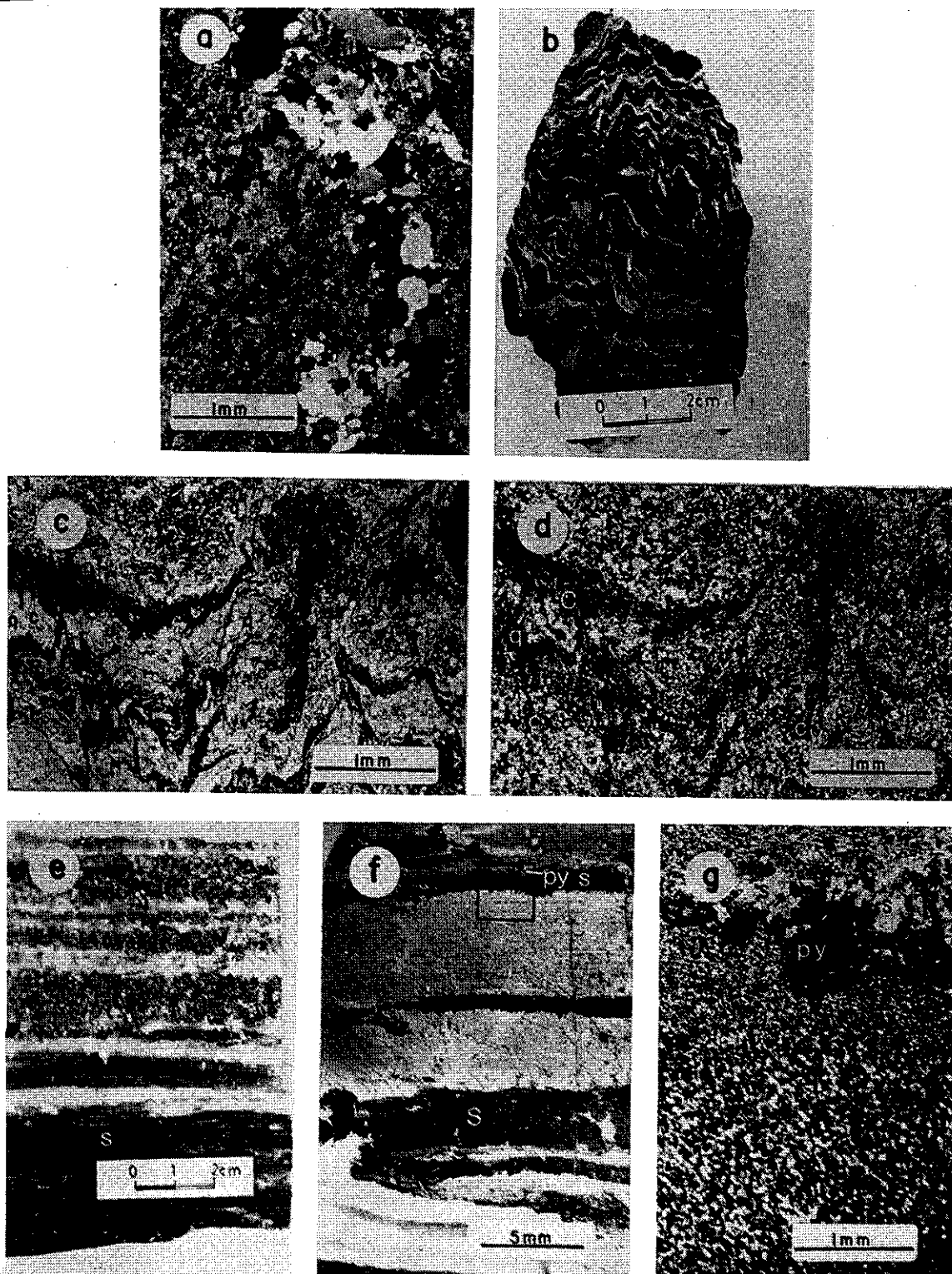
Prancha 1

- 1a. Xisto verde. Leitões ricos em clorita e epidoto (cinza) alternam com leitões tremolítico-moscovíticos (claros) que definem S_0 paralela a S_1 , que é intersectada por foliação de crenulação S_2 . Luz natural transmitida. Amostra 7387-9A.
- 1b. Xisto verde. Matriz fina de moscovita, epidoto, clorita, carbonato e plagioclásio saussuritizado. A xistosidade é definida por escamas de moscovita e minerais carbonáticos. O mineral opaco é pirita. Luz transmitida, nicóis cruzados. Amostra 16-61.
- 1c. Xisto verde. Leitões de clorita (ch), biotita (b) alternam com leitões de quartzo (q), plagioclásio (pl), carbonato (C) e epidoto e sericita de grã-fina (não indicados), turmalina (t). Luz transmitida. Nicóis cruzados. Amostra 15-57.
- 1d. Xisto verde. Matriz de mica cromífera (branca) pontuada por cristais elipsoidais de carbonato (C) (dolomita ferroana, siderita). Trama crenulada. Luz transmitida. Nicóis cruzados. Amostra DDH R542-259,99 m-260,15 m.
- 1e. Tufo xistoso. Matriz de moscovita, clorita (branca), na qual ocorrem fragmentos e esquirolas de quartzo (q) e turmalina (t). Luz plana transmitida. Amostra 21-68.
- 1f. Fragmentos líticos de chert lenticulares e contorcidos em uma matriz com dolomita, moscovita, clorita e epidoto. Veja a Prancha 2a para o detalhe do quadrado 1. Pirita (py). Cópia negativa. Luz transmitida não polarizada. Amostra DDH MU833-4,68 m-24,74 m.



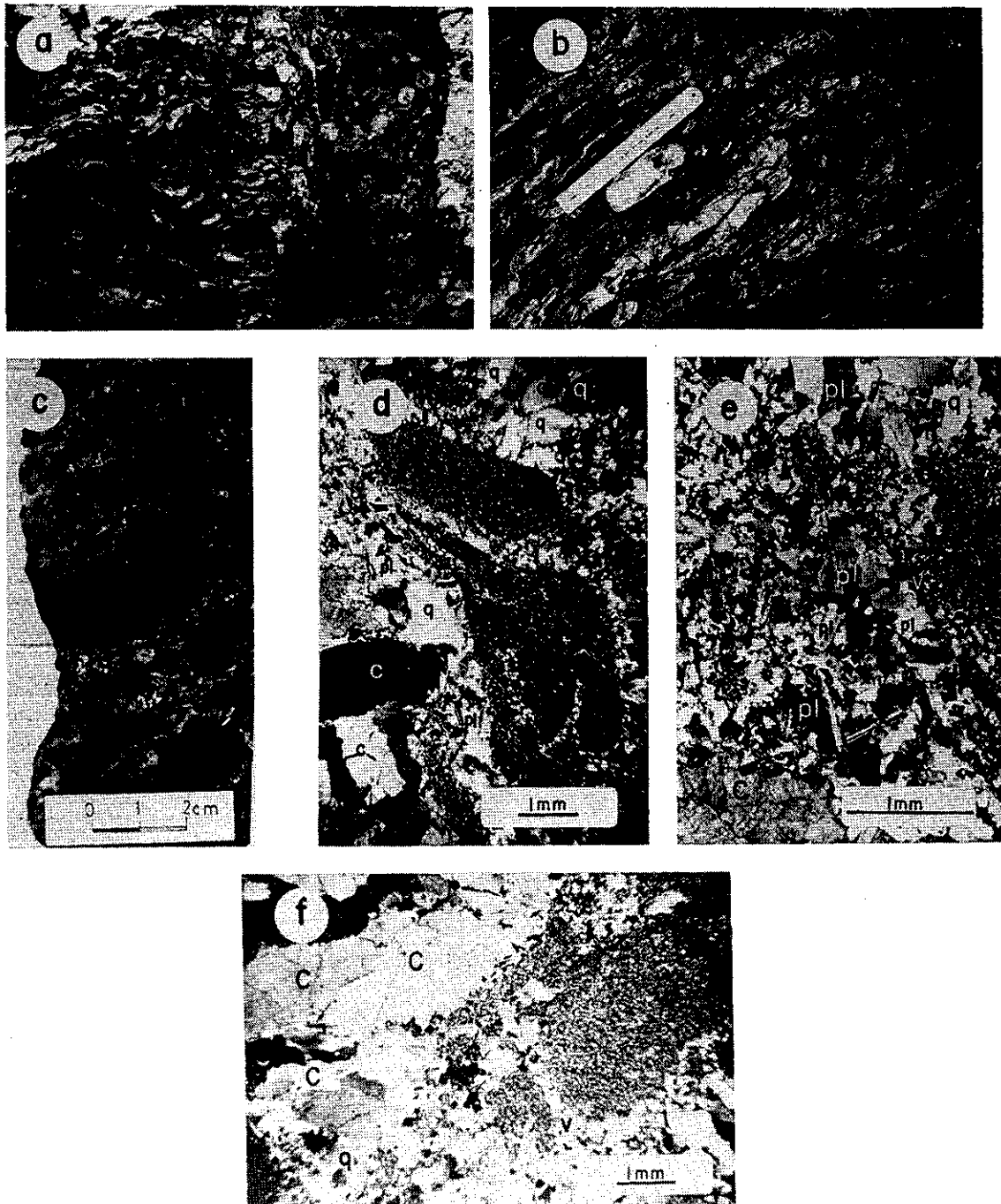
Prancha 2

- 2a. Detalhe da Prancha 1f, do fragmento lítico no quadrado 1. O fragmento contorcido está imerso em uma matriz com clorita, sericita e dolomita ferroana, da qual se pode ver dois cristais bem desenvolvidos. Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Mesma amostra da Prancha 1f.
- 2b. Detalhe da Prancha 2a; o cinza-escuro é parte do fragmento lítico envolvido por matriz de clorita, sericita, dolomita ferroana com *kink bands*. Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Mesma amostra da Prancha 1f.
- 2c. Afloramento natural da Formação Lapa Seca, aqui um exalito carbonático, com dolomita ferroana, siderita, calcita, quartzo, moscovita, clorita. Um rendilhado de vênulas quartzo-carbonáticas é notável. Corte da rodovia Nova Lima—Raposos, próximo ao Galo. Ponto 7387-2.
- 2d. Parte dinamitada do afloramento anterior com a face fresca do exalito carbonático da Formação Lapa Seca. Corte da rodovia Nova Lima—Raposos, próximo ao Galo. Amostra 7387-2.
- 2e. Variedade xistosa da rocha carbonática da Formação Lapa Seca com S_0/S_1 , intersectadas por foliação de crenulação S_2 , exibindo ainda a lineação regional de atitude $S_8SE, 45$. Adutora do Rio das Velhas, Nova Lima.
- 2f. Lâmina delgada de amostra do afloramento da Prancha 2c-d. Formação Lapa Seca com cerca de 95% de dolomita ferroana e ankerita, 5% de quartzo e sericita subordinada. Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra 7387-2. Mesmo local que 2c-d.



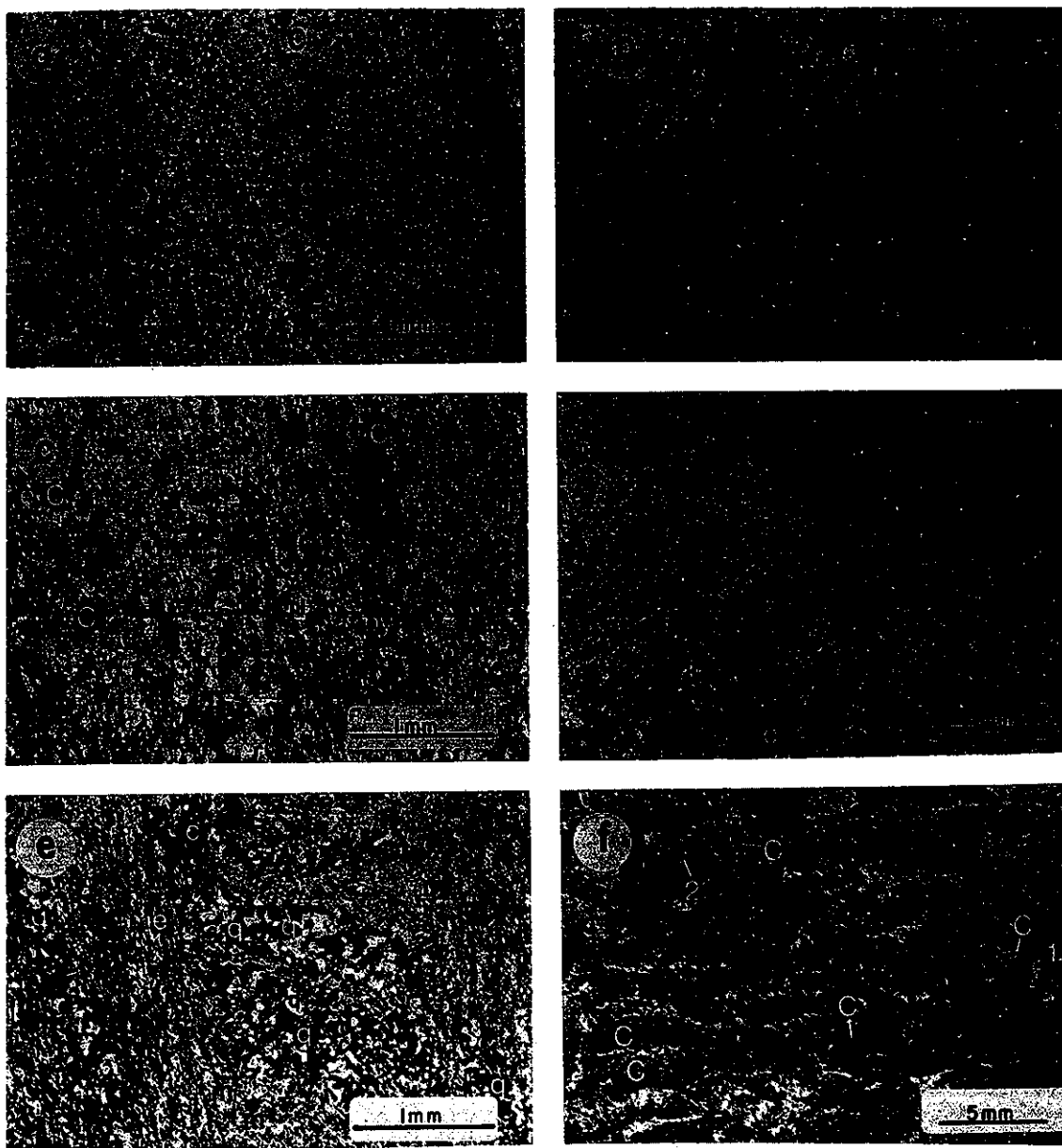
Prancha 3

- 3a. Detalhe da Formação Lapa Seca da Prancha 2f. Vênulas de quartzo (branco, negro e cinza) cortando, segundo Norte-Sul (da foto), a matriz de dolomita ferroana. Bandas de deformação podem ser vistas no quartzo, no canto superior esquerdo. Luz transmitida. Polarizadoes cruzados. Amostra 7387-2. Mesmo local anterior.
- 3b. Formação Lapa Seca com S_0/S_1 dobrado e intersectado por foliação de crenulação S_2 . Os leitos negros são essencialmente de dolomita ferroana e os cinza-claros constituem-se de moscovita e clorita. Amostra de superfície 7387-21.
- 3c. Detalhe de 3b. As bandas cinza-escuras são de moscovita, epidoto, esfeno, clorita subordinada. Os minerais brancos a cinza-claros são carbonato (C), mais quartzo (q). Luz transmitida natural. Amostra 7387-21.
- 3d. O mesmo que 3b. Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra 7387-21.
- 3e. FFB Raposos (BIF). Bandas sideríticas cinza-escuras (s) de *metachert* (claras) e sulfetadas (cinza-claras pontuadas de branco) alternam-se entre si. Pirrotita (po), pirita (py). Amostra MR-1. Mina de Ouro de Raposos. Nível de entrada principal (MAL).
- 3f. FFB Raposos (BIF). Lâminas sideríticas (s, cinza-escuras) alternam-se com lâminas de *chert* recristalizado (cinza-claras). Pirita (py) e pirrotita concentram-se nas lâminas sideríticas. Banda contorcida no canto inferior esquerdo é o bordo da lâmina. Luz transmitida plana. Amostra MR-1. Mina de Ouro de Raposos. Nível de entrada principal (MAL).
- 3g. FFB Raposos (BIF). Detalhe do quadrado da Prancha 3f. Cristal de pirita (py) na lâmina siderítica (s) e interface com lâmina de *chert* recristalizado (2/3 inferior da foto). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra MR-1. Mina de Ouro de Raposos. Nível de entrada principal (MAL).



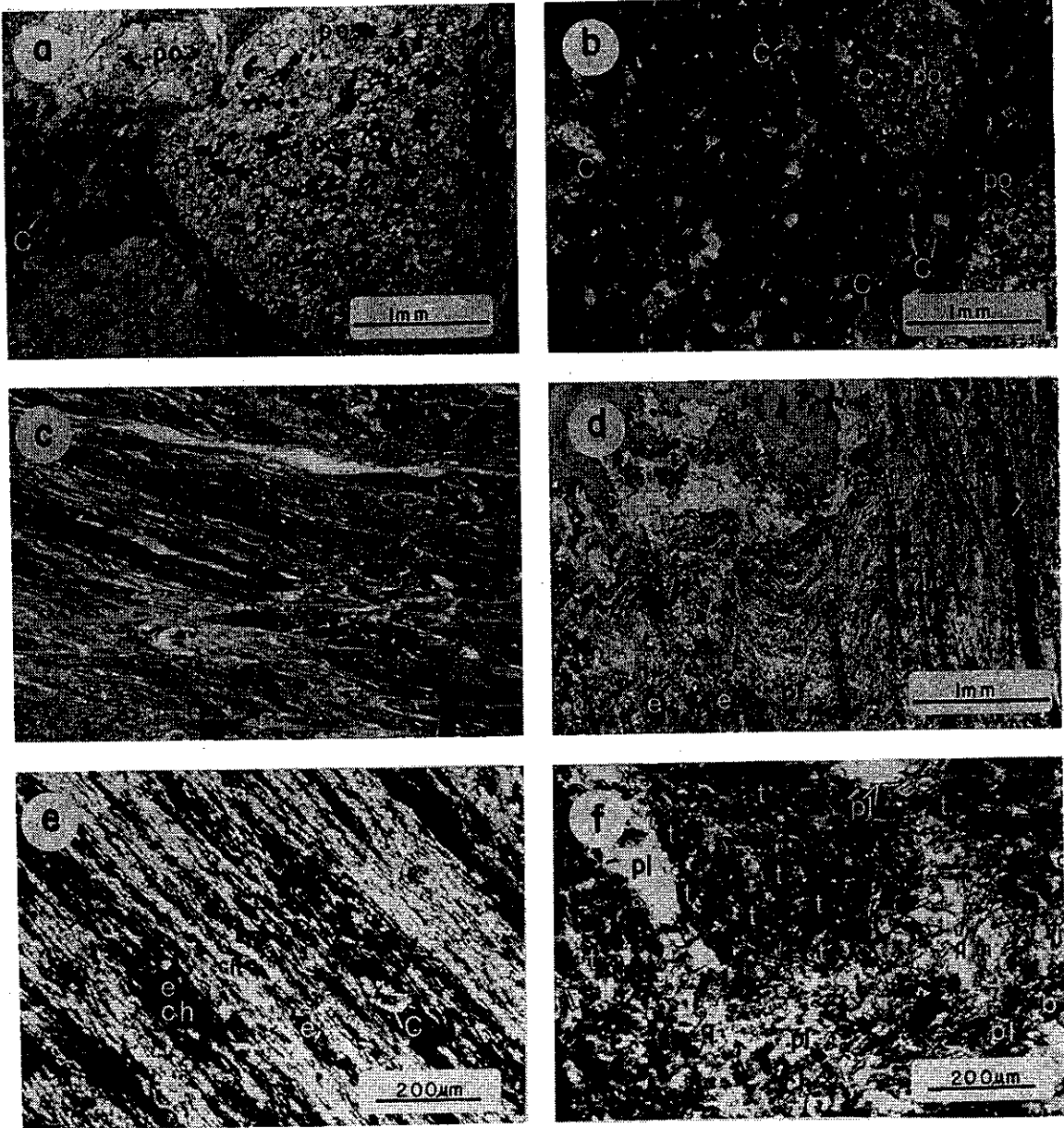
Prancha 4

- 4a. Metaconglomerado do Grupo Nova Lima com seixos e plaquetas dobrados e contorcidos de quartzo, metachert, quartzito e ocasionalmente de xisto verde (não indicado), em dobras com charneiras de caimento paralelo à lineação regional S85E,45, indicada pela lapiseira (comprimento de 15 cm). Nova Lima, próximo à Barragem do Rejeito.
- 4b. Mesmo afloramento anterior (Prancha 4a). Vista das dobras, paralelamente ao alongamento dos seixos. Escala tem 15 cm. Mesma localidade anterior.
- 4c. Metaconglomerado do Grupo Nova Lima. Os seixos são de metachert com alguma proporção de dolomita ferroana. A matriz é de quartzo, carbonato e plagioclásio albitico. As manchas esbranquiçadas são de pirita. Amostra 7265-2.
- 4d. Fotomicrografia de lâmina de 4c. Seixo de metachert envolvido por quartzo grosseiro (q), dolomita ferroana (C) e plagioclásio albitico (pl). Uma vênula quartzo-carbonática (v) intersecta o seixo. Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra 7265-2.
- 4e. Detalhe de 4d. A matriz é de plagioclásio albitico (pl), quartzo (q) e dolomita ferroana (C). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra 7265-2.
- 4f. Detalhe de 4c. Carbonato (C) e quartzo (q) com extinção ondulante. Uma vênula quartzo-carbonática intersecta um dos seixos de metachert. Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra 7265-2.



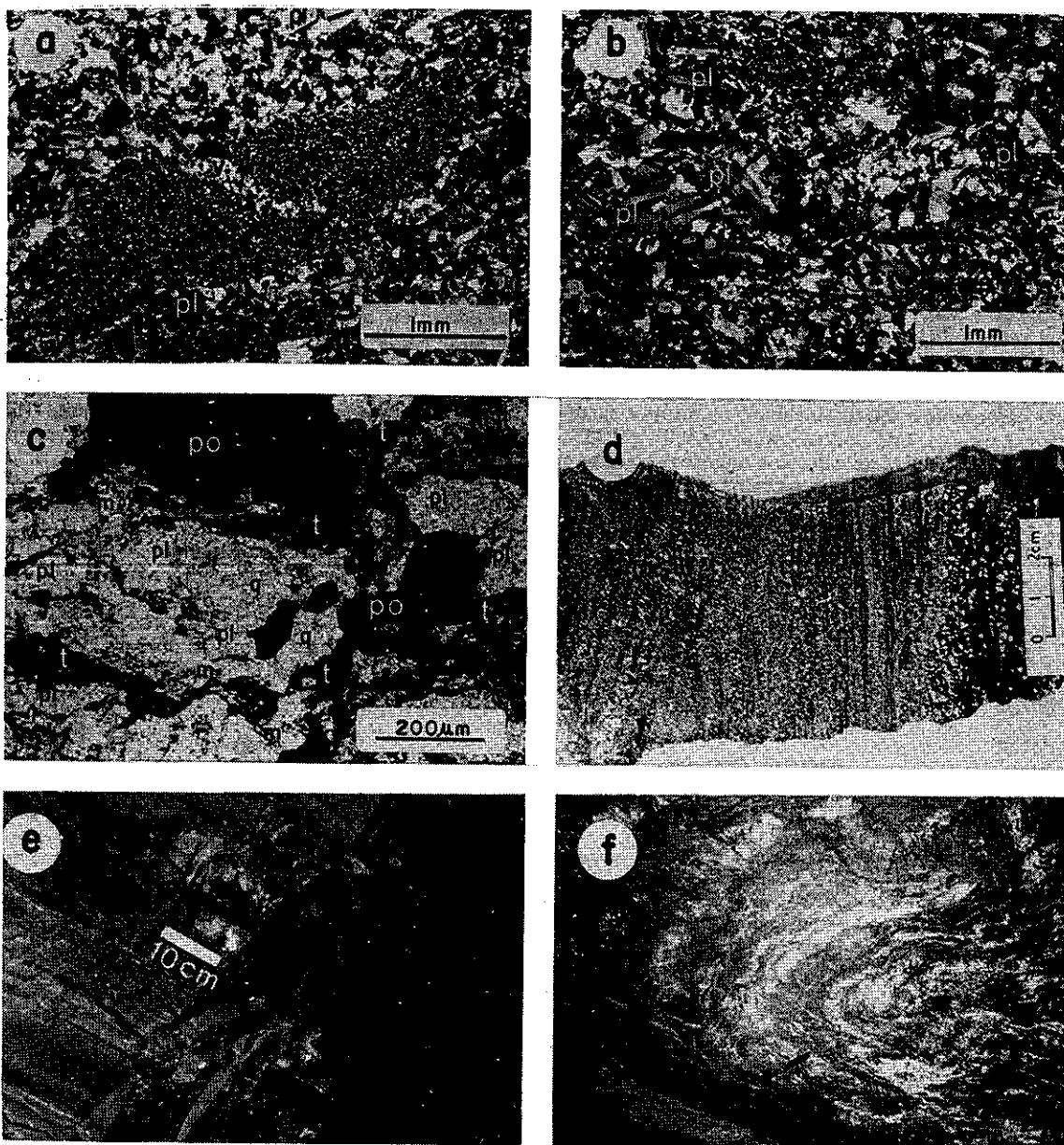
Prancha 5

- 5a. Formação Lapa Seca, facies silicosa, finamente estratificada, com lâminas alternadas ricas em quartzo chertoso (q) e ricas em dolomita ferroana (C). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra 21-3. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nivel 21.
- 5b. Detalhe de 5a. Agregado heterogranular de dolomita ferroana (C) com plagioclásio albitico disseminado (pl), epidoto e moscovita (não indicados). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Mesma amostra da Prancha 5a.
- 5c. Formação Lapa Seca, facies silico-carbonática, finamente estratificada. Dolomita ferroana é dominante (C), com quartzo subordinado (q), plagioclásio albitico disseminado (pl) saussuritizado. Grande cristal de epidoto (e) ocorre na matriz. Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra DDH MU905-118,02 m-118,11 m. Mina de Ouro de Morro Velho.
- 5d. Formação Lapa Seca com foliação de crenulação S_2 , acamamento S_0 transposto, paralelo a S_1 . Os carbonatos (C) são essencialmente dolomita ferroana e, subordinadamente, quartzo, ambos com grã-fina. Luz transmitida plana. O canto superior direito da fotografia contém principalmente dolomita ferroana e, subordinadamente, quartzo, ambos com grã-fina. Amostra DDH MU905-36,42 m-36,70 m.
- 5e. Quartzo-mica xisto. Leitões ricos em quartzo (q) alternam-se com leitões ricos em moscovita (m), carbonato de grã-fina (C) e epidoto. Estes leitões sigmoidais são interpretados como acamamento reliquiar S_0 transposto por foliação de crenulação S_2 . Pirita (py). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra 8-78B. Mina de Ouro de Morro Velho, Nivel 8.
- 5f. Nódulos de carbonato (C), mais algum quartzo (q), salpicados com sulfetos (em negro), incluindo pirita, pirrotita (não rotulados). A massa cinza-escura, envolvendo os nódulos, é de moscovita, estilpnomelano, epidoto. Os quadrados 1 e 2 são detalhes nas Pranchas 6a, 6b. Luz transmitida plana. Amostra DDH MU833-5,18 m-5,23 m. Mina de Ouro de Morro Velho.



Prancha 6

- 6a. Detalhe do quadrado 1 em 5f. Nódulo formado por um agregado de dolomita ferroana (C) salpicada por sulfetos, pirrotita (po) e piritita (não rotulada). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra DDH MU833-5, 18 m-2,23 m. Mina de Ouro de Morro Velho, Nivel 21.
- 6b. Detalhe do quadrado 2 em 5f. Dolomita ferroana (C), pirrotita (po), quartzo (q). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Mesma amostra de 6a.
- 6c. Xisto verde com leitos descontínuos dobrados intersectados por veio de quartzo de geração posterior (branco). Local da amostra 11-79, Prancha 6d, abaixo. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nivel 11.
- 6d. Xisto verde. Transposição de uma trama foliada mais antiga S_1 por foliação de crenulação S_2 , definida por orientação de clorita (ch), epidoto (e). Os leitos paralelos a S_1 são de clorita (ch), moscovita (m), epidoto (e). Plagioclásio albitico (pl) e esquirolas de quartzo (q). Luz transmitida plana. Amostra 11-79. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nivel 11.
- 6e. Detalhe de 6d, acima, com a foliação de crenulação S_2 diagonal à foto. A parte clara é clorita esgarçada (ch), epidoto (e), sericita (não rotulada). Em cinza-escuro a negro, em posição de extinção, carbonato (C). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Mesma amostra que 6d.
- 6f. Turmalina (t) na facies silico-carbonática da Formação Lapa Seca, paralela a $S_0//S_1$, indicando ser sin-metamórfica com S_1 . Quartzo (q), plagioclásio albitico (pl), moscovita (m), clorita (ch), biotita (b), carbonato (C). Luz transmitida plana. Amostra 21-4. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nivel 21.



Prancha 7

- 7a. Xisto tufaceo de composição grauvaquiana com fragmentos líticos quartzosos (diagonal à fotomicrografia) envolvido por plagioclásio albitico (pl); vênula de quartzo (v). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra 8-44. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nível 8.
- 7b. Detalhe de 7a. Plagioclásio albitico (pl) com lamelas recurvadas. Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Mesma amostra de 7a.
- 7c. Detalhe de 7a. Leitões com turmalina (t), pirrotita (po), plagioclásio albitico (pl), quartzo (q), clorita (ch), moscovita (m). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Mesma amostra de 7a, 7b.
- 7d. Minério sulfetado aurífero bandado (cor clara) com pirrotita, pirita, arsenopirita. As bandas escuras são uma mistura de dolomita ferroana, quartzo, sericita, clorita. Amostra 4-21. Mina Velha, Nível 4, Mina de Ouro de Morro Velho.
- 7e. Minério maciço sulfetado, estratiforme (bandas cinza-escuras), alternado com leitões e lâminas silico-carbonáticas da Formação Lapa Seca (cinza-claras). Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nível 21, galeria do corpo de minério NW.
- 7f. Corpo de minério sulfetado estratiforme X, dobrado assimetricamente, formando *mullion* (cinza-escuro), alternando com a hospedeira Formação Lapa Seca (cinza-claro). A charneira do *mullion* tem caimento no rumo do observador, aproximadamente. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nível 21, subnível.

Composição Química da Formação Lapa Seca

Dados de campo e petrográficos, mais análise de elementos maiores e de oligoelementos e dados de isótopos de oxigênio indicam claramente que a Formação Lapa Seca é essencialmente um sedimento químico, de composição silico-carbonática, embora contenha impurezas terrígenovulcanogênicas (Figuras 9 e 10 e Tabelas 3 e 4).

Os óxidos principais graficados contra SiO_2 possuem padrão sistemático e não sistemático. A média de SiO_2 na Formação Lapa Seca é de 35,21%, mas sua composição mineralógica modal pode variar de 95% de carbonatos (dolomita ferroana, dolomita, ankerita, siderita, calcita) e 5% de quartzo, mais sericita e epidoto a casos em que os minerais silicáticos predominam sobre os carbonatos. Tal variação reflete-se no conteúdo em sílica, que varia de alguns por centos até o máximo analisado de 63%. Em grande parte isto resulta da menor ou maior proporção de lâminas de chert, ou de chert intergranular ou ainda de veios e vênulas de quartzo e/ou quartzo e carbonatos, de geração tardia. TiO_2 e Al_2O_3 possuem um comportamento inverso ao do CaO e MgO . Tais padrões podem ser interpretados, em parte, também como devidos à silicificação com dissolução e remobilização da maior parte dos elementos maiores da Formação Lapa Seca e uma tendência para o enriquecimento de TiO_2 e Al_2O_3 . As razões $\text{FeO}^*/\text{TiO}_2$, MgO/TiO_2 e o FeO^* (Figura 10) decrescem com o aumento do conteúdo em sílica, o que está de acordo com a retocitada interpretação.

O conteúdo em TiO_2 da Formação Lapa Seca compara-se ao de rochas carbonáticas eugeossinclinais, como, por exemplo, calcários margosos, que podem conter de 0,05 a 0,35% TiO_2 . O conteúdo em TiO_2 de calcários impuros relaciona-se a minerais detríticos e ocorrência de anatásio e rutilo na fração argilosa mais fina (Correns in Wedepohl, 1978). Na Formação Lapa Seca o TiO_2 correlata-se com esfênio e rutilo gerados durante o metamorfismo na facies xisto verde. K_2O , P_2O_5 , FeO^*/MgO , FeO^*/CaO não mostram nenhuma correlação com SiO_2 .

Os óxidos principais graficados contra Zr, excetuando-se Si_2O e TiO_2 , têm baixa correlação com o Zr; tais gráficos (Figura 11), comparados com os previamente mostrados, corroboram a depleção de CaO , MgO , FeO^* e P_2O_5 com o acréscimo

de SiO_2 , enquanto TiO_2 e Al_2O_3 aumentam se SiO_2 cresce.

Na_2O , no gráfico contra SiO_2 ou Zr, tem um padrão não sistemático. Grandes valores de Na_2O na Lapa Seca resultam da albita localmente conspicua. A geração de albita durante o metamorfismo na facies xisto verde, a partir de plagioclásio detrítico ou do Na reciclado derivado da interação da água do mar presa na rocha original, é uma boa possibilidade (c.f. a espilitização).

Os gráficos dos oligoelementos contra Zr para a Formação Lapa Seca (Figura 12) também indicam sua origem como um sedimento silico-carbonático químico impuro. O conteúdo de B, V, Cu, Ga, Sr, Y, Ba compara-se ao de calcários impuros marinhos (Wedepohl, 1978). Os valores elevados e incompatíveis de Sc, Cr, Co e Ni relatam-se à mistura de material vulcanogênico, pois a Lapa Seca grada localmente para tufos xistosos fragmentários, como vimos, tanto félsicos quanto intermediários.

Formação Ferrífera Bandada (FFB) Raposos

Camadas delgadas (espessura de 0,5 a 20 m, em geral de 8 a 10 m) de formação ferrífera bandada (FFB, "BIF" — *banded iron formation*) são horizontes-guias do Grupo Nova Lima, particularmente no distrito homônimo, e aqui são hospedeiras dos depósitos auríferos de Raposos, Faria e Cuiabá. Algumas delas, mapeadas pelo convênio DNPM-USGS, foram descritas até agora como pertencentes somente à facies carbonática de James (1954), como afirmado por Matheson (1956), Gair (1962) e Dorr (1973). Conforme documentado a seguir, as facies óxido, sulfetada e silicática estão presentes, além da carbonática reconhecida anteriormente (Prancha 3e, 3f e 3g). A facies óxido constitui-se essencialmente de quartzo e magnetita, com hematita e goethita secundárias. A facies silicática possui a associação estilpnomelano, tremolita-actinolita, cummingtonita-grunnerita, penninita, e relictos talvez de minnesotaita e greenalita. Estas duas facies são subordinadas em relação à carbonática e sulfetada. A facies carbonática compõe-se de siderita, ankerita, dolomita ferroana, alguma calcita, dolomita magnésiana, com quartzo em variadas proporções e acessoriamente epidoto, titanó-magnetita, sericita, clorita cromífera e mica cromífera (*fuchsite*). A facies sulfeto, constitui-se essencialmente de bandas ricas em pirita, pirrotita, arsenopirita e sulfetos varietais, como calcopirita,

Amostras Referidas na Tabela 4, Figuras 4 a 8, Pranchas 5 e 6

Designação da amostra	Localização		mica							lx		tm			
			qz	ab	cbto	branca	clor	bi	ep	sp	sulfeto		mag	ilm	
MV 1-12	104 090,0	Metachert carbonático com dolomita ferroana e ankerita, da Fm. Lapa Seca													
	103 322,0		8,0	45,0	40,0	2,0	2,0	0,5	2,0	1,0					1,0
MV 4-34	104 267,5	Rocha acamada com dolomita ferroana, ankerita, quartzo, albita da Fm. Lapa Seca													
	103 236,0		4,0	41,7	41,0	4,5	2,0	2,0						0,5	2,0
MV 4-58	104 036,5	Similar à amostra 4-34, Fm. Lapa Seca													
	103 359,0		3,0	39,0	34,0	19,5	1,0	4,0	0,5						1,0
MV 8-25	Veja Mapa Nível 8	Similar à amostra 4-34, Fm. Lapa Seca													
			5,0	40,0	48,5	3,0		1,0	1,0	2,0					1,0
MG 15-31	Veja Mapa Nível 15	Carbonato silicoso, com dolomita ferroana, ankerita, quartzo da Fm. Lapa Seca													
			18,0		70,0	2,0	1,0	1,0		8,0					
MG 15-31B	Veja Mapa Nível 15	Idem amostra 15-31, mas com mica branca; Fm. Lapa Seca													
			29,0	11,5	33,0	20,0	2,0	3,0	1,0	1,5					0,5
MG 15-82	Veja Mapa Nível 15	Metachert carbonático esverdeado, Fm. Lapa Seca													
			32,0	9,0	22,0	25,0	10,0	1,0	0,5	1,0					
MG 15-99	Veja Mapa Nível 15	Albita-carbonato-quartzo xisto; Fm. Lapa Seca, no contato com xistos verdes													
			6,0	85,0	8,0			0,5	0,5						
MG 21-3	Veja Mapa Nível 21	Carbonato "Chertoso" finamente estratificado, da Fm. Lapa Seca													
			14,0	21,0	37,0	13,5	9,0	2,0	2,0	1,0					1,0
MG 21-40A	Veja Mapa Nível 21	Carbonato "Chertoso" acamadado, da Fm. Lapa Seca													
			20,0	20,0	36,5	18,0	3,0	1,5	0,5	1,0					1,0
MG 21-47	Veja Mapa Nível 21	Idem amostra 31-40A													
			20,0	35,0	30,5	4,0	4,5	1,5	3,0	0,5				0,5	1,0
MG 27-131	Veja Mapa Nível 27	Carbonato "Chertoso" cloritico, da Fm. Lapa Seca													
			8,5	1,0	57,0	3,0	24,0	1,0							1,0

Tabela 4

Análises de Elementos Maiores, Menores e Traços, Inclusive Au, Ag, Pd e Pt, de Amostras Coletadas Subterraneamente da Formação Lapa Seca, Mina de Ouro de Morro Velho

NÍVEL DA MINA	1	4	8	15	21	27						
Elemento	1-12	4-34 ^a	4-58	8-25	15-31 ^a	15-31B	15-82 ^a	15-99	21-3 ^a	21-40A ^a	21-47	27-131
Amostras												
SiO ₂ % em peso	17.81	39.10	37.86	24.13	21.56	41.25	50.56	52.16	35.02	36.62	44.34	17.11
Al ₂ O ₃	8.81	9.92	11.86	9.57	1.16	17.57	10.61	16.31	8.43	8.89	9.48	5.47
Σ Fe	19.29	9.87	7.69	8.30	37.04	9.04	4.78	5.62	8.14	7.02	10.26	6.70
MgO	3.55	6.22	7.25	3.87	12.52	3.01	5.28	0.53	7.14	10.71	18.25	13.17
MnO	0.60	0.49	0.14	0.25	0.97	0.35	0.44	0.31	0.51	0.18	0.18	0.25
CaO	12.47	11.22	9.53	15.59	0.30	6.52	9.52	2.83	15.34	13.34	3.64	21.87
Na ₂ O	5.39	5.44	4.73	5.02	nd	1.38	1.26	10.78	2.51	2.72	5.39	0.30
K ₂ O	0.12	0.10	2.37	2.41	0.05	0.36	2.56	0.12	1.20	nd	0.02	0.10
P ₂ O ₅	0.02	nd	0.12	0.14	nd	0.11	nd	0.15	nd	nd	0.08	0.04
TiO ₂	0.10	0.44	0.58	0.40	0.02	0.49	0.44	0.20	0.42	0.43	0.58	0.10
SO ₃	1.44	2.99	nd	2.53	7.616	1.37	0.62	1.74	0.70	0.42	0.02	nd
P.F.	30.71	14.13	18.34	27.99	19.13	18.82	14.35	9.27	21.05	19.38	8.78	35.08
TOTAL	100.31	99.91	100.47	100.20	100.37	100.27	100.42	100.02	100.46	99.71	101.02	100.19
Fe ₂ O ₃	6.10		2.57	1.47		1.47		0.74			0.74	0.10
FeO	11.87		4.61	6.15		6.81		4.39			8.57	5.94
FeO*	17.35	8.88	6.92	7.47	33.33	8.13	4.30	5.06	7.32	6.32	9.23	6.03
B ppm	420	840	250	122	96	320	66	22	18	390	290	178
Sc	18	17	16	16	18	16	10	8	12	10	20	10
V	118	124	140	120	104	136	98	86	110	100	152	90
Cr	158	370	250	200	124	230	296	44	240	264	340	62
Co	15	21	18	23	10	21	15	8	14	20	31	11
Ni	92	164	146	96	210	144	116	24	104	120	220	40
Cu	145	93	12	12	185	64	13	43	36	10	18	8
Zn	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ga	13	<10	12	12	<10	14	<10	14	<10	<10	16	5
Sr	148	20	140	108	88	106	<10	114	<10	40	48	98
Y	16	56	14	22	15	18	10	10	19	15	14	16
Zr	22	62	41	26	28	54	84	29	68	59	46	<5
Nb	<10	<10	<10	<10	<34	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	9	24	6	14	27	8	18	4	17	13	6	10
Pd	0.017	0.225	0.250	0.021	0.080	0.115	0.023	0.265	0.047	0.032 ⁺	0.100	0.151
Ag	0.022	0.070	0.3	0.6	0.074	0.200	0.040	0.200	0.011	0.015	0.100	0.7
In	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Ba	90	21	<10	<10	43	114	1560	210	77	36	66	<10
La	<30	760	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ce	<500	960	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500
W	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80
Pt	0.027	0.110	0.210	0.090	0.090	0.240	0.089	0.200	0.078	0.059	0.090	0.102
Au	0.080	0.500	1.50	0.598	0.740	0.625	0.044	0.430	1.0	0.030	1.180	3.5
Tl	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Pb	<5	<5	<5	<5	31	<5	<5	<5	<5	<5	<6	<5
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Au/Ag	3.64	7.14	5.0	1.0	10.0	3.13	1.10	2.15	2.91	2.0	11.80	5.0
Fe ²⁺ / Σ Fe	0.62		0.60	0.74		0.75		0.78			0.84	0.89

+ : indica análise duplicada. nd: não detectado

FeO*: calculado (= Fe₂O₃ · 0,89981).

Análise de elementos maiores por F. Peixoto, M. M. Fonseca e L. Favato, Minerações Brasileiras Reunidas, e E. A. Ladeira (indicadas por a). Determinações de elementos traços e Ag em ppm por C. V. Dutra e D. L. O. Lima, Geologia e Sondagens Ltda.; Ag em ppb e Au, Pd e Pt em ppm e ppb por E. A. Ladeira.

Localização das amostras dadas nas Figuras 4 a 8.

cubanita, galena, esfalerita, os três últimos muito raros. O ouro, na forma de electrum (liga com Ag) associa-se aos sulfetos, essencialmente. A FFB Raposos é uma rocha finamente laminada, com lâminas tendo espessuras de 0,1 mm até 15-50 mm (Prancha 3e), mais comumente de 0,2 mm a 10 mm. A granulação varia de 0,01 a 0,08 mm, mas diâmetros dos minerais compositivos até 0,15 mm não são incomuns. Há variações de facies tanto horizontal quanto verticalmente. Assim, lâminas

ou bandas ricas em quartzo alternam-se com bandas ricas nos carbonatos que se alternam com lâminas ricas em sulfetos, mas nas quais quartzo e carbonatos também estão presentes em quantidades variadas, o mesmo acontecendo lateralmente (Prancha 3e, 3f e 3g). As bandas quartzosas são, na realidade, de *metachert*, contendo até 70 ou 85% de quartzo com textura *chértica* e 15 a 20% de carbonatos dispersos, dos quais a siderita e dolomita ferroana são os mais presentes. Os sulfetos têm

Figura 10

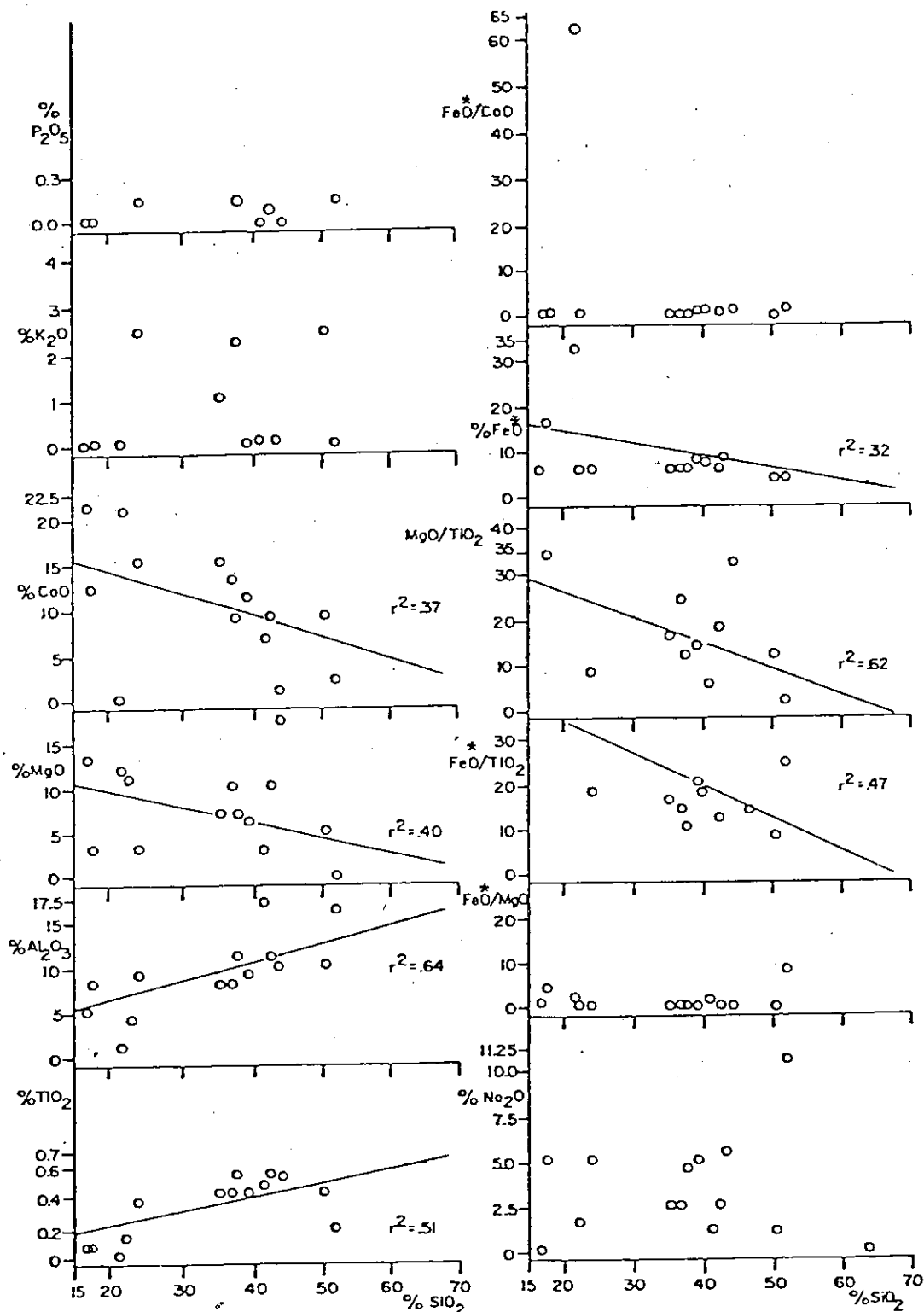


Gráfico dos óxidos de elementos maiores, em percentagem em peso e razões MgO/TiO_2 , FeO^*/MgO , FeO^*/TiO_2 e FeO^*/CaO versus percentagem em peso de SiO_2 para amostras coletadas em mina subterrânea da Formação Lapa Seca, Mina de Ouro de Morro Velho. r^2 é o coeficiente de correlação linear.

Figura 11

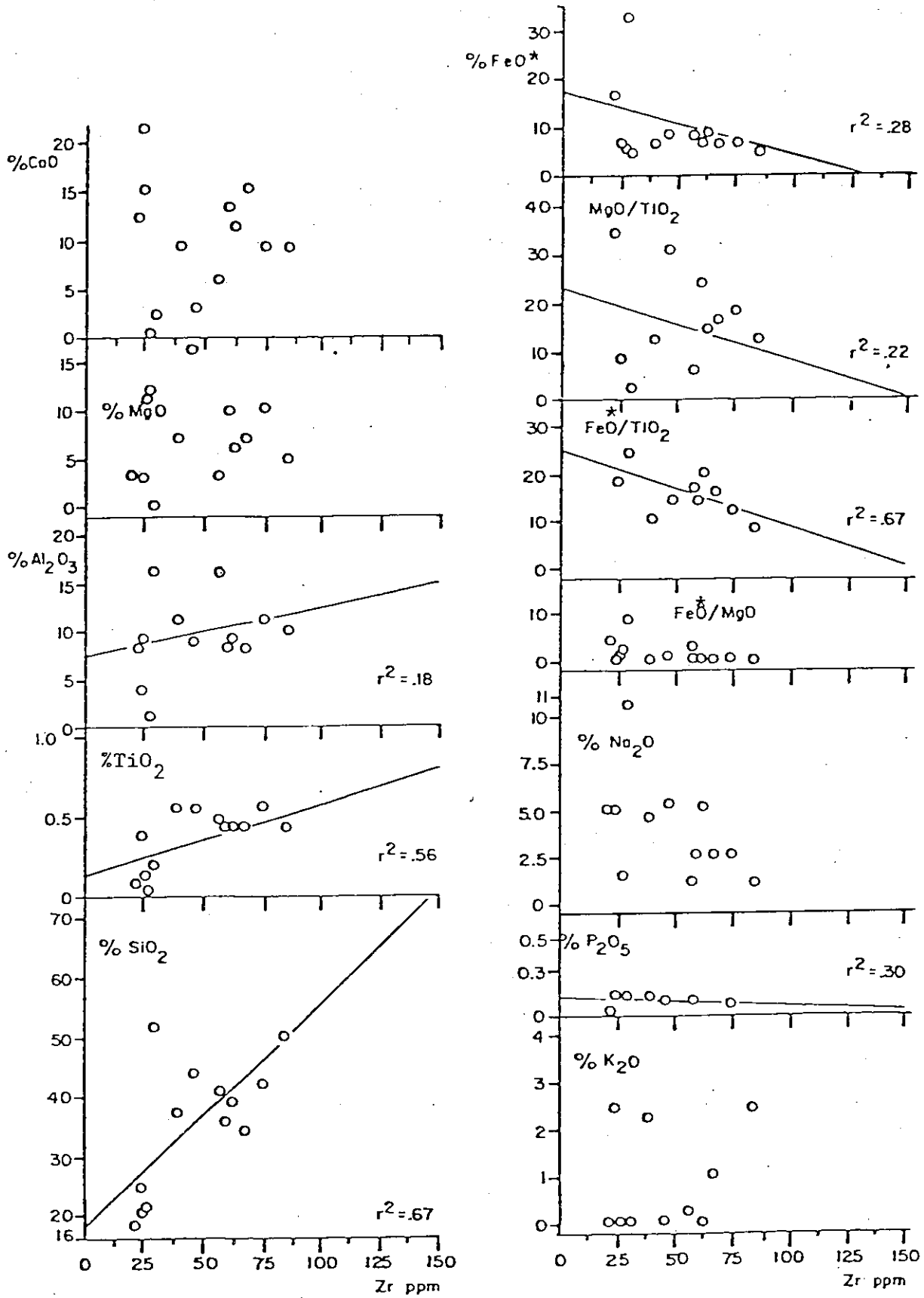


Gráfico dos óxidos dos elementos maiores em percentagem em peso e razões MgO/TiO₂, FeO*/MgO, FeO*/TiO₂ versus ppm Zr, para amostras coletadas subterraneamente da Formação Lapa Seca, Mina de Ouro de Morro Velho.

granulação de 50 μm a 1 mm. Regionalmente, a FFB Raposos contém um conteúdo de sulfeto oscilando de 0 a 10% em volume, mas em geral é de 5%. Análises de amostras da FFB Raposos estão nas Tabelas 9 e 11.

A superfície, devido ao mascaramento pela vegetação ou intemperismo, os contatos não afloram comumente. Porém, quando podem ser observados, principalmente em escavações ou subterraneamente, os contatos das camadas individuais de

FFB são nítidos com as encaixantes, que incluem xistos verdes (metabasaltos), filito grafitoso e tufos xistosos intermediários a félsicos.

O bandamento composicional da FFB Raposos é interpretado, pelas mesmas razões já expostas para o caso da Formação Lapa Seca, como sendo o acamamento S_0 ao qual se paraleliza a foliação plano-axial S_1 , definida pela orientação dos minerais placóides e filossilicáticos.

Figura 12

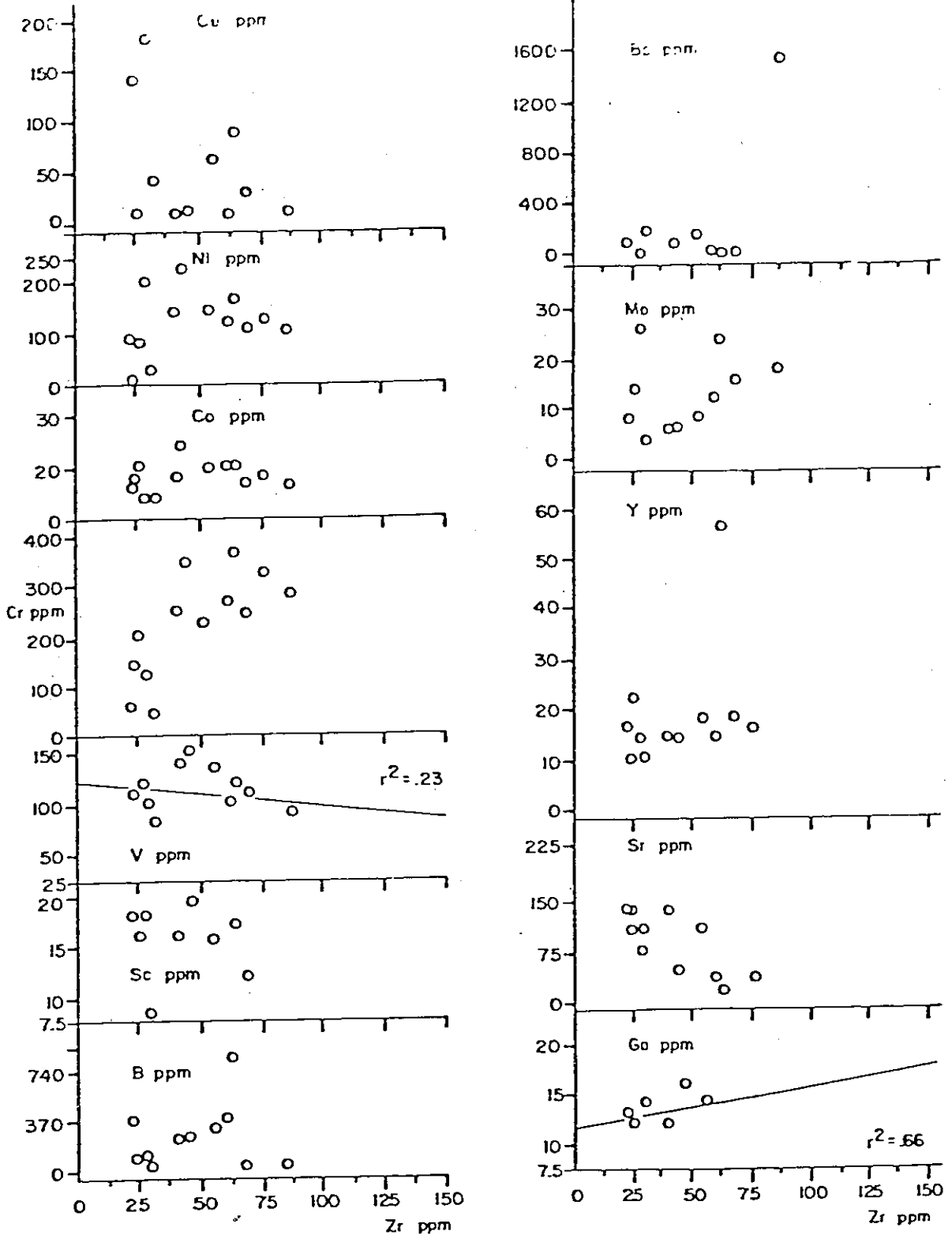


Gráfico dos elementos traços em ppm versus ppm Zr para amostras coletadas subterraneamente da Formação Lapa Seca, Mina de Ouro de Morro Velho. r^2 é o coeficiente de correlação linear.

Oito unidades de FFB Raposos foram mapeadas pelos geólogos da Mineração Morro Velho à superfície e, também, pelo autor, com uma espessura combinada de cerca de 150 m. Entretanto, devido à superposição de dobramento e lenticularização da FFB, é questionável se estas camadas representam realmente diferentes unidades estratigráficas ou possivelmente uma ou duas unidades distintas repetidas por complexidades estruturais. Outra possibilidade, com base na existência de vários derrames metabasálticos intercalados, é que se possa ter vários ciclos de vulcanismo, com deposição de sedimentos químicos. O exame de estruturas vulcânicas primárias, tal como as almofadas encontradas por Ladeira (1981), se não estiverem deformadas, poderão contribuir para elucidar esta questão. Da mesma maneira estruturas primárias sedimentares preservadas que, até agora, com confiança não foram encontradas.

Por tudo o que foi exposto podemos classificar a FFB Raposos como sendo do tipo arqueano ou tipo Algoma.

Localmente, nas minas do Faria, Raposos, Morro Velho, observa-se também a passagem lateral e/ou vertical da FFB Raposos à Formação Lapa Seca (conforme Figuras 1 e 2).

Unidade Metavulcânica

Xistos Verdes

Os xistos verdes formam o teto estrutural da Formação Lapa Seca que hospeda na Mina de Morro Velho os diversos corpos de minério (Figuras 4 a 8). Os xistos verdes constituem o núcleo de uma estrutura antiformal maior com dobras subsidiárias, cujo envoltório externo é a Formação Lapa Seca, hospedeira dos corpos de minério. Os xistos verdes são importantes no Distrito de Nova Lima porque: 1) na Mina de Morro Velho eles formam o teto estrutural, mais a base estratigráfica da Formação Lapa Seca, hospedeira dos corpos de minérios; 2) na Mina de Raposos os xistos verdes constituem, aparentemente, em três pacotes distintos, a base estratigráfica de três camadas de formação ferrífera; 3) na Mina do Faria os xistos verdes formam a base de carbonato-quartzo-sericita xistos, que, por sua vez, se sotopõem diretamente à formação ferrífera; 4) na Mina de Cuiabá, a situação é idêntica à da Mina do Faria.

Relações Gerais e Petrografia dos Xistos Verdes

Nos xistos verdes o aleitamento (*layering*) não é óbvio, e a estrutura planar proeminente quando eles não são maciços é uma foliação metamórfica S_1 . Contudo, algumas de suas zonas consistem de rochas fragmentárias, semelhantes a brechas de topo de derrame, às quais se associam sobrepostamente delgadíssimos leitos de *metachert* que se alternam com lâminas de clorita, sericita e carbonatos; interpretamos estas lâminas como acamamento e consideramos estes níveis como representando sedimentos químicos interderrames. A xistosidade ou foliação S_1 dos xistos verdes paraleliza estes níveis de metassedimentos, sendo por sua vez também cortada por uma foliação de crenulação semelhante à que corta a Formação Lapa Seca.

Petrograficamente, os xistos verdes frescos são cinza-esverdeados a esverdeados, com a trama original completa ou quase completamente destruída pela tectônica e metamorfismo. Quando decompostos, seu saprólito tem cor marrom-avermelhada.

Quando frescos, consistem essencialmente de tremolita-actinolita, clorita, mica branca, plagioclásio, epidoto, clinozoisita e quartzo subordinado, este geralmente de geração posterior e secundária. Os minerais varietais incluem hornblenda, biotita (rara) (Prancha 1a, 1b, 1c e 1d).

O plagioclásio é albitico a albita pura (Prancha 1c), ocorrendo seja como ripas límpidas, euédricas a subédricas com $80\mu\text{m}$ a $200\mu\text{m}$ de comprimento, geminado segundo a Lei da Albite ou Periclina, seja como indivíduos anédricos saussuritizados com bordos corroídos ou, ainda, como diminutos grãos xenomórficos com feições de superfície de grãos semelhantes a grãos de quartzo. Clorita, mica branca e sericita ocorrem ge-

ralmente como cristais lamelares ou esfarrapados. Variedades de mica e clorita esverdeadas têm valores de cromo elevados, variando de 0,008 a 2,23% no cristal. O quartzo ocorre como grãos isolados finos com diâmetro de $5\mu\text{m}$ a $10\mu\text{m}$, ou como agregados lenticulares cujos grãos individuais atingem $50\mu\text{m}$ a $60\mu\text{m}$.

Os carbonatos incluem dolomita ferroana, ankerita, siderita e calcita; esta é, em geral, resultante da alteração do plagioclásio, enquanto os demais ocorrem como cristais euédricos a subédricos isolados ou agregados com quartzo. Muitos desses agregados têm a forma ovalada ou elipsoidal e sugerem ter sido amígdalas.

Os acessórios incluem epidoto, clinozoisita, esfeno, magneto-ilmenita, ilmenita, rutilo; estes quatro últimos alteram-se em massas irregulares de leucóxênio, com núcleos relictivos destes minerais. Outros acessórios são turmalina e sulfetos. Dentre estes, os mais comuns são a piritita e pirrotita, via de regra, xenomórficas; alguns cristais euédricos a subédricos são por vezes observados. Arsenopirita aparece raramente, com forma euédrica a subédrica.

A dravita, que é uma turmalina rica em magnésio, pode, em alguns casos, atingir até 3% da rocha; associa-se, via de regra, ao epidoto, esfeno e leucóxênio (Prancha 1c).

Xistos Tufáceos ou Tufos Xistosos de Composição Intermediária a Félsica

Devido ao caráter de estratigrafia lenticular da coluna geológica do distrito (Figuras 1, 2 e 9), estas rochas ocorrem em vários pontos da sucessão; entretanto, o seu maior volume situa-se acima da Formação Lapa Seca e Raposos; mas elas ocorrem como variações faciológicas, passando tanto lateral como verticalmente a estas duas formações (Figuras 7 e 9 e Tabela 1). Rochas fragmentárias de composição intermediária a félsica ocorrem intermisturadas aos tufos e não foram mapeadas separadamente.

Petrografia dos Tufos Xistosos

Essas rochas possuem fundamentalmente duas associações: quartzo-sericita-carbonato ou quartzo-sericita-plagioclásio sódio-carbonato e quartzo-sericita-magnetita.

A matriz dessas rochas é, geralmente, extremamente fina, com grãos tendo diâmetro maior de $3\mu\text{m}$ a $50\mu\text{m}$. Na primeira associação mineral, a matriz envolve grupamentos, com textura em mosaico, de quartzo + carbonatos, com forma lenticular e comprimento de $0,5\text{mm}$ a $1,5\text{mm}$. Grãos isolados, sob a forma ocelar, de quartzo ou quartzo e carbonato, com extinção ondulante, ocorrem paralelamente à xistosidade S_1 . Fragmentos líticos, contorcidos, com comprimento de 3mm a 30mm , largura de 1mm a 3mm , similar à estrutura *fiamme*, paralelos a S_0/S_1 , são comuns. Tais fragmentos esfarrapados consistem quase ou somente de quartzo vermicular ou com forma de Y, tamanho $2\mu\text{m}$ a $5\mu\text{m}$, dimensão esta bem menor do que as do quartzo da matriz. Alguns *fiammes* são constituídos quase inteiramente por sericita e quartzo subordinado (Pranchas 1f, 2a e 2b). Calcita, dolomita ferroana e epidoto podem ser escassos nestes fragmentos ou totalmente ausentes. Alguns fragmentos líticos constituem-se de grãos finos, engranados, de dolomita ferroana, alguma calcita e quartzo vermicular. A sericita ocorre, geralmente, como escamas esfarrapadas nos fragmentos e, na matriz, como escamas ou lamelas fibrosas, formando filmes paralelos a S_0, S_1 . Todas as feições retrodescritas assemelham-se às encontradas em tufos recentes depositados subaquaticamente; por isso, os tufos xistosos aqui descritos são interpretados de modo análogo.

A associação quartzo-sericita-plagioclásio sódio é caracterizada pela grande proporção de plagioclásio sódio e a parca presença, ou ausência, de carbonatos ferroanos, embora a calcita possa estar presente, oriunda da alteração do plagioclásio.

A matriz dessa associação é também muito fina, como na anterior (Prancha 7a e 7b). Plagioclásio albitico ocorre como grãos isolados geminados, com dimensão de $50\mu\text{m}$ a $0,5\text{mm}$, alguns sendo anédricos, sericitizados ou saussuritizados e perifericamente corroídos, enquanto outros são subédricos, com superfícies límpidas. Quando têm geminação, suas lamelas são

curvadas ou falhadas. A sericita ocorre de modo similar à da associação anterior. Fragmentos líticos também similares ao caso precedente ocorrem, com raro carbonato e alguma sericita e epidoto.

A associação quartzo-sericita-magnetita é rara no depósito de Morro Velho, mas é comum nas minas de Raposos, Faria e Cuiabá, vizinhas. Os seus minerais acessórios, epidoto, clinzoisita, esfeno, calcita, dolomita e pirita, são comuns às três associações, mas os primeiros três minerais são conspicuos na associação quartzo-sericita-carbonatos.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA UNIDADE METAVULCÂNICA

Dados petrográficos e analíticos de oligoelementos indicam que as rochas xistosas metavulcânicas são derivadas de basaltos e rochas vulcanoclásticas basálticas metamorfoseadas (Tabela 5 e Figuras 13, 14 e 15). Os óxidos principais graficados contra SiO_2 (Figura 13) exibem pobre correlação com esta e não fornecem nenhuma pista quanto à origem dos xistos verdes. Al_2O_3 e K_2O aumentam com SiO_2 e se correlacionam bem com a presença conspicua de clorita e moscovita nos xistos verdes. MgO e CaO decrescem com o incremento de SiO_2 , o que é consistente com as observações de campo e petrográficas que indicam que os xistos verdes são silicificados de extensa e variada maneira, com o quartzo substituindo os minerais carbonáticos. Evidências adicionais advêm da petrografia e demonstram que o quartzo substitui extensa e intensamente dolomita, dolomita ferroana, ankerita (conforme o gráfico MgO v. SiO_2 , Figura 13).

O grande conteúdo em Na dos xistos verdes até o máximo de 10,8% de Na_2O sugere que os basaltos dos quais se derivaram poderiam ser espilitos com o Na contribuído através da interação original dos basaltos com a água do mar, com modificações posteriores por metamorfismo na facies xistos verdes. Os gráficos FeO^*/MgO , $\text{FeO}^*/\text{TiO}_2$, FeO^*/CaO contra sílica (Figura 13) mostram que a abundância destes elementos é extremamente variável, o que é uma característica da espilitização (Vallance, 1965; Hyndman, 1972 e Fyfe et alii, 1978). Presumivelmente esta alteração química teria ocorrido, originalmente, durante metamorfismo precoce do subsolo oceânico através da circulação convectiva das águas marinhas.

Os gráficos dos óxidos principais contra Zr (em ppm) não exibem nenhuma sistemática e indicam um aparente estado de mobilização dos elementos maiores, o que é corroborado, também, pela variação pronunciada das razões FeO^*/MgO , $\text{FeO}^*/\text{TiO}_2$, FeO^*/CaO , MgO/TiO_2 (Figura 14).

A distribuição dos oligoelementos e seus gráficos contra Zr (Figura 15) são mais elucidativos que os gráficos retrocitados. Os grandes teores de Cr, Co, Ni, Cu, as abundâncias normais de Sc, V e os discretos valores de Ga, Y, Nb, Mo, mais Pb (este menor que 5ppm) indicam uma rocha máfica primária para ambos, isto é, xistos verdes e rochas fragmentárias, o que é compatível com as abundâncias de Ba e Sr, se o estado de carbonatização dessas rochas for considerado. A correlação de oligoelementos com Zr é pequena; mesmo Cr e Ni, há muito considerados elementos imóveis, estão muito dispersos. Isto sugere que durante as fases metamórficas das rochas que hoje são xistos verdes devem ter ocorrido condições de mobilização destes elementos.

O diagrama Ni versus Y, usado para discriminar basaltos de cadeias mesoceânicas daqueles de arcos insulares de baixo potássio, foi empregado para decifrar a origem de Rochas Verdes Cambrianas de Victoria, na Austrália Sul-Oriental (Crawford & Keays, 1978).

Tal gráfico usado para os xistos verdes da Mina de Ouro de Morro Velho (Figuras 16A, 16B e 16C) indicam, claramente, que quase todas as amostras caem no campo dos derrames de basaltos de cadeia mesoceânica¹. Xistos verdes do Grupo Nova Lima, no Distrito de Lafaiete, têm K/Rb média de 117 e Rb/Sr = 0,14 e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7035 até 0,7099 (Herz & Banerjee, 1973), indicando uma afinidade toleítica, mas com contaminação do basalto do manto, seja por rochas crustais ou por circulação de água do mar, pois tais valores são muito altos para basaltos do manto, não alterados.

DADOS DE ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO DA FORMAÇÃO LAPA SECA, XISTOS VERDES E DE VEIOS DE QUARTZO

Razões isotópicas de oxigênio para as amostras de rocha total, bem como de cristais de quartzo extraídos da Formação Lapa Seca, dos xistos verdes encaixantes e também dos veios de quartzo que intersectam o conjunto de rochas, encontram-se na Tabela 6. Vê-se que as razões isotópicas de oxigênio para o quartzo tanto na Formação Lapa Seca quanto dos xistos verdes estão dentro da faixa de 17 a 18‰, o que pode implicar precursor sedimentar autigênico para o quartzo, nessas rochas, fato consistente com algumas de suas feições texturais já resumidamente descritas.

Sabe-se que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são controlados por:

- 1) a temperatura do ambiente de formação;
- 2) o $\delta^{18}\text{O}$ da água oceânica;
- 3) efeitos de trocas isotópicas pós-deposicionais.

Os cherts marinhos atuais têm valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 34 a 39‰, consistentes com 1,039 para $\alpha_{\text{chert-água}}$, a $\cong 0^\circ\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para a água oceânica. Contudo, Perry & Tan (1972) e Knauth & Lowe (1978) demonstraram uma variação secular constante no $\delta^{18}\text{O}$ dos cherts e rochas carbonáticas marinhas, desde valores máximos de +22‰ há 3,8 Ga até +34 a 36‰ para as mesmas rochas, mas contemporâneas, como citado acima. Esta variação secular pode ser interpretada de várias maneiras:

1) isotopicamente o oceano era menos denso, tendo $\delta^{18}\text{O} \cong -16‰$ há 3,8 Ga, mas com temperaturas semelhantes às de hoje;

2) o oceano era mais quente, com 80°C a mais da temperatura atual, mas manteve valores de $\delta^{18}\text{O} \cong 0^\circ\text{C}$ durante toda sua história geológica;

3) trocas isotópicas pós-deposicionais com águas superficiais depletadas em ^{18}O seriam responsáveis para a progressiva depleção em ^{18}O dos citados cherts e rochas carbonáticas silicificadas (Deggens & Epstein, 1962).

Considera-se que o ^{18}O da água oceânica é tamponado a $\cong 0‰$ por reações de troca isotópica entre a água do mar e os basaltos a uma temperatura média de $\cong 250^\circ\text{C}$, quando $\Delta_{\text{basalto-água}} \cong 0$ (Muehlenbachs & Clayton, 1976). Este raciocínio, mais vários outros argumentos, tais como os listados por Knauth & Lowe (1978), invalida a primeira interpretação. Se, por exemplo, intrusões ígneas félsicas experimentaram troca de isótopos de oxigênio com a água oceânica de $\cong -16‰$, sob condições de alta razão água/rocha, então as intrusões atingiriam valores depletados em ^{18}O , em analogia com os recentes batólitos de granitóides continentais que têm mantido troca com águas meteóricas isotopicamente leves (Taylor, 1974). Contudo, Kerrich & Fryer (1979) mostraram que stocks de quartzo-feldspato pórfiros no Distrito de Porcupine, Canadá, intrudidos próximo ao ambiente submarino arqueano, têm $\delta^{18}\text{O}$ para rocha total na média de 9,7‰ e $\delta^{18}\text{O}$ de quartzo $\cong 9,2‰$. Isto é consistente com trocas isotópicas entre a intrusão e água oceânica de $\cong 0‰$, a 300°C , mas não com água oceânica depletada em ^{18}O por -16‰. Assim, o $\delta^{18}\text{O}$ de quartzo autigênico da Formação Lapa Seca conforma-se com a faixa de valores de $\delta^{18}\text{O}$ para os cherts e de quartzo de rochas carbonáticas silicificadas, ambos de idade arqueana e origem marinha, tais como os do Grupo Onverwacht arqueano, do Cinturão de Rochas Verdes de Barberton, África do Sul, onde $\delta^{18}\text{O}$ de quartzo varia de 16,0‰ a 22,0‰ (Knauth & Lowe, 1978). Tais valores são, também, semelhantes aos de quartzo de metacherts de rochas metassedimentares químicas, auríferas, dos distritos de Red Lake e Porcupine, Canadá, onde $\delta^{18}\text{O}$ de quartzo é $\cong 17,0‰$ (Kerrich, 1979, e Kerrich & Freyer, 1979). Entretanto, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para a Formação Lapa Seca são depletados de cerca de 2,0 a 4,0‰ relativamente ao máximo registrado para metacherts de idade similar, o que pode ser ex-

¹ Após longa procura de estruturas primárias nas rochas verdes no Distrito de Nova Lima e algures, logamos encontrar lavas variolíticas almofadadas, as primeiras do Supergrupo Rio das Velhas, o que veio comprovar as deduções feitas com base na petrografia e análises químicas, além do caráter subaquático (submarino) das mesmas (Ladeira, 1981).

Tabela 5

Análises de Elementos Maiores, Menores e Traços, Inclusive Au, Ag, Pd e Pt de Amostras, Coletadas Subterraneamente, de Rochas Metavulcânicas que Constituem a Lapa e Capa da Formação Lapa Seca e dos Corpos de Minério que esta Hospeda, Mina de Ouro de Morro Velho

Nível da Mina	1	4	8	11	15	20	21	27					
ELEMENTO	1-16 ^a	4-16 ^a	8-47 ^a	8-78B ^a	11-79	15-57	15-61	15-91	15-109A	20-1A ^a	21-68 ^a	27-63 ^a	27-70
Amostras													
SiO ₂ %em peso	51.93	65.42	52.97	63.97	49.90	58.13	56.53	58.73	47.01	44.52	49.90	35.56	47.71
Al ₂ O ₃	9.94	13.61	13.45	15.36	16.31	16.57	15.45	17.62	18.55	12.80	13.62	7.13	15.83
Σ Fe	12.43	3.41	6.91	4.92	12.94	7.80	6.09	7.02	10.57	16.07	10.27	4.81	10.26
MgO	3.10	0.65	6.97	0.90	0.98	0.40	1.03	3.33	7.39	5.80	9.46	9.95	4.27
MnO	0.50	0.20	0.18	0.16	0.37	0.31	0.12	0.26	0.27	0.28	0.12	0.18	0.20
CaO	3.77	1.57	4.80	3.10	2.27	1.42	1.41	2.55	1.96	6.90	3.78	15.63	3.08
Na ₂ O	6.62	10.09	0.45	0.17	2.88	5.39	7.40	3.39	2.96	2.75	0.14	3.73	6.39
K ₂ O	0.17	0.12	2.74	3.76	0.01	nd	2.41	0.25	1.42	1.02	1.59	0.03	2.37
P ₂ O ₅	0.03	0.05	nd	0.02	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	nd	0.14
TiO ₂	0.35	0.63	0.62	0.60	0.34	0.25	0.49	0.54	0.70	2.42	0.67	0.36	0.97
SO ₃	6.89	1.37	0.19	0.32	1.01	0.61	0.18	0.44	nd	5.99	0.65	1.15	nd
P.F.	4.37	2.48	10.29	6.49	13.42	9.29	8.90	5.96	9.32	2.35	10.38	21.37	9.59
TOTAL	100.10	99.60	99.57	99.77	99.49	100.28	100.11	100.20	100.25	101.00	100.69	99.90	100.83
Fe ₂ O ₃				0.77	2.44	0.97	0.48	0.15	0.80		0.75		1.96
FeO				3.73	9.45	6.15	5.05	6.18	8.79		8.57		7.47
FeO*	11.18	3.07	6.21	4.43	11.64	7.02	5.48	6.31	9.51	14.46	9.24	4.33	9.23
B ppm	54	20	340	82	<10	<10	<10	28	12	36	50	220	68
Sc	<10	<10	16	11	23	14	12	12	<10	34	22	12	18
V	65	68	114	112	168	118	112	120	48	340	166	110	158
Cr	230	188	400	30	620	540	340	270	22	124	360	256	320
Co	25	12	25	7	23	37	29	30	42	36	23	13	34
Ni	114	72	182	24	300	250	188	150	17	60	210	102	220
Cu	76	46	9	19	105	92	74	73	45	380	56	13	44
Zn	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	56	<30	<30	<30
Ga	<10	<10	<10	16	14	15	16	18	<10	<10	16	<10	14
Sr	<10	<10	<10	220	123	158	170	118	<10	132	26	42	24
Y	10	<10	24	14	13	38	20	25	20	58	16	58	25
Zr	61	126	104	104	64	196	84	142	5	172	35	64	97
Nb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	20	13	12	5	4	8	6	6	11	16	6	14	9
Pd	0.137	0.107	0.014	0.090 ⁺	0.061	0.136	0.073	0.167	0.170	0.052	0.373	0.160	0.039
Ag	0.090	0.020	0.029	0.2	0.036	0.088	0.200	0.100	2.4	0.175	0.026	3.0	0.3
In	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Ba	37	34	164	1000	285	390	270	240	10	86	100	26	108
La	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	880	<30
Ce	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	1200	<500
W	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80
Pt	0.200	0.117	0.070	0.117	0.070	0.178	0.064	0.217	0.125	0.063	0.439	0.117	0.073
Au	0.525	0.098	0.039	0.027	0.040	0.008	0.002	0.002	0.030	0.700	0.012	0.390	1.35
Tl	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	6	<5	6	<5	<5	6	<5	<5
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Au/Ag	5.83	4.90	1.34	0.14	1.11	0.09	0.01	0.02	0.01	4.00	0.046	0.13	4.50
Fe ²⁺ /Σ Fe				0.76	0.73	0.79	0.83	0.88	0.83		0.83		0.73

+ : indica análise duplicada. nd: não detectado.

FeO* : calculado (= Fe₂O₃ · 0,89981).

Análises de elementos maiores por F. Peixoto, M. M. Fonseca, L. Favato, Minerações Brasileiras Reunidas, e E. A. Ladeira (indicadas por a).

Determinação de elementos traços e Ag em ppm por C. V. Dutra e D. L. O. Lima, Geologia e Sondagens Ltda.; Ag em ppb e Au, Pd e Pt em ppm e ppb por E. A. Ladeira.

Localização das amostras dadas nas Figuras 4 a 8.

plificado por trocas isotópicas pós-deposicionais durante diagênese e metamorfismo.

As médias de $\delta^{18}\text{O}$ de quartzo isolado dos xistos verdes e dos veios quartzo-carbonáticos intersectantes são 16,7‰, e 16,1‰, respectivamente (Tabela 6), os quais não são substancialmente diferentes dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em quartzo da Formação Lapa Seca. Tais relações isotópicas podem resultar de:

1) o quartzo analisado retirado dos xistos verdes seria originalmente inclusões de *chert* autigênico gerado sob condições similares ao quartzo das rochas *chert*-carbonáticas da Formação Lapa Seca;

2) o quartzo dos xistos verdes é produto de reações metamórficas. Valores de cerca de $\delta^{18}\text{O} \cong 16\text{‰}$ para o quartzo exigiriam, então, que a rocha máfica precursora dos xistos verdes sofresse enriquecimento em ^{18}O , a partir de valores primários de rocha total de 5 a 6‰, possivelmente durante reações de espilitização de baixa temperatura com água oceânica;

3) um quase atingimento do equilíbrio isotópico e um alto grau de troca de isótopos de oxigênio entre os fluidos circulantes nos xistos verdes e na Formação Lapa Seca, conduzindo à homogeneização isotópica. Tal fenômeno poderia ter sido causado por um sistema convectivo geotérmico, operante vigorosamente durante a precipitação das rochas *chert*-carbonáticas da Formação Lapa Seca, e continuando em seguida à deposição das rochas vulcânicas sobrepostas, sistema este que, após, foi declinando progressivamente; ou, ainda, poderia o fenômeno ter sido causado por troca pervasiva com águas metamórficas termais, durante a complexa evolução tectometamórfica do Grupo Nova Lima.

DADOS ISOTÓPICOS DE OXIGÊNIO PARA AMOSTRAS DE ROCHA TOTAL DOS XISTOS VERDES

Os xistos verdes em contato com a Formação Lapa Seca têm valores de $\delta^{18}\text{O}$ para amostras de rocha total de + 12,8‰ até + 13,7‰, relativamente constantes (Tabela 6). Como deduzido anteriormente pelos dados de campo, petrográficos e geoquímicos, os xistos verdes eram originalmente rochas basálticas toleíticas. Taylor (1968) demonstrou que o $\delta^{18}\text{O}$ de basaltos frescos é de 6‰ \pm 0,5‰; portanto, as encaixantes da Formação Lapa Seca sofreram enriquecimento significativo em $\delta^{18}\text{O}$, em relação a basaltos frescos submari-

nos. Estes valores pesados podem ser explicados, hipoteticamente, por vários processos diferentes:

1) metabasaltos e metamorfitos tufáceos associados sofreram espilitização a baixa temperatura, como visto anteriormente, durante a qual os minerais ígneos originais dos vulcanitos máficos inicialmente inalterados converteram-se, progressivamente, em zeólitos e hidromicas ao longo das linhas descritas por Andrews & Fyfe (1976) e Fyfe & Lonsdale (1982), para basaltos modernos alterados por intemperismo do fundo oceânico. Os basaltos alterados enriqueceram-se, então, em $\delta^{18}\text{O}$, a partir da água do mar, porque $\alpha_{\text{argila-água}}$ é muito maior que $\alpha_{\text{minerais ígneos-água}}$;

2) fluidos aquosos termais e isotopicamente pesados ($\delta^{18}\text{O} \cong 6$ a 12‰) de um sistema geotérmico convectivo do assoalho suboceânico, desembocando sobre o assoalho oceânico, tornaram-se isolados, durante parte de sua evolução geológica, da água do mar. Tal confinamento poderia resultar a partir de um tamponamento físico ou químico pelas rochas vulcanoclásticas argilosas suprajacentes, causando enriquecimento dos basaltos originais em $\delta^{18}\text{O}$, através da troca isotópica com os fluidos geotermiais. Situação similar ocorreu no Distrito de Red Lake, Ontário, Canadá, onde metatufos basálticos jazem sobre metassedimentos químicos auríferos (Kerich *et alii*, 1979).

Evidências discutidas neste presente trabalho são consistentes com um dos processos acima, ou com o processo 1 seguido por 2 seqüencialmente.

DEPÓSITOS DE MINÉRIO AURÍFERO

Forma, Tamanho e Estrutura dos Corpos de Minério Aurífero

Os corpos de minério da Mina de Ouro de Morro Velho são longos estilóides ou barras achatadas de minerais sulfetados maciços a bandados, portadores de ouro e quase inteiramente confinados à Formação Lapa Seca, ou a uma zona marginal estreita desta formação com os xistos verdes (Figuras 4 até 8 e 18).

A Formação Lapa Seca e os corpos de minério que ela contém estão estruturados em cinco dobras assimétricas aper-

Amostras referidas na Tabela 5, Pranchas 1, 5, 6, Figuras 4, 5, 6, 7, 8

Designação da amostra	Localção	mica									sul-feto	mag	lx ilm	tm
		qz	ab	cbto	branca	clor	bi	ep	sp					
MV 1-16	104 076,0	Xisto verde com xistosidade S ₁ pronunciada												
	103 347,0	20,0	56,0	7,0	10,0	3,5		3,5	1,0	1,0				
MV 4-16	104 093,0	Idem amostra 1-16												
	103 288,0	8,0	84,5		5,0	1,0		1,0	0,5			0,5		
MG 8-47	Veja Mapa	Xisto verde rico em ankerita, dolomita ferroana												
	Nível 8	25,0	3,0	20,0	30,0	16,0		3,0		0,5		1,0	2,0	
MG 8-78B	Veja Mapa	Xisto verde, semelhante a tufo xistoso												
	Nível 8	42,5	0,5	15,0	40,41	2,0			1,0			0,5		
MG 11-79	Veja Mapa	Xisto verde (metabasalto cisalhado)												
	Nível 11	10,0	25,0	10,0	15,0	33,5		4,0	1,0	1,5			0,5	
MG 15-57	Veja Mapa	Xisto verde												
	Nível 15	7,0	45,3	5,0	25,5	8,5	3,0	3,0	1,0	1,0		1,0		
MG 15-61	Veja Mapa	Xisto verde												
	Nível 15	5,0	62,5	5,0	23,5			3,0	1,0	0,5		1,0		
MG 15-91	Veja Mapa	Xisto verde												
	Nível 15	22,0	28,5	10,0	30,0	5,0		3,0	1,0	1,0		0,5		
MG 15-109A	Veja Mapa	Xisto verde												
	Nível 15	15,0	24,8	5,0	38,7	15,0				0,5		1,0		
MG 20-1A	Veja Mapa	Xisto verde												
	Nível 20	18,3	23,11	28,5	11,5	9,5		2,0	2,5	4,5		1,0		
MG 21-68	Veja Mapa	Xisto verde (metabasalto cisalhado): talco (15%) a ser adicionado à coluna da mica												
	Nível 21	20,0	1,0	10,5	17,0	43,5		5,0	1,0	1,0		0,5		
MG 27-63	Veja Mapa	Xisto verde: tufo xistoso de composição máfica												
	Nível 27	13,0	31,3	40,0	2,0	9,5		3,0	0,5			1,0		
MG 27-70	Veja Mapa	Xisto verde												
	Nível 27		53,7	9,0	18,5	14,5		2,0	1,0			1,5	0,5	

tadas, com caimento para Leste, de estilo similar ou anisópaco e perturbadas por zonas de cisalhamento de direção Nordeste a Este-Oeste. Os corpos de minério conformam-se com a estrutura de acamamento (S_0) da Formação Lapa Seca e são, pois, sinuosos, estreitos e segmentados nos flancos de dobras e espessos nas suas zonas de charneiras. Os corpos de minério são, assim, estratófilos¹ e estratiformes, sendo bem contínuos ao longo do caimento das dobras, desde a superfície até o nível mais profundo, perfazendo uma extensão, segundo o caimento, de pelo menos 4.800 m, pois não se conhece o término dos corpos principais de minério em profundidade, segundo o *plunge*.

Os corpos de minério na Mina de Ouro de Morro Velho são conhecidos tradicionalmente através de seus nomes ingleses, da época em que estes operavam a mina, sendo chamados de Main (MOB), South (SOB) X (XOB), Northwest (NWOB), Gambá e Black. Outros corpos menores são designados de A até Z. O corpo de minério principal (MOB) é essencialmente

um corpo de sulfeto maciço estratiforme, localmente bandado. Tem 4,6 m de espessura média, mas esta varia de menos de 0,5 m até um máximo de 28 m.

Estrutura do Depósito de Ouro de Morro Velho e Eventos Deformativos

O depósito de ouro da Mina de Morro Velho em si acha-se em uma estrutura anticlinal antifórmica complexa, redobrada, delineada pela Formação Lapa Seca. Este antiforme co-participa da grande estrutura descrita previamente como Anticlinório do Rio das Velhas, na zona em que este anticlinório muda seu rumo de Norte para Nordeste.

¹ O neologismo *estratófilo* é o termo que cunhamos para adaptar à nossa língua o termo inglês *stratabound*.

Figura 13

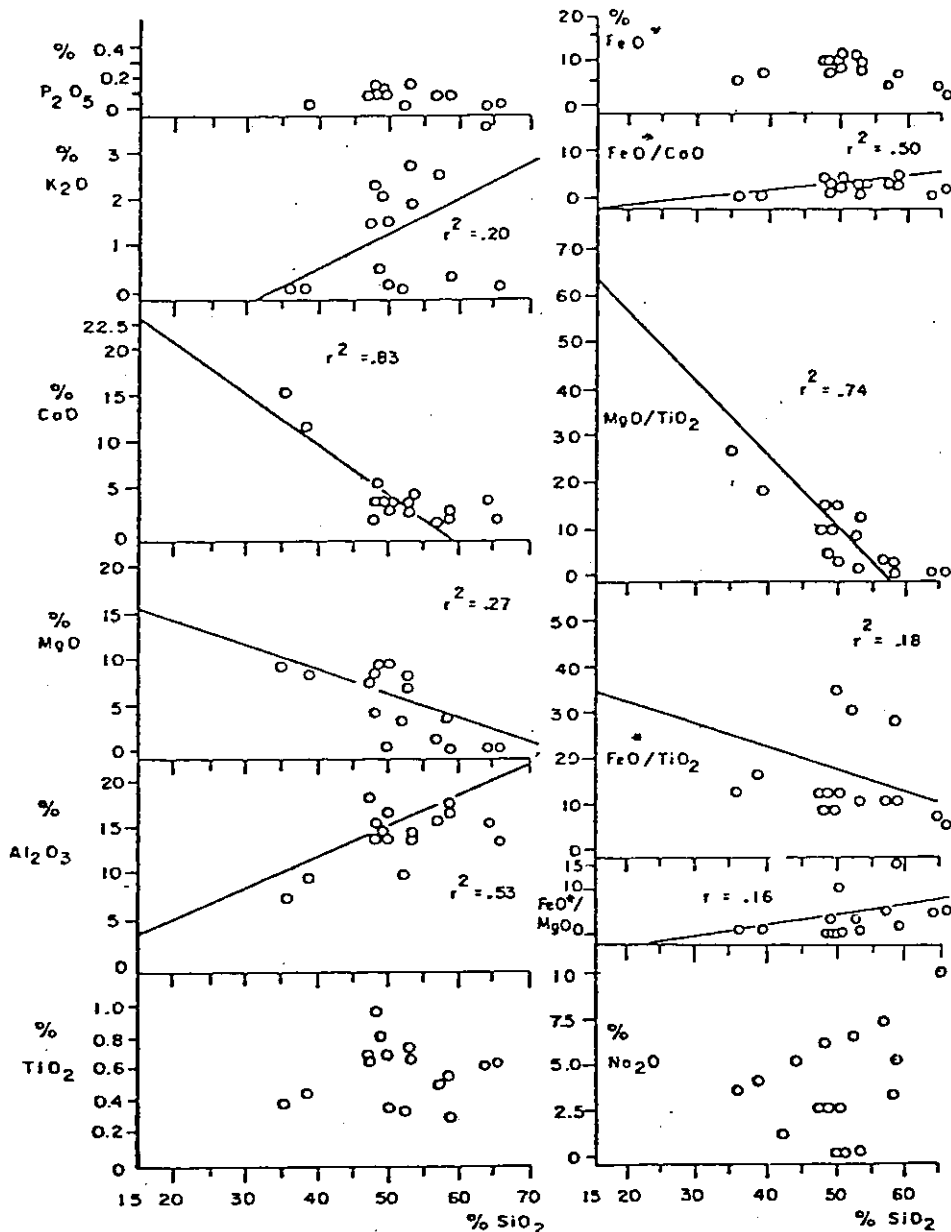


Gráfico dos óxidos de elementos maiores em percentagem em peso, razões MgO/TiO₂, FeO*/TiO₂, FeO*/CaO versus SiO₂, em percentagem em peso, para amostras, coletadas subterraneamente, das rochas metavulcânicas que são a capa e lapa da Formação Lapa Seca e dos corpos de minérios que esta hospeda, Mina de Ouro de Morro Velho. r^2 é o coeficiente de correlação linear.

Figura 14

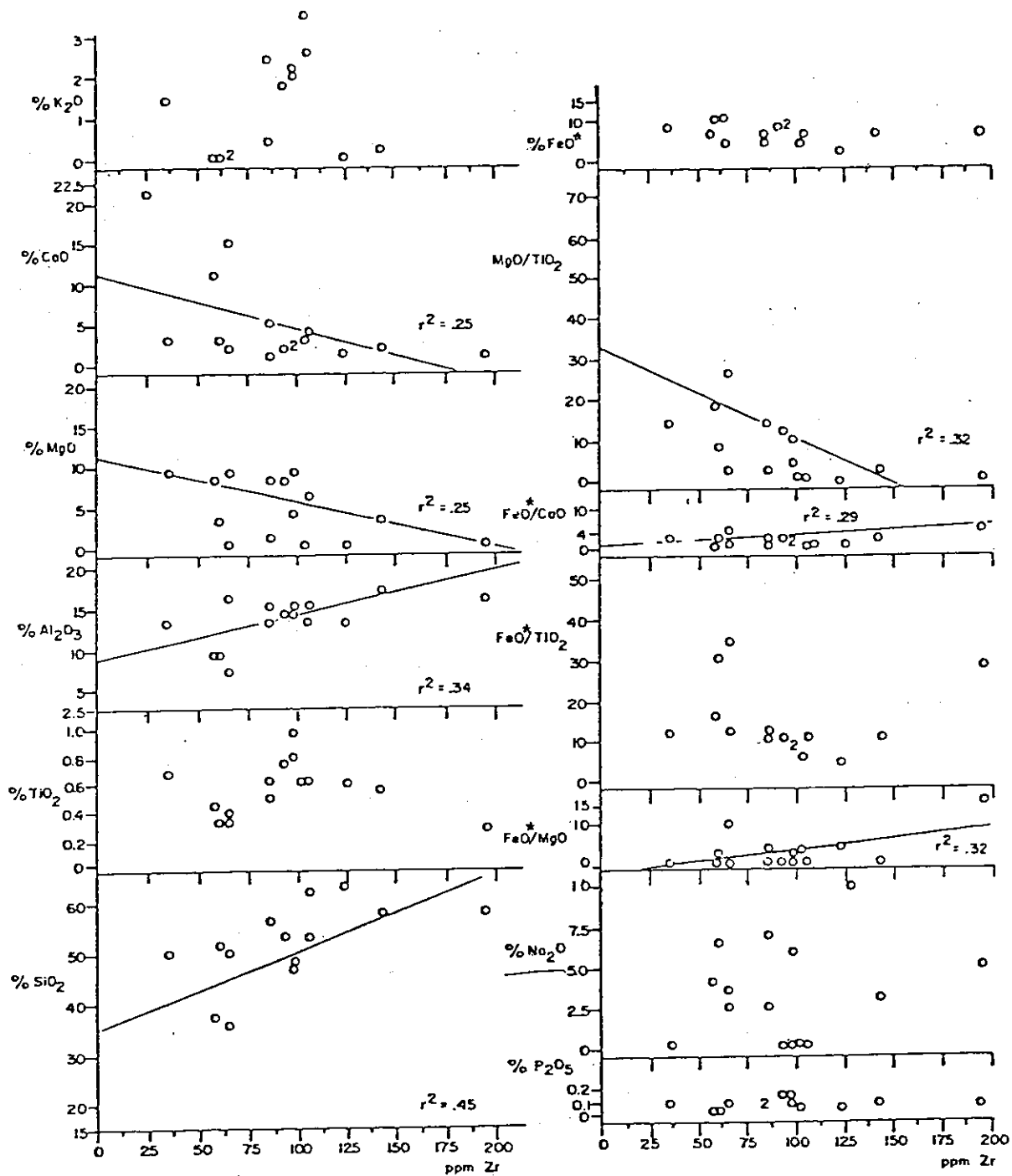


Gráfico dos óxidos dos elementos maiores em percentagem em peso e das razões FeO*/MgO, FeO*/TiO₂ e FeO*/CaO versus ppm Zr, para amostras, coletadas subterraneamente, das rochas metavulcânicas que são a capa e lapa da Formação Lapa Seca e dos corpos de minérios que esta hospeda, Mina de Ouro de Morro Velho. r² é o coeficiente de correlação linear.

Várias feições de eventos de deformação com dobramentos são evidentes na Mina de Ouro de Morro Velho e na sucessão rochosa do Grupo Nova Lima, no distrito homônimo, os quais podem ser assim caracterizados (Ladeira, 1980; Ladeira et alii, 1983 e Ladeira & Viveiros, 1984).

D₁, F₁: dobras anisópacas recumbentes isoclinais a reversas com charneiras tendo rumos atuais para N60E,35 e S60E,35. Paralelamente à superfície axial desenvolveu-se foliação S₁ e bandamento nos flancos isoclinais e, portanto, ao acamamento reliquiar S₀. Transposição intensa pode ser frequentemente observada;

D₂, F₂: dobras anisópacas, também recumbentes isocli-

nais, com foliação plano-axial S₂ intensamente penetrativa, com cisalhamento e transposição pronunciados e generalizados. Cavalgamentos com atitudes tendentes a paralelizar à foliação plano-axial das dobras recumbentes desenvolveram-se nos flancos importantes das mesmas: estabeleceram-se durante estes eventos importantes estruturas em barras (rods) e colunares (mullions) nas rochas e nos corpos de minério aurífero do distrito e boudins, cujas atitudes são paralelas às charneiras B₂ e às lineações L₂ (de intersecção, mineral). Em algumas e raras boas exposições pode-se observar que S₂ corta S₁ com baixo ângulo;

D₃, F₃ e D₄, F₄: as dobras destes dois eventos são aperta-

Figura 15

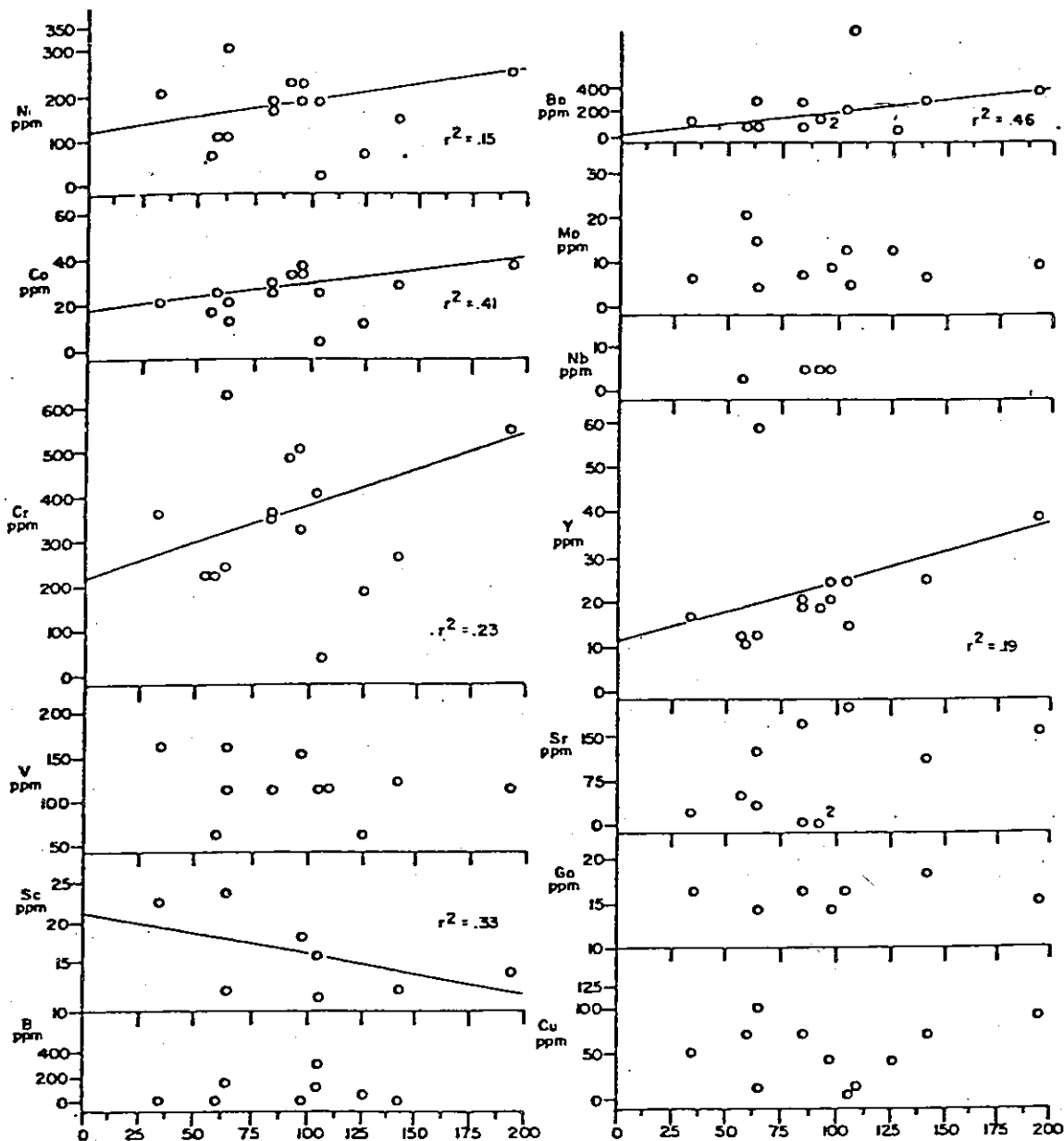


Gráfico dos elementos traços em ppm versus ppm Zr, para as amostras coletadas subterraneamente, das rochas metavulcânicas que são a capa e lapa da Formação Lapa Seca e dos corpos de minério que esta hospeda, Mina de Ouro de Morro Velho.

das, assimétricas e co-axiais, anisópacas. S_3, S_4 são foliações do tipo clivagem e/ou xistosidade de crenulação, bem menos penetrativas que as anteriores, tendem a dividir a rocha em micrólitos, sendo mais marcantes nas litologias sílico-carbonáticas da Formação Lapa Seca, na Formação Ferrífera Bandada Raposos e filitos quartzo-sericíticos. Transposição incipiente pode ocorrer localmente. S_4 corta localmente, com nitidez, S_3 , embora com atitudes diferentes; noutros locais tal corte não se observa. Talvez por isto, tanto as dobras F_3, F_4 quanto suas foliações plano-axiais S_3, S_4 tenham evoluído através de um *continuum*. Lineações de intersecção e mineral L_3 e L_4 , bem como crenulações, desenvolveram-se notavelmente nas rochas do distrito. As atitudes das charneiras B_3 e B_4 das lineações supra são essencialmente congruentes com marcante paralelismo, evidenciando co-axialidade. A atitude regional das charneiras citadas é em torno de Leste, com caimentos à superfície de 35° a 45° . Empurrões de ângulo moderado são observáveis;

D_5, F_5 : as dobras relacionadas a este evento são dobras

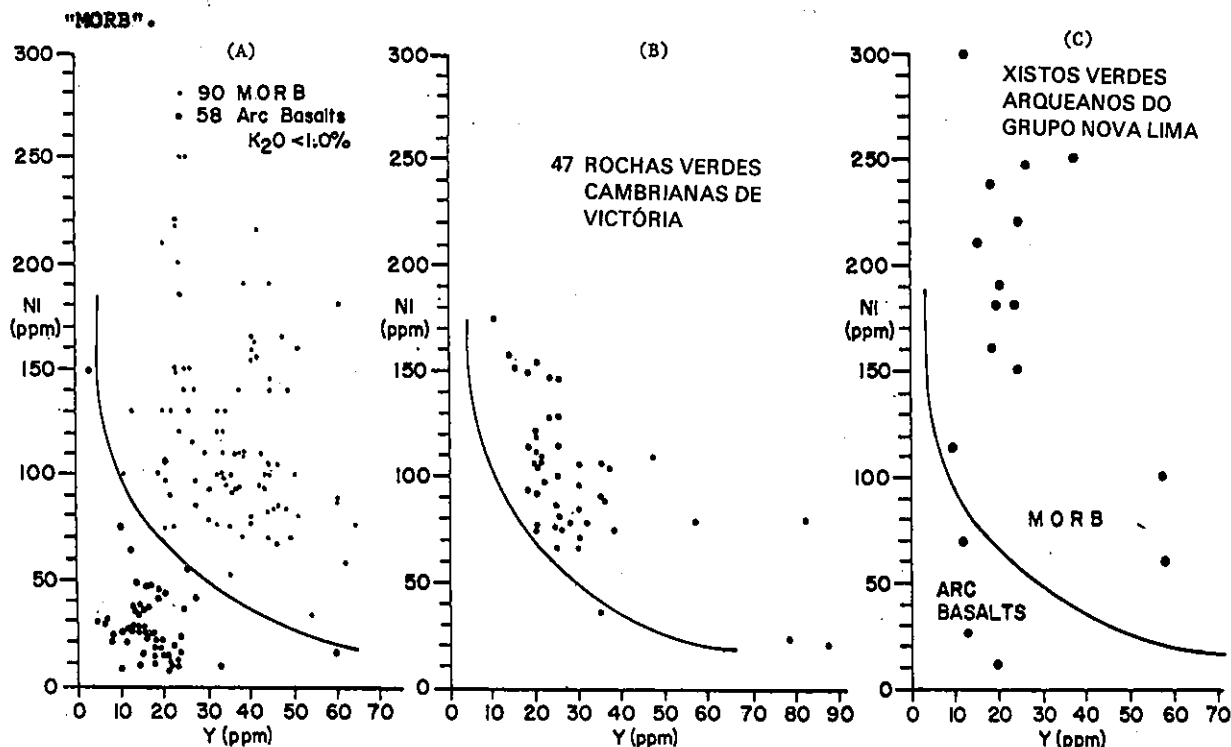
mesoscópicas suaves, ou ondulações, com rumo em torno de Norte-Sul e caimentos de 5 a 25 graus tanto para NNE quanto SSW. Dobras *kink* e *en chevron* também são comuns. Paralelamente à B_3 ocorrem lineações L_3 conferidas por orientação mineral, intersecção de superfícies-S e crenulações. Transposição é rara. Localizadamente, ocorrem falhas normais e empurrões de alto ângulo, via de regra, grosseiramente paralelas às superfícies axiais das citadas dobras, às quais se paraleliza clivagem de fratura S_3 , subvertical;

D_6, F_6 : desenvolvimento de fraturamento generalizado, com fraturas, juntas e falhas normais subverticais, segundo NW-SE, E-W, NE-SW, NNW-SSE.

Estruturas Controladoras dos Corpos de Minério

As estruturas que controlam os corpos de minério são fundamentalmente as estruturas lineares ligadas aos dobramentos F_1, F_2, F_3 e F_4 , sendo paralelas às charneiras B_1 e B_2, B_3, B_4 ($L_1//L_2//L_3$), as três últimas co-axiais, com os cor-

Figura 16



(A) Diagrama Ni-Y mostrando a boa separação nele obtida, entre os basaltos MORB (*mid-ocean ridge basalts*) e os basaltos com baixo K_2O , de arcos de ilha. (B) Mesmo diagrama para 47 rochas verdes cambrianas de Victória, Austrália, indicando sua similaridade com basaltos MORB e não com os de arcos insulares (Gráficos A e B segundo Crawford & Keays, 1978). (C) Mesmo tipo de gráfico para 17 xistos verdes (metabasaltos) do Grupo Nova Lima, arqueano, do Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas, Brasil, também indicando sua similaridade com basaltos MORB.

pos tendo a forma de estilóides e *mullions* achatados de seção grosseiramente elítica. Por isto, tanto as dobras apertadas anisópacas B_2 , B_3 e B_4 quanto os corpos de minério nelas hospedados caem para Leste, com 45° à superfície e nos níveis superiores da Mina de Morro Velho (Figuras 17 e 18).

Do nível 8 dessa mina para baixo o caimento decresce cerca de $1^\circ 30'$ em cada nível sucessivamente mais profundo, como se mostra nos estereogramas. No nível 29, o mais profundo, o caimento é de $\cong 13^\circ$ (Figura 17).

As dobras B_5 , quase ortogonais às anteriores causam leves variações, em geral de 2° a 5° , no caimento dos corpos de minério.

Mineralogia do Minério Aurífero

A Mina de Ouro de Morro Velho possui um grande número de minerais, gangueiros e acessórios, muitos de fama mundial, pelo seu tamanho e cristalinidade (Tabela 7). Ao leitor interessado em espécimes de museu, sugerimos os trabalhos de Franco *et alii* (1972) e Lucio & Gaines (1972). A Tabela 8, a seguir, caracteriza sucintamente os minerais minérios dos corpos de minério. A Figura 19 mostra em diagrama triangular a composição dos minerais carbonáticos, analisados por microsonda eletrônica, dos corpos de minérios e de rochas das minas de ouro de Morro Velho e Raposos.

Composição Química dos Minérios de Ouro no Distrito de Nova Lima

Análises químicas para os minérios das minas de Morro Velho e Raposos acham-se nas Tabelas 9 a 12. Gráficos dos oligoelementos versus Zr (Figura 21) para as amostras de minério aurífero exibem relações tanto positivas quanto negativas com Zr; o Sc tem a melhor relação linear, seguido pelo Cr, e suas abundâncias mais a do Pb (menor que 5ppm) nos minérios e xistos verdes são comparáveis aos seus níveis de distribuição nos basaltos toleíticos (Frondel, Shiraki & Wedepohl *in* Wedepohl, 1978).

Co, Ni, Cu têm maior abundância nos minérios do que nos xistos verdes e rochas da Formação Lapa Seca, sendo isto explicável pela fixação dos metais de transição nos sulfetos, especialmente na pirrotita (que em Morro Velho pode ter até 0,64% Ni). A abundância de boro (entre 1 - 1.840ppm, com $\bar{x} = 233$ ppm) está sempre relacionada à presença de dravita, provavelmente refletindo o fato de a hospedeira ser a Formação Lapa Seca, cujos análogos modernos, como as rochas carbonáticas de mar profundo, exibem de 55 a 300ppm de boro (Harder *in* Wedepohl, 1974).

O cobre é significativamente mais abundante nos minérios do que em amostras da Formação Lapa Seca, sendo errático, correspondendo à ocasional presença de calcopirita e cubanita.

A abundância de V e Ba é compatível com abundâncias reportadas para rochas carbonáticas de mar profundo ou de ambientes eugeossinclinais (Puchelt *in* Wedepohl, 1978) e espelha o fato de que a hospedeira dos minérios é carbonática e possui Ba (nos minérios $\bar{x} Ba = 119$ ppm).

Molibdênio é mais abundante nos minérios do que na hospedeira e encaixantes e pode estar relacionado com o Mo na estrutura dos sulfetos, da ilmenita ou na presença escassa de scheelita, pois a biotita, que geralmente contém muito Mo, como oligoelemento, é rara nos minérios. É bem conhecido o enriquecimento de Mo em sedimentos anóxicos ou ricos em matéria orgânica na faixa de 4 até 200ppm (Manheim *in* Wedepohl, 1978). Sua abundância nos minérios de Morro Velho entre 10 e 45ppm suporta este tipo de ambiência para as rochas do depósito, tal como se infere pela coluna estratigráfica.

A distribuição de vanádio nos minérios assemelha-se àquela dos xistos verdes e da Formação Lapa Seca, refletindo o caráter sedimentogênico marinho desta. A abundância de Nb no minério até o máximo de 45ppm é maior do que a dos xistos verdes, sendo similar à dos basaltos toleíticos descritos na literatura, que contêm de 26 a 38ppm (Wedepohl, 1978); isto pode significar a remobilização de Nb dos xistos verdes para os corpos de minério mais tarde, no decorrer de sua história deformativo-metamórfica, ou, ainda, que o ambiente de de-

Tabela 6

Análises de Isótopos de Oxigênio de Rocha Total e Separados de Quartzo Extraído de Veios de Quartzo, da Formação Lapa Seca e de Rochas Metavulcânicas Encaixantes, Mina de Ouro de Morro Velho

N.º da Amostra	Descrição Sucinta	$\delta^{18}\text{O}$ quartzo	‰ (SMOW) rocha total
V-4-18	Veio de quartzo tardio cortando a Formação Lapa Seca; quartzo leitoso, dolomita e turmalina subordinadas	16,23	
V-15-60	Veio de quartzo tardio cortando a Formação Lapa Seca; quartzo leitoso, dolomita, calcita	15,96	
V-15-69	Veio de quartzo tardio cortando quartzo-clorita-grafita-carbonato xisto. O veio é de quartzo leitoso, dolomita, calcita	16,09	
W-4-16A	Formação Lapa Seca, acamadada, levemente mineralizada. Rocha quartzo-carbonática	17,02	
W-8-25B	Formação Lapa Seca, acamadada, levemente mineralizada. Rocha quartzo-carbonática	17,00	
W-15-10	Quartzo-clorita-albita xisto (xisto verde)	15,82	
W-15-61	Quartzo-moscovita-clorita-albita xisto (xisto verde)	17,02	12,81 ± 0,02
W-15-69	Quartzo-moscovita-clorita-albita xisto (xisto verde)	17,36	
W-11-79	Carbonato-moscovita-albita-clorita xisto (xisto verde)		12,75 ± 0,01
W-15-57	Clorita-moscovita-albita xisto (xisto verde)		13,66 ± 0,03
W-15-91	Clorita-quartzo-albita-moscovita xisto (xisto verde)		13,07 ± 0,08

Preparação das amostras e separação mineral por E. A. Ladeira.

Análises de isótopos de oxigênio por R. Kerrich, Departamento de Geologia da Universidade de Western Ontario.

posição era levemente mais rico em Nb, durante a precipitação dos cherts carbonáticos da Formação Lapa Seca e dos sulfetos.

Os gráficos de estrôncio e ítrio versus Zr, para os minérios, são caóticos, tal como o foram para as amostras da Formação Lapa Seca e dos xistos verdes, com níveis de abundâncias similares; porém, os valores de Sr são levemente maiores nos minérios (Figura 21). Tais dados são compatíveis com as abundâncias reportadas na literatura para basaltos, assim como para rochas carbonáticas impuras de bacias oceânicas profundas e, também, de áreas pré-cambrianas (Faure, Veizer & Hermann *in* Wedepohl, 1978).

Os níveis de abundância de Zn são maiores nos minérios, o que é natural, pois o exame minerográfico demonstrou a existência, ocasional e subordinada, de esfalerita nos mesmos.

A distribuição de Ga nos minérios e na Formação Lapa Seca, considerada estéril, nos gráficos relativos ao Zr, tem padrão similar, mas é diferente à do Zn; isto sugere correlação de sua distribuição com o Ga na moscovita ou clorita, em ambos os materiais rochosos, em vez de na esfalerita; isto porque existe farta evidência na literatura de que o Ga nas rochas carbonáticas se faz presente quase inteiramente nas impurezas argilosas (Burton & Culkin *in* Wedepohl, 1970).

SOLUBILIDADE DO OURO EM ALTAS TEMPERATURAS E PRESSÃO

Experiências sobre a solubilidade do ouro, em altas temperaturas e pressão, têm sido feitas recentemente por Vilor & Shkarupa (1971), Henley (1971 e 1972) e Fyfe & Henley (1973) entre 300°C e 700°C e pressões de 2 a 4 kb, usando-se sistemas silicato-óxido-cloreto, condições semelhantes às da *facies* xisto verde (Fyfe & Turner, 1966 e Winkler, 1976).

Outras experiências em condições de T e P mais baixas e usando outros sistemas são sinteticamente descritas por Ladeira (1980), com base na revisão da literatura mundial.

Fyfe & Henley (1973) determinaram que o ouro é crescentemente solúvel a partir de 10ppm a 300°C até 200ppm a

450°C e que a partir de 480°C sua solubilidade pula acima de 1.000ppm a 510°C (Figura 20), usando-se os sistemas citados, sugerindo que o ouro é transportado na natureza, nestas condições, sob a forma de complexos cloretados, com a PO_2 sendo tamponada pelas fases de silicato e óxido de ferro presentes, enquanto as espécies halogênicas seriam controladas pelos silicatos. Estes autores concluem, então, que durante o metamorfismo na *facies* xistos verdes o ouro seria precipitado por fluidos termais em sistema semelhante entre as temperaturas de 300°C e 400°C.

Corliss *et alii* (1979) descrevem a química dos fluidos de quatro fumarolas atuais da dorsal axial de Galápagos e concluem que os fluidos em descarga estão em equilíbrio com derames basálticos à temperatura de $\approx 300^\circ\text{C}$. Isto implica que a velocidade de descarga é muito elevada ou que ocorre temperatura muito alta na interface água oceânica-basalto. Tais dados correlatam-se bem com os de Fyfe & Henley (1973) e, portanto, a descarga de ouro e prata nos sedimentos é bem possível. Sedimentos com 0,5ppm Au, 54ppm Ag e traços de Co, Ni, Cd, As, Sn, Ge, Bi, Hg e In foram determinados por Emery *et alii* (*in* Degens & Ross, 1969) na *Atlantis II Deep* no vale mediano do Mar Vermelho.

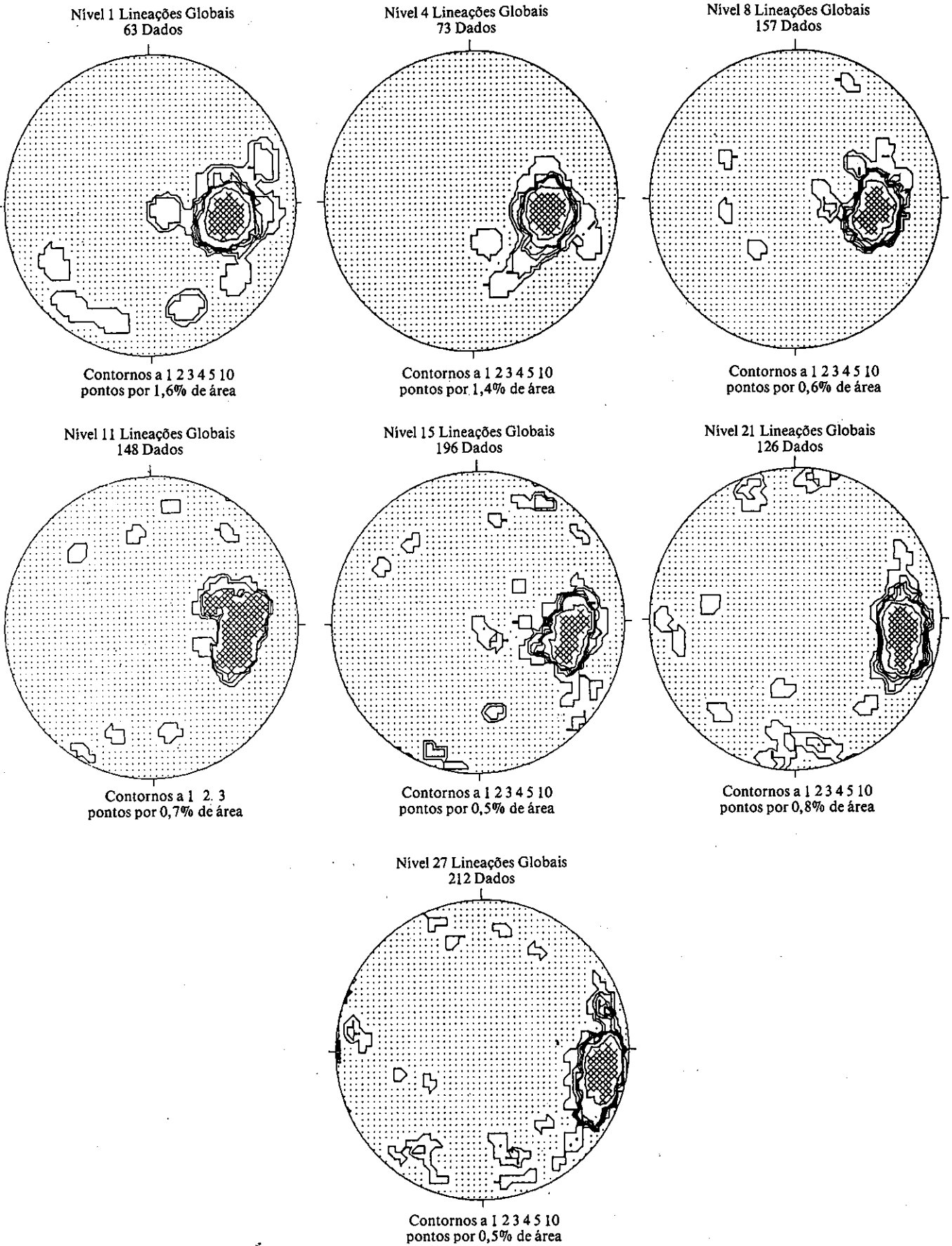
DADOS DE REDUÇÃO-OXIDAÇÃO

A aplicabilidade das razões ferro ferroso-ferro férrico para definir a natureza e a fonte dos fluidos metamórficos e mineralizantes tem sido demonstrada por vários autores, por exemplo: Eugster (1959), Eugster & Wones (1962), Beach & Fyfe (1972), Fyfe & Kerrich (1976), Spooner *et alii* (1977), Kerrich *et alii* (1977) e Fryer *et alii* (1979).

A razão $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$, em rochas ígneas primárias reportadas por Hyndman (1972), é bastante constante, $\approx 0,70$. Durante o metamorfismo regional esta razão varia muito pouco, mas, ao contrário, pode variar, significativamente, devido a interações químicas entre rochas e fluidos fortemente redutores ou oxidantes, sob condições de alta proporção água/rocha.

Nos depósitos de minério de ouro de Yellowknife, Terri-

Figura 17



Estereogramas de lineações globais, isto é, todas as lineações medidas em níveis selecionados da Mina de Ouro de Morro Velho que foram estudados, mostrando a tendência à progressiva horizontalização do caimento dos corpos de minério com a crescente profundidade da mina.

Tabela 8

**Caracterização Petrográfica dos Minerais-minério,
Mina de Ouro de Morro Velho**

Minerais	Descrição sucinta
Pirrotita (Pranchas 8e, 9a, 9f)	Principal sulfeto do minério, média de 35% em volume; atinge, às vezes, 60 a 75% em volume; magnética, grã-fina, de $3 \mu\text{m} \times 1 \mu\text{m}$ a $80 \mu\text{m} \times 40 \mu\text{m}$. Intercrescida com Fe-dolomita, calcita, ankerita, siderita e lâminas de <i>metachert</i> reliquias de acamamento. Pirrotita associada com os outros sulfetos é anédrica com limites curvos. Ela inclui grãos euédricos de arsenopirita, pirita e calcopirita anédrica, tetraédrita, cubanita e ouro. Pirrotita é comum também em vênulas e veios de quartzo discordantes ou paralelos à xistosidade da hospedeira, bem como fraturas. Cristais com <i>slickensides</i> são comuns nas zonas de cisalhamento. Agregados no minério, de pirrotita em mosaico, com estrutura em espuma (<i>foam</i>) e pontos triplos em cristais com limites hexagonais são indicativos de equilíbrio. Em cavidades com preenchimento mineral tardio ao minério pirrotitas com arestas de 20 cm são por vezes encontradas.
Arsenopirita (Prancha 8e, 8f)	É o sulfeto mais idiomórfico no minério; cerca de 8,5% em volume, podendo atingir 13%. Cristais visíveis euédricos a subédricos com $\phi = 1 \text{ mm}$ a 2 mm. Alguns podem atingir 0,5 cm. Grãos finos de 1 mm a $5 \mu\text{m}$ são comuns. Raramente contêm inclusões em relação aos outros minerais: superfície limpa. Agregados irregulares de pirita e arsenopirita com textura em mosaico, paralelos a S_0/S_1 na Formação Lapa Seca, têm pontos triplos indicando a recristalização de ambos simultaneamente ou pelo menos com a geração de S_1 . Arsenopirita em Morro Velho é o melhor indicador de ouro.
Pirita (Pranchas 8f, 9b, 9c, 9d)	É o terceiro sulfeto em abundância, perfazendo 12% do minério em volume, mas a média é 3%; $\phi \cong 0,3$ a 5 mm, ou grãos finos de $3 \mu\text{m}$ a $100 \mu\text{m}$ são comuns, como grãos individuais, ou intercrescida com outros sulfetos ou com grupamento ao minério, ganga ou encaixantes. Nos níveis mais profundos pirita euédrica com $\phi \cong 3 \text{ cm}$ a 4 cm existem. Quando com outros sulfetos, principalmente pirrotita, pirita é subeuédrica ou anédrica. Cristais anédricos e euédricos podem coexistir na mesma amostra. Cristais fraturados e brechados são comuns em zonas de cisalhamento. Grãos euédricos geralmente de geração mais nova. Cristais anédricos a euédricos concentram-se em bandas paralelas a S_0/S_1 . É geralmente peciloblástica e envolve todos os minerais-minério e da ganga, quando é anédrica. Exibe franjas de pressão simples e composta, com quartzo, carbonato e moscovita.
Calcopirita (Prancha 9e)	Constituinte menor, sendo 0,5% dos sulfetos. Geralmente anédrica, associada à periferia da pirrotita, ou como vênulas cortando minerais da ganga e pirrotita.
Cubanita	Muito incomum, menos de 0,5% dos sulfetos, como inclusões lamelares ou anédrica na pirrotita, calcopirita, ou em fissuras cortando pirrotita ou raramente pirita. Em cavidades tardias, cristais belíssimos prismáticos com 2 mm de comprimento, 0,5 de largura são notáveis, associando-se à ankerita, siderita e outros sulfetos.
Esfalerita	É um raro mineral em Morro Velho, menos que 0,5% dos sulfetos do minério, sendo geralmente anédrica e somente detetável no minério com o microscópio, em grãos com $\phi = 10 \mu\text{m}$ a $20 \mu\text{m}$. Costuma preencher fraturas na pirita e substituir pirrotita, galena e cubanita ao longo de fraturas e clivagens. É geralmente poiquilitica com inclusões de pirrotita, galena, pirita e minerais carbonáticos. Cavidades e geodos de formação tardia exibem cristais euédricos com dimensão de 5 mm.
Galena	É curiosidade, tão infreqüente que é. Em geodos pode ter até 1 cm de diâmetro. No minério é anédrica ou lamelas paralelas, incluídas na pirrotita ou nos interstícios entre pirrotita anédrica, ou em fraturas nesta.
Tetraédrita	Raríssima em Morro Velho e observável somente em seções polidas, geralmente associada com calcopirita, galena e esfalerita, forma anédrica, ocupando espaços intergranulares de sulfetos.
Ullmannita	Em drusas de Fe-dolomita-ankerita-siderita não é incomum; habitus é de cristais individuais nítidos dodecaédricos, $\phi = 2 \text{ mm}$ ou em grupos de cristais associados com pirrotita, calcopirita, pirita e cubanita.
Ouro Prata (Pranchas 8f, 9e, 9f, 10a, 10d)	Ouro mesoscópico é raro atualmente, embora fosse comum no passado, quando os teores eram de 30 g Au/t. Aparece como tal em cavidades e veios de quartzo como folhas, vênulas ou grãos isolados. Os cristais mais perfeitos são submilimétricos e dispersos nas bordas de pirita, pirrotita e arsenopirita. Grãos são muito finos, em geral de $3 \mu\text{m}$ a $50 \mu\text{m}$, com lamelas ocasionais até $125 \mu\text{m}$ de comprimento. O ouro ocorre em liga com a prata, isto é, <i>electrum</i> . Cristais de formas trapezoédrica e octaédrica combinadas são comuns. Em ordem de freqüência decrescente o ouro é hospedado pelos seguintes sulfetos: pirita, 40%; pirrotita, 35%; arsenopirita, 10%; cubanita e calcopirita, 5%. Os minerais carbonáticos podem ter até 20% de inclusões de ouro por volume. O ouro ocorre em fissuras, planos de clivagem ou intergranular nos minerais supra, ou na interface de vários ou do mesmo sulfeto. A razão Au/Ag nos grãos observados é de 5,23 (Tabela 13).

tórios do Noroeste, e Dome, Distrito de Porcupine, ambos no Canadá, Kerrich *et alii* (1977) e Fryer *et alii* (1979) determinaram que o ferro nos veios de quartzo auríferos e nas rochas encaixantes se encontra, essencialmente, no estado reduzido, que com outras evidências apontadas por esses autores indicam uma origem dos fluidos mineralizantes redutores por processo de desgaseificação, com o hidrogênio sendo o provável redutor. Hakim (1978) encontrou que no depósito de ouro de Mahd Al Dahab, Arábia Saudita, os veios auríferos e as rochas encaixantes contêm essencialmente ferro férrico, a razão $Fe^{2+}/\Sigma Fe$ variando de 0,01 a 0,60, e o material do veio com a mais alta proporção relativa de Fe^{3+} . Concluiu, então, com base nestes dados, que a mineralização foi causada por fluidos termais ascendentes, redutores, portadores de metais que, ao se misturarem com fluidos frios, descendentes e oxidantes, se resfriaram, oxidaram as rochas encaixantes e precipitaram uma associação mineral em desequilíbrio, preenchendo fraturas, com a coexistência de pirita e hematita afastadas somente de alguns poucos centímetros.

Nas minas de Morro Velho e Raposos, a Formação Lapa Seca e a FFB Raposos têm razão ferro ferroso-ferro férrico média de $\approx 0,75$, indicando condições fraca a moderadamen-

te redutoras durante a precipitação de chert e de minerais sulfetados e carbonáticos associados. Os xistos verdes, originalmente basaltos espilitizados, têm maior razão $Fe^{2+}/\Sigma Fe$, a média sendo $\approx 0,80$, tendo, portanto, grande proporção de seu ferro no estado reduzido (Tabelas 3, 4, 5, 9-12).

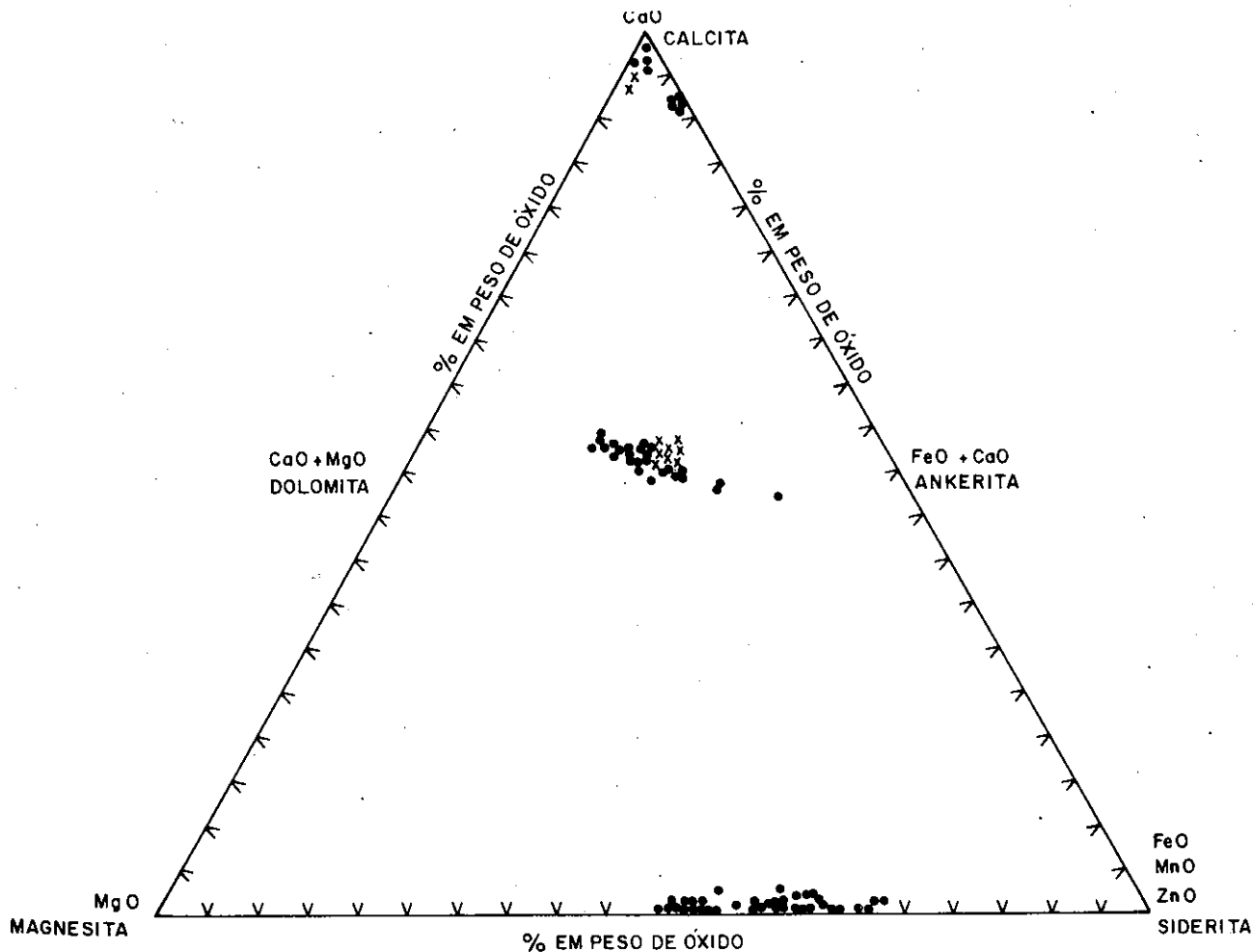
Basaltos continentais e toleitos oceânicos, mais espilitos reportados por Hyndman (1972), têm razões médias de ferro ferroso-ferro férrico de 0,70, 0,71 e 0,59 respectivas, embora muitos espilitos se mostrem altamente oxidados, por intemperismo do fundo oceânico.

Por estarem os espilitos mundiais geralmente oxidados e por estarem os xistos verdes espiliticos da Mina de Morro Velho moderadamente reduzidos, tal fato sugere que dois estágios evolutivos provavelmente ocorreram:

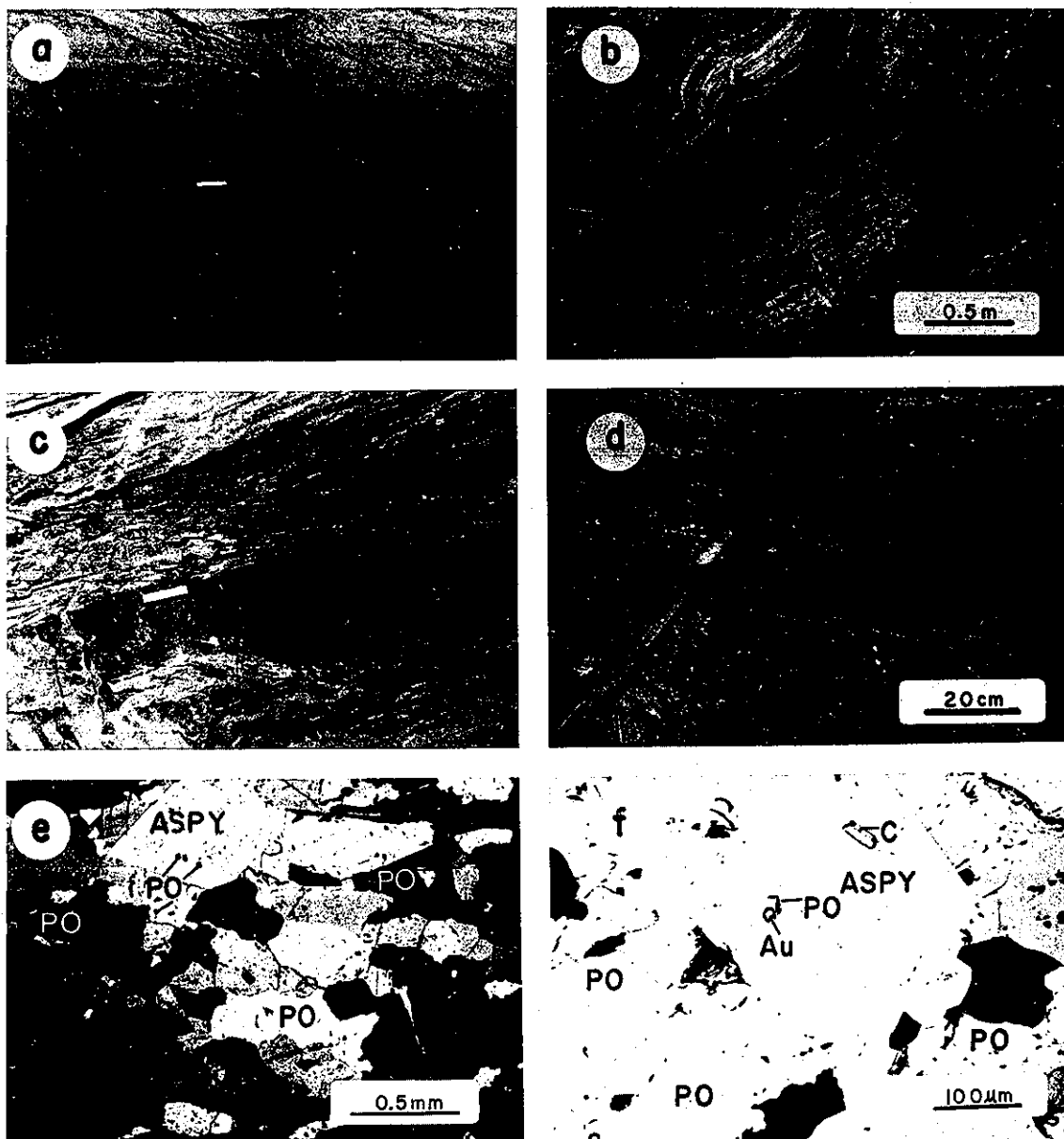
- 1) oxidação por água oceânica causou a média observada da razão ferro ferroso-ferro férrico de 0,75 e valores menores;
- 2) redução por fluidos ascendentes causaria os desvios de baixos valores para a razão ferro ferroso-ferro férrico até o máximo de 0,80 e mesmo maiores valores.

Assim, provavelmente, os xistos verdes (metabasaltos) primeiro sofreram espilitização, tornando-se oxidados, e, subsequentemente, foram reduzidos por fluidos ascendentes.

Figura 19

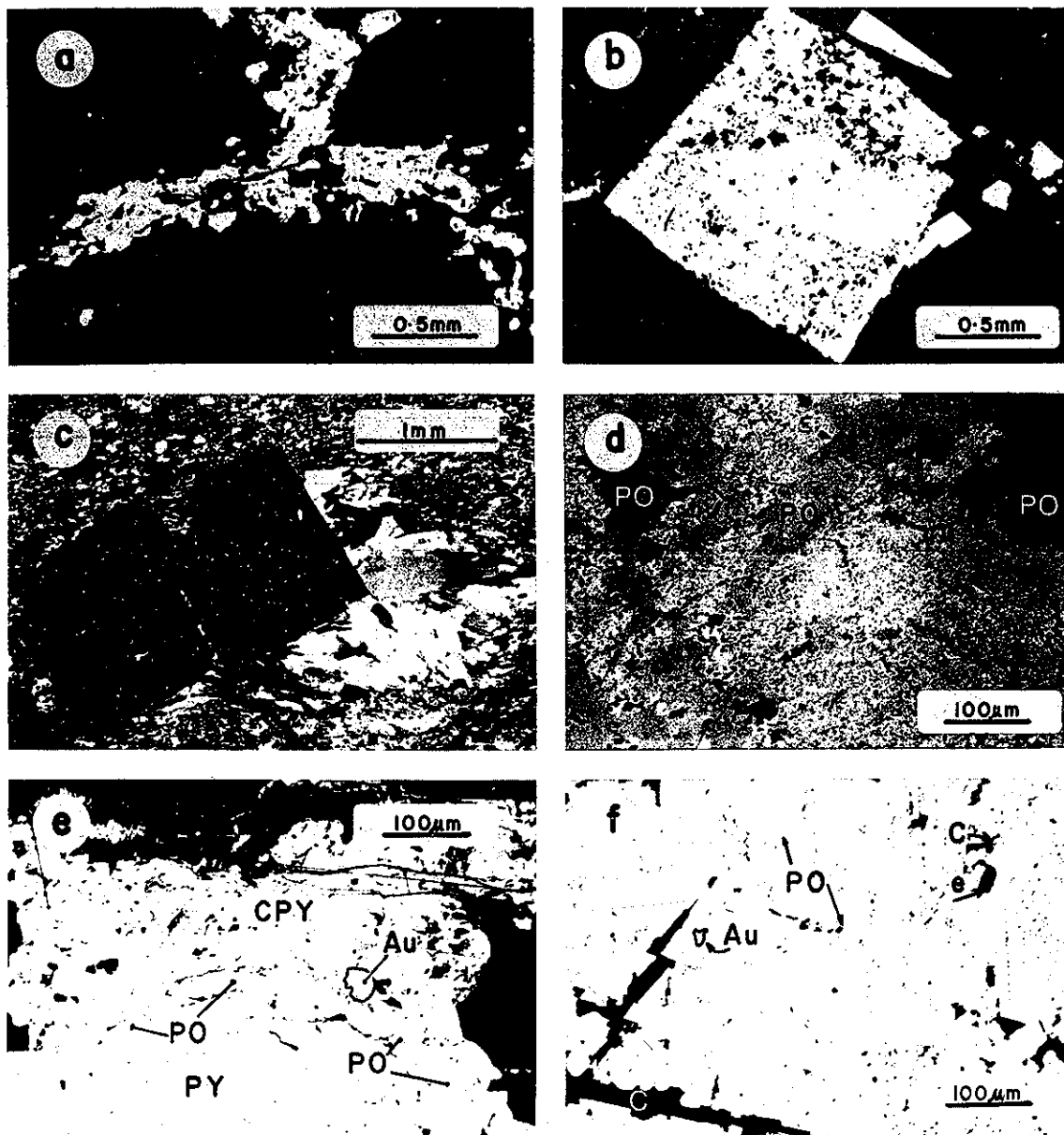


Composição dos minerais carbonáticos de rochas e minérios sulfetados auríferos das minas de ouro de Morro Velho (•) e Raposos (x). Petrografia das amostras por E. A. Ladeira, 1978. Análises dos minerais por microsonda por R. L. Barnett, 1978.



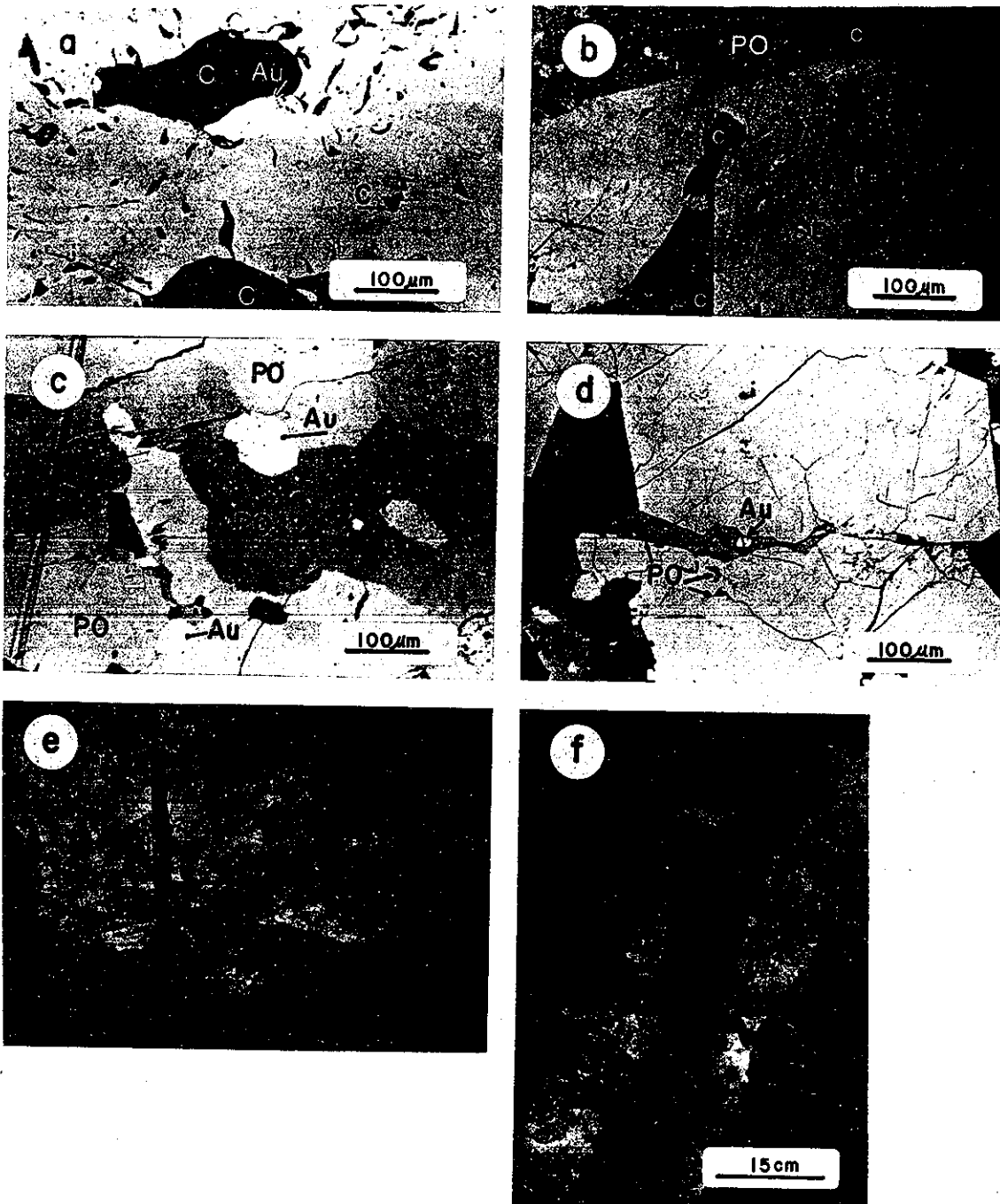
Prancha 8

- 8a. Minério sulfetado aurífero maciço, estratiforme, assimetricamente dobrado, recumbentemente (cinza-escuro) em contato nítido com a Formação Lapa Seca (cinza-claro). O minério é concordante com S_0 da Formação Lapa Seca. Corpo de minério NW; a escala branca tem 10 cm. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nível 21.
- 8b. *Kink folds* em xisto carbonático tufaceo (S_0/S_1). Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nível 21, galeria do corpo de minério NW.
- 8c. Minério sulfetado maciço (cinza-escuro), estratiforme do corpo principal, hospedado na Formação Lapa Seca (cinza-claro), com a qual é concordante. A escala branca tem 10 cm. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nível 21, extremidade Leste da galeria do corpo principal.
- 8d. Minério sulfetado maciço em contato com a Formação Lapa Seca. Corpo de minério NW. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nível 21, galeria Oeste.
- 8e. Agregado em mosaico de pirrotita (po) e arsenopirita (aspy) com inclusões de pirrotita (po), paralelas a S_1 , S_0 . Luz refletida. Polarizados semicruzados. Amostra 21-74. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nível 21.
- 8f. Agregado de pirrotita com ponto triplo e alguns bordos convexas. Arsenopirita (aspy) com inclusões de pirrotita (po), carbonato (C) e Au. Luz refletida plana. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho, Nível 15. Amostra 15-28a.



Prancha 9

- 9a. Banda de pirrotita dobrada (cor clara) em uma matriz de carbonato, epidoto, moscovita, estilpnomelano (cinza). Luz refletida plana. Amostra MR-1650. Mina de Ouro de Raposos, Nível 1650.
- 9b. Textura cataclástica incipiente em pirita euédrica cúbica (cor clara) contendo carbonato, sericita, pirrotita (cor cinza-escuro). A matriz envolvente (cinza e cinza-escuro) é de carbonato, sericita escassa e epidoto. Luz refletida plana. Amostra 4-41. Mina Velha, Nível 4, Mina de Ouro de Morro Velho.
- 9c. Sombra de pressão de quartzo (branco) e carbonato (cinza) na extremidade de um cristal de pirita fraturado (negro). Luz transmitida. Polarizadores cruzados. Amostra de superfície. Mina Grande, Mina de Ouro de Morro Velho.
- 9d. Pirita (branca), envolvida por pirrotita xenomórfica (po, cor cinza). Luz refletida plana. Amostra 6779. Mina Velha, Nível 1, Mina de Ouro de Morro Velho.
- 9e. Ouro (Au), circulado em negro, na interface de pirita (py), pirrotita (po) e calcopirita (cpy). Luz refletida plana. Amostra 15-28. Mina Grande, Nível 15, Mina de Ouro de Morro Velho.
- 9f. Cristal de pirita (branco) cobrindo toda a fotomicrografia, com inclusão de Au, pirrotita (po), carbonato (C) e epidoto (e). Luz refletida plana. Amostra 4-41. Mina Velha, Nível 4, Mina de Ouro de Morro Velho.



Prancha 10

- 10a. Ouro (branco, Au) em pirrotita (cinza) que também envolve o carbonato (C). As outras manchas pretas são cavidades. Luz plana refletida. Amostra 6779. Mina Velha, Nivel 1, Mina de Ouro de Morro Velho.
- 10b. Pirita euédrica (cinza-claro) com inclusões de ouro (Au), circulado em negro, pirrotita (po) e arsenopirita (aspy). A pirrotita (po), por sua vez, envolve pirita e carbonato (C). Luz refletida plana. Amostra 6779. Mina Velha, Nivel 1, Mina de Ouro de Morro Velho.
- 10c. Dois grãos de ouro (Au) na pirrotita. Luz refletida plana. Amostra 6779. Mesmo local que 10b.
- 10d. Ouro (Au) circulado em negro na interface de dois cristais de pirita (branco) e vênula de pirrotita (po). Luz refletida plana. Amostra 6779. Mesmo local que 10b, 10c.
- 10e. Corpo irregular de quartzo lútiloso de última geração, preenchendo zona de fraturas de distensão, em charneira de dobra antiforme em xisto verde. Mina Grande, Nivel 21, Mina de Ouro de Morro Velho.
- 10f. Fratura de distensão, perpendicular a S_1 , e preenchida com quartzo leitoso de última geração, encaixado em xisto verde. Mina Grande, Nivel 21, Mina de Ouro de Morro Velho.

Tabela 9
Análises de Elementos Maiores, Menores e Traços,
Inclusive Au, Ag, Pd e Pt, para Amostras de Minério Aurífero Coletadas
Subterraneamente na Mina de Ouro de Morro Velho

NÍVEL DA MINA	1			4			8			15		
Elemento	1-21	4-30 ^{a,b}	4-52 ^{a,b}	8-11 ^a	8-14 ^{a,b}	8-23 ^{a,b}	8-34 ^{a,b}	8-44	15-28 ^{a,b}	15-31A ^{a,b}	15-32 ^{a,b}	15-39B ^{a,b}
Amostras												
SiO ₂ % em peso	41.63	2.92	16.81	13.54	10.93	5.94	19.57	20.21	3.56	9.49	6.65	3.84
Al ₂ O ₃	18.60	0.28	4.09	0.40	2.27	1.25	8.58	8.74	nd	0.07	0.23	0.61
Σ Fe	3.41	60.90	20.75	41.72	35.79	43.14	12.20	26.73	58.90	51.47	54.38	41.39
MgO	1.39	5.74	6.56	6.48	11.12	6.30	4.35	7.03	10.50	6.18	6.40	9.06
MnO	0.16	1.09	0.52	1.16	0.99	1.20	0.40	0.47	1.39	1.59	1.41	0.93
CaO	7.08	nd	2.68	3.69	6.58	4.80	2.36	10.09	1.63	1.06	1.53	12.64
Na ₂ O	8.22	nd	1.82	nd	nd	nd	5.91	6.70	nd	nd	nd	nd
K ₂ O	2.38	nd	nd	nd	0.12	nd	0.10	2.41	nd	nd	nd	nd
P ₂ O ₅	0.07	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.09	nd	nd	nd	nd
TiO ₂	0.61	0.01	0.19	nd	0.06	0.08	0.39	0.40	nd	0.01	nd	0.01
S ²	0.03	31.91	6.03	17.30	4.82	20.42	3.63	2.08	23.86	16.34	18.57	18.28
P.F.	15.45	2.67	38.81	13.72	24.55	14.60	41.96	14.96	0.62	11.29	10.76	11.24
TOTAL	100.03	105.52	98.26	98.01	97.23	97.73	99.45	99.91	100.46	97.50	99.93	98.00
Fe ₂ O ₃	0.72							7.93				
FeO	2.42							16.92				
FeO*	3.06							24.05				
B ppm	100	76	198	44	580	420	1840	380	52	56	42	36
Sc	14	<10	<10	<10	<10	<10	19	14	<10	<10	<10	<10
V	126	34	77	32	57	70	155	132	37	32	44	44
Cr	380	172	160	204	176	122	430	166	64	170	70	114
Co	27	33	12	13	10	13	12	71	8	18	12	14
Ni	164	166	72	104	52	200	158	200	30	112	86	80
Cu	8	650	135	1910	150	360	43	920	1580	650	1660	1190
Zn	<30	60	<30	66	<30	<30	<30	<30	<30	88	40	37
Ga	15	12	<10	<10	<10	<10	<10	12	13	11	<10	<10
Sr	168	116	52	<10	34	71	20	102	<10	<10	148	<10
Y	18	18	<10	12	<10	15	17	22	15	19	<10	15
Zr	56	24	39	<5	24	34	90	22	29	25	31	26
Nb	<10	42	<10	32	<10	32	<10	<10	38	38	34	22
Mo	5	41	16	38	27	25	21	21	30	37	27	28
Pd	0.067	0.210	0.270	0.155	0.116	0.170	0.075	0.336	0.090	0.318	0.285	0.074
Ag	5.7	12.0	6.0	5.0	0.094	5.0	0.155	29.0	6.0	5.0	3.0	8.0
In	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Ba	74	16	22	16	38	24	30	20	86	15	46	28
La	<30	<30	50	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ce	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500
W	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80
Pt	0.042	0.258	0.340	0.215	0.110	0.250	0.082	0.175	0.080	0.075	0.060	0.060
Au	6.5	21.0	19.0	8.0	0.750	27.5	0.720	15.0	25.0 ⁺	36.0 ⁺	49.5	22.0
Tl	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Pb	<5	30	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Au/Ag	1.14	1.75	3.17	1.60	7.98	5.50	4.65	0.52	4.17	7.20	16.50	2.75
Fe ²⁺ / Σ Fe	0.71							0.63				

b: indica análise parcial. Geralmente os minérios têm 1 a 3% As, que não foi determinado. nd: não detectado.

+ : indica análise duplicada. FeO*: calculado (= Fe₂O₃ . 0,89981).

Análises de elementos maiores por F. Peixoto, M. M. Fonseca e L. Favato, Minerações Brasileiras Reunidas, e E. A. Ladeira (indicadas por a). Determinação de elementos traços e de Ag, em ppm, por C. V. Dutra e D. L. O. Lima, Geologia e Sondagens Ltda.; Ag em ppb e Au, Pd e Pt em ppm e ppb determinados por E. A. Ladeira. Locação das amostras dadas nas Figuras 4 a 8.

Tabela 9 - Continuação

NÍVEL DA MINA	15				21				
	ELEMENTOS	15-41F ^{a,b}	15-73B ^{a,b}	21-9 ^{a,b}	21-34	21-40B ^{a,b}	21-44 ^{a,b}	21-60 ^{a,b}	21-74 ^{a,b}
Amostra									
SiO ₂ % em peso	9.58	12.72	15.70	10.41	25.46	2.22	2.65	8.32	
Al ₂ O ₃	1.25	3.06	3.97	2.97	0.78	0.51	0.10	0.94	
Σ Fe	19.80	15.28	26.29	36.89	22.10	33.06	46.28	52.46	
MgO	4.07	5.14	6.29	4.21	5.52	8.90	8.23	9.35	
MnO	0.58	0.81	0.65	0.75	0.56	0.69	1.01	1.17	
CaO	10.76	13.73	4.79	3.96	11.52	3.07	11.40	0.04	
Na ₂ O	0.49	1.59	nd	1.12	nd	nd	nd	nd	
K ₂ O	nd	nd	nd	0.01	0.04	nd	nd	nd	
P ₂ O ₅	nd	0.11	nd	0.04	nd	nd	nd	nd	
TiO ₂	0.05	0.12	0.18	0.16	nd	0.01	nd	0.04	
S-2	9.97	3.78	8.96	9.14	9.99	15.12	20.86	17.35	
P.F.	42.33	42.95	27.42	33.40	24.83	34.28	8.15	9.20	
TOTAL	98.88	99.29	94.25	103.07	100.80	97.86	98.68	98.87	
Fe ₂ O ₃				6.36					
FeO				27.47					
FeO*				33.19					
B ppm	36	210	320	18	<10	44	36	56	
Sc	<10	<10	<10	12	9	<10	<10	<10	
V	57	88	70	88	188	70	44	44	
Cr	118	196	200	22	22	64	48	52	
Co	10	16	8	52	39	58	20	34	
Ni	70	80	64	160	64	204	168	114	
Cu	760	570	700	720	408	79	530	3800	
Zn	<30	<30	<30	61	<30	<30	37	30	
Ga	<10	<10	<10	15	10	20	<10	<10	
Sr	240	172	296	55	194	142	<10	152	
Y	12	13	11	39	14	15	16	15	
Zr	36	48	42	<5	<5	<5	24	34	
Nb	<10	<10	<10	<10	<10	36	32	38	
Mo	25	25	26	22	16	25	24	27	
Pd	0.090	0.265	0.048	0.127	0.115	0.155	0.105	0.200	
Ag	3.0	5.0	13.0	1.6	17.0	2.0	8.0	4.0	
In	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	
Ba	52	50	32	24	10	34	20	38	
La	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	
Ce	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	
W	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	
Pt	0.104+	0.225	0.063	0.105	0.135	0.074	0.088	0.166	
Au	20.0+	15.0	2.5	1.72	25.0+	16.0	24.0	18.0	
Tl	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	
Pb	<5	<5	<5	<5	7	<5	<5	<5	
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Au/Ag	6.67	3.0	0.19	1.08	1.47	8.0	3.0	4.50	
Fe ²⁺ /ΣFe				0.74					

b: indica análise parcial. Geralmente os minérios têm de 1 a 3% As, que não foi determinado. nd: não detectado.

+: indica análise duplicada. FeO*: calculado (= Fe₂O₃ . 0,89982).

Análises de elementos maiores por F. Peixoto, M.M.Fonseca e L. Favato, Minerações Brasileiras Reunidas, e E.A. Ladeira (indicadas por a).
Determinação de elementos traços e de Ag, em ppm, por C.V. Dutra e D.L.O.Lima, Geologia e Sondagens Ltda.; Ag em ppb e Au, Pd e Pt em ppm e ppb, determinados por E.A. Ladeira.

Localização das amostras dadas nas Figuras 4 a 8.

Tabela 10

**Análises de Elementos Maiores, Menores e Traços, Inclusive
Au, Ag, Pd e Pt, de Amostras de Minério Aurífero Coletadas
Subterraneamente na Mina de Ouro de Morro Velho e de Rochas na Mina de Ouro de Raposos**

Nível da Mina	21		27		MAL	1650	1800	
Elemento	3511 ^{a,b}	3513 ^{a,b}	3516 ^{a,b}	27-25 ^{a,b}	27-26	RMAL-11	R1650-2-3	R1800-69
Amostras								
SiO ₂ % em peso	7.51	6.06	9.26	3.12	35.55	50.73	34.23	30.51
Al ₂ O ₃	2.67	2.20	3.98	0.38	4.53	2.23	16.25	9.44
Σ Fe	51.61	53.25	43.63	53.85	12.88	46.66	28.36	7.80
MgO	11.53	18.43	10.62	8.81	7.12	0.26	5.29	2.88
MnO	0.86	1.15	0.72	1.23	0.59	0.51	0.18	0.48
CaO	0.45	0.31	0.23	9.42	11.49	0.42	2.27	17.38
Na ₂ O	nd	0.72	1.71	nd	2.14	0.01	5.39	5.39
K ₂ O	0.05	nd	0.11	nd	0.36	0.06	0.08	2.46
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	0.02	0.09	0.06	0.04
TiO ₂	0.07	0.12	0.18	nd	0.25	0.10	0.70	0.34
S ⁻²	20.99	15.38	13.89	22.05	3.28	0.31	0.40	nd
P.F.	3.17	3.10	15.58	1.79	22.28	0.56	5.64	23.85
TOTAL	98.91	100.72	99.91	100.65	100.49	101.94	98.85	100.57
Fe ₂ O ₃					2.87	20.03	5.77	0.48
FeO					9.01	23.96	20.33	6.59
FeO*					11.59	41.98	25.52	7.02
B ppm	490	270	100	41	<10	<10	<10	152
Sc	<10	<10	<10	<10	12	10	32	25
V	75	116	68	84	146	68	198	148
Cr	120	106	118	66	162	22	180	2200
Co	17	16	17	19	13	<5	12	94
Ni	174	182	106	186	47	13	88	820
Cu	3100	235	3400	236	170	24	205	32
Zn	48	37	<30	46	<30	<30	<30	<30
Ga	10	<10	10	<10	12	17	18	10
Sr	<10	<10	<10	14	300	<10	36	360
Y	15	22	18	15	16	17	13	20
Zr	36	34	76	26	20	<5	14	<5
Nb	34	30	34	32	<10	<10	<10	<10
Mo	28	24	28	27	12	30	13	10
Pd	0.153	0.132	0.125	0.192	0.087	0.027	0.127	0.160
Ag	3.0	3.0	4.0	4.0	1.0	0.010	0.014	0.6
In	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Sb	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100
Ba	16	26	24	26	260	<10	570	370
La	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Ce	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500	<500
W	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80	<80
Pt	0.200	0.135	0.105	0.040	0.060	0.195	0.117	0.098
Au	10.0	7.5	9.0 ⁺	19.5	2.5	0.042	0.043 ⁺	0.012
Tl	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Pb	<5	<5	<5	<5	36	<5	<5	<5
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Au/Ag	3.33	2.50	2.25	4.88	2.50	4.20	3.07	0.02
Fe ²⁺ / Σ Fe					0.70	0.51	0.72	0.84

b: indica análise parcial. Geralmente os minérios têm 1 a 3% As, que não foi determinado. nd: não detectado.

+ : indica análise duplicada. FeO*: calculado (= Fe₂O₃ · 0,89982)

Análises de elementos maiores por F. Peixoto, M. M. Fonseca e L. Favato, Minerações Brasileiras Reunidas, e E. A. Ladeira (indicadas por a). Determinação de elementos traços e de Ag, em ppm, por C. V. Dutra e D. L. O. Lima, Geologia e Sondagens Ltda.; Ag em ppb e Au, Pd e Pt em ppm e ppb determinados por E. A. Ladeira. Locação das amostras dadas nas Figuras 4 a 8.

Tabela 11

Análises de Elementos Maiores, Menores e Traços,
Inclusive Au, Ag, Pd e Pt, de Amostras de Furos de Sonda da
Mina de Ouro de Morro Velho

ELEMENTOS	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO ₂ % em peso	43.57	4.65	22.15	48.47	38.05	48.30	42.14	53.06
Al ₂ O ₃	10.72	7.46	4.23	14.84	9.56	13.46	11.38	14.95
Σ Fe	23.44	32.68	8.82	8.99	8.26	8.14	7.33	9.25
MgO	9.36	10.62	11.67	9.67	8.19	8.60	10.39	8.74
MnO	0.10	0.62	0.37	0.06	0.18	0.12	0.14	0.07
CaO	0.10	5.56	21.30	3.61	11.17	5.85	9.25	2.20
Na ₂ O	nd	0.29	1.68	0.20	4.21	2.88	2.78	0.24
K ₂ O	nd	0.10	nd	2.09	0.06	0.56	nd	1.85
P ₂ O ₅	0.18	0.04	nd	0.09	0.04	0.07	0.06	0.13
TiO ₂	1.22	0.14	0.17	0.82	0.44	0.61	0.54	0.72
S ⁻²	4.41	5.72	0.14	0.21	1.25	0.23	0.08	0.13
P.F.	7.29	31.59	29.91	10.82	18.81	11.68	16.42	9.12
TOTAL	100.39	99.47	100.44	99.87	100.22	100.50	100.51	100.46
Fe ₂ O ₃	0.46	1.57	0.78	0.15	1.47	1.12	1.01	1.69
FeO	20.68	27.99	7.23	7.95	6.10	6.32	5.69	6.80
FeO*	21.09	29.41	7.94	8.09	7.42	7.32	6.59	8.31
Cr ppm	122	nd	66	503	236	366	330	491
Co	34	32	19	37	18	26	19	33
Ni	nd	nd	18	198	73	160	134	238
Cu	280	459	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Rb	4	18	4	72	7	22	3	68
Sr	6	61	143	28	56	13	37	10
Y	11	12	11	21	12	19	16	19
Zr	76	16	25	98	58	85	75	92
Nb	3	6	6	5	2	5	5	4
Pd	0.169	0.144	0.084	0.080	0.102	0.056	0.080	0.094
Ag	0.280	1.50+	0.100	0.018	0.055	0.050+	0.066	0.075
Ba	53	55	nd	111	nd	56	nd	89
Pt	0.145	0.150	0.093	0.191	0.157	0.237	0.234	0.137
Au	2.3	6.5+	0.640	0.220	0.220	1.00+	0.132	0.027
Pb	4	2	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Au/Ag	8.21	4.33	6.40	12.22	4.00	20.0	2.00	0.36
Fe ²⁺ /Σ Fe	0.88	0.87	0.82	0.88	0.74	0.78	0.78	0.74

AMOSTRAS:

- A: DDH MU833 — 3,72 m-3,79 m, Nivel 21. Formação Lapa Seca com nódulos de carbonatos contendo sulfetos.
 B: DDH MU833 — 4,37 m-4,38 m, Nivel 21. Formação Lapa Seca, finamente acamada, com bandas de sulfetos.
 C: DDH MU833 — 7,92 m-8,06 m, Nivel 21. Formação Lapa Seca, essencialmente, com dolomita ferroana, quartzo, sericita, epidoto, albita.
 D: DDH MU833 — 38,04 m-38,13 m, Nivel 21. Tufo xistoso: essencialmente quartzo, moscovita, clorita, epidoto.
 E: DDH MU905 — 20,51 m-20,57 m, Nivel 16. Tufo xistoso: clorita, albita, epidoto, moscovita, quartzo.
 F: DDH MU905 — 36,42 m-36,70 m, Nivel 16. Tufo xistoso transicional para a Formação Lapa Seca: quartzo, dolomita ferroana, clorita, albita.
 G: DDH MU905 — 106,38 m-106,71 m, Nivel 16. Formação Lapa Seca: dolomita ferroana, quartzo, clorita, albita.
 H: DDH MU905 — 152,40 m-152,43 m, Nivel 16. Tufo xistoso: clorita, moscovita, quartzo, epidoto.

+ : indica análise duplicada. nd: não detectado.

FeO*: calculado.

Todas as análises por E. A. Ladeira.

Tabela 12

**Análises de Elementos Maiores, Menores e Traços,
Incluindo Au, Ag, Pd e Pt, de Amostras de Testemunhos de Furo de Sonda
da Mina de Ouro de Raposos**

Elementos	A	B	C	D	E	F	G
SiO ₂ % em peso	41.71	45.93	54.62	45.55	42.75	24.77	30.99
Al ₂ O ₃	10.30	10.32	11.50	11.78	9.51	8.14	6.81
Σ Fe	10.99	10.67	3.64	11.22	6.74	11.35	9.50
MgO	10.99	11.91	1.99	11.75	5.45	6.51	7.90
MnO	0.18	0.16	0.24	0.14	0.44	0.61	0.33
CaO	9.32	7.33	10.72	6.30	13.33	19.50	17.32
Na ₂ O	0.35	0.23	1.45	0.64	0.61	0.09	nd
K ₂ O	0.28	nd	2.50	nd	2.11	1.90	1.42
P ₂ O ₅	nd	nd	0.02	0.03	nd	nd	nd
TiO ₂	0.47	0.41	0.31	0.53	0.27	0.24	0.20
S ⁻²	0.12	0.17	0.19	0.13	0.15	0.22	0.19
P.F.	15.78	13.17	13.33	12.40	19.09	27.15	25.75
TOTAL	100.49	100.30	100.51	100.47	100.45	100.48	100.41
Fe ₂ O ₃	1.72	0.75	0.31	1.20	1.01	0.82	0.52
FeO	8.34	8.92	2.29	9.02	5.15	9.48	8.08
FeO*	9.89	9.60	3.27	10.09	6.06	10.21	8.55
Cr ppm	649	655	194	832	2749	2233	2474
Co	44	46	15	54	42	44	41
Ni	153	160	49	163	304	246	409
Cu	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Zn	41	nd	14	nd	nd	nd	nd
Rb	14	2	71	0.5	73	74	70
Sr	112	82	175	73	57	120	155
Y	10	10	13	13	8	10	4
Zr	31	24	82	32	13	11	12
Nb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pd	0.042	0.106	0.109	0.106	0.210	0.094	0.190
Ag	0.005	0.018	0.003	0.016	0.035	0.015	0.026
Ba	58	4	580	<5	326	1020	417
Pt	0.100	0.210	0.100	0.180	0.185	0.155	0.122
Au	0.295	0.046	0.230	0.046	0.047	0.023	0.045
Pb	nd	nd	nd	nd	nd	2	nd
Au/Ag	59.0	2.56	76.67	2.88	1.34	1.53	1.73
Fe ²⁺ / Σ Fe	0.76	0.84	0.82	0.80	0.76	0.84	0.85

AMOSTRAS:

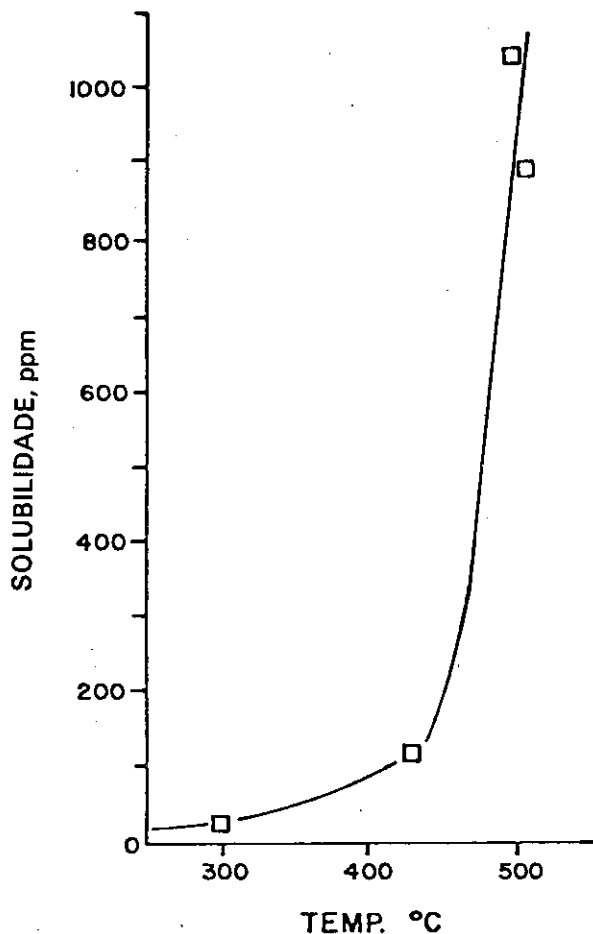
- A: DDH R96 — 39,32 m-39,38 m, Nível 1800. Rocha similar à Formação Lapa Seca. Essencialmente quartzo, dolomita ferroana, siderita.
 B: DDH R96 — 41,59 m-41,73 m, Nível 1800. Subgrauvaca finamente acamadada, de grã-fina, xistosa (tufácea?): quartzo, clorita, dolomita ferroana, albita.
 C: DDH R96 — 41,83 m-41,88 m, Nível 1800. Subgrauvaca (tufácea?), bem acamadada: quartzo, sericita, epidoto, dolomita ferroana, alguma albita.
 D: DDH R96 — 81,53 m-81,69 m, Nível 1800. Subgrauvaca bem acamadada, de grã-fina, xistosa: quartzo, sericita, dolomita ferroana, epidoto, albita.
 E: DDH R542 — 37,19 m-37,31 m, Nível Principal de Entrada (MAL). Xisto com mica cromífera: mica cromífera (*fuchsite*), quartzo, ankerita, siderita, calcita, epidoto, albita subordinada.
 F: DDH R542 — 259,99 m-260,15 m, Nível Principal de Entrada (MAL). Xisto com mica cromífera: mica cromífera (*fuchsite*), quartzo, ankerita, siderita, clorita, epidoto.
 G: DDH R542 — 263,04 m-263,13 m, Nível Principal de Entrada (MAL). Xisto com mica cromífera: mica cromífera (*fuchsite*), quartzo, ankerita, siderita, clorita, epidoto.

nd: não detectado.

FeO*: calculado.

Todas as análises por E. A. Ladeira.

Figura 20



Solubilidade do ouro no sistema quartzo-moscovita - K feldspato-hematita-magnetita - KCl 2 molar à pressão de 2kb (segundo Fyfe & Henley, 1973).

ABUNDÂNCIAS MÉDIAS DE METAIS PRECIOSOS EM ROCHAS DO DISTRITO DE NOVA LIMA

As abundâncias de Au, Ag, Pd e Pt para a Formação Lapa Seca, FFB Raposos, minérios sulfetados auríferos e outras rochas metavulcânicas e metassedimentares do Distrito de Nova Lima acham-se nas Tabelas 4-5, 8-13. As médias dos valores encontrados, comparados com abundâncias reportadas na literatura, estão na Tabela 14. Há uma correlação direta aparente dos níveis de abundâncias de Pd e Pt com Au e Ag, nos minérios do distrito, embora a Pt pareça ser mais relacionada ao caráter máfico ou ultramáfico da rocha e não acompanhe intimamente o Pd. Mesmo quando a Formação Lapa Seca não contém minerais sulfetados, esta unidade possui conteúdos anômalos dos metais preciosos, em comparação com rochas carbonáticas mais jovens, não mineralizadas, reportadas na literatura.

Amostras dos xistos verdes (metabasaltos) coletadas em locais remotos ou distantes dos corpos de minérios de Morro Velho não têm abundâncias de Au, exceto de Ag, Pd e Pt, significativamente diferente das abundâncias mundiais dos basaltos toleíticos: Au, 2ppb; Ag, 0,80ppb; Pd, 8-21ppb; Pt, 32ppb (Tabela 14).

Uma situação análoga foi descrita na Mina de Dome, Distrito de Porcupine, Canadá, por Fryer *et alii* (1979), que argumentaram, relativamente à origem do ouro, que as abundâncias do metal por eles encontradas são concentrações primárias e que os metabasaltos e metaultramafitos não podem ser as rochas-fonte para a mineralização aurífera sugerida por Pi-

Tabela 13

Análise por Microsonda Eletrônica de Electrum, em Percentagem em Peso, da Mina de Ouro de Morro Velho

Amostra	Au	Ag	Total	Au/Ag
1528	86.18	13.81	99.99	6.24
	86.26	13.56	99.82	6.36
	85.04	14.39	99.44	5.91
	86.88	13.95	100.83	6.23
	86.45	13.79	100.25	6.27
	86.16	13.90	100.06	6.20
	85.73	13.62	99.35	6.29
	85.84	13.28	99.12	6.46
6779	79.31	19.51	98.82	4.07
	80.29	19.57	99.86	4.10
	80.04	19.59	99.63	4.09
	79.52	19.35	98.87	4.11
	79.53	19.61	99.14	4.06
Médias	83.68	15.99	99.63	5.23

Análises de microsonda por R. L. Barnett, Departamento de Geologia, Universidade de Western Ontario.
Microscopia de minério por E. A. Ladeira.

ke (1975) para o depósito de Dome e por Viljoen *et alii* (1970) para o campo aurífero de Steynsdorp, em Barberton, África do Sul.

Contudo, deve-se ressaltar que, na área da Mina de Dome e, particularmente, no Distrito Aurífero de Nova Lima, as rochas estão intensamente modificadas por deformação e metamorfismo; portanto, se em algum tempo pretérito elas tiveram níveis de abundâncias primários, significativamente maiores do que as médias dos basaltos mais jovens e modernos da literatura, tal propriedade, obviamente, deve ter sido completamente obliterada, como mostram os dados geoquímicos globais discutidos neste trabalho.

Saliente-se que alguns dos toleitos modernos, analisados para metais preciosos, foram coletados em ambientes de fundo oceânico e podem, também, ter sido modificados durante metamorfismo do subsolo oceânico e, portanto, poderiam ter tido, previamente, maiores abundâncias destes metais.

A capacidade de lixiviação e carreamento de metais da água do mar durante o metamorfismo do subsolo oceânico que suporta a conclusão acima tem sido demonstrada à farta por Spooner & Fyfe (1973) e Andrews & Fyfe (1976).

A abundância de ouro em materiais derivados do manto, como nódulos de olivina em basaltos, xenólitos de granada peridotitos em kimberlitos, varia de 1ppb a 10ppb. Ouro, em cristais de olivina, já foi reportado em minérios auríferos da Mina de Louis Moore, do cinturão de rochas verdes de Sutherland, África do Sul (Saager, *in* Anhaeusser, 1976); este fato é evidência relevante de, pelo menos, uma relação genética parcial entre a gênese do ouro e as seções máfica-ultramáficas dos cinturões de rochas verdes.

SUMÁRIO DOS DADOS PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS

O padrão que emerge dos dados petrográficos e geoquímicos da Formação Lapa Seca, FFB Raposos, xistos verdes e minérios auríferos é o seguinte:

1) os xistos verdes são derivados do metamorfismo de lavas basálticas e rochas fragmentárias intermediárias, com afinidades toleíticas; em locais distantes dos corpos de minérios os xistos verdes têm níveis de abundância de Au e Ag similares aos basaltos toleíticos primários da literatura, mas têm valores mais elevados de Pt e Pd;

2) a temperatura ambiente poderia ter um limite superior de cerca de 470°C, devido à coexistência nos xistos verdes e, também, na Formação Lapa Seca de albita pura (Ab₉₈), com

Figura 21

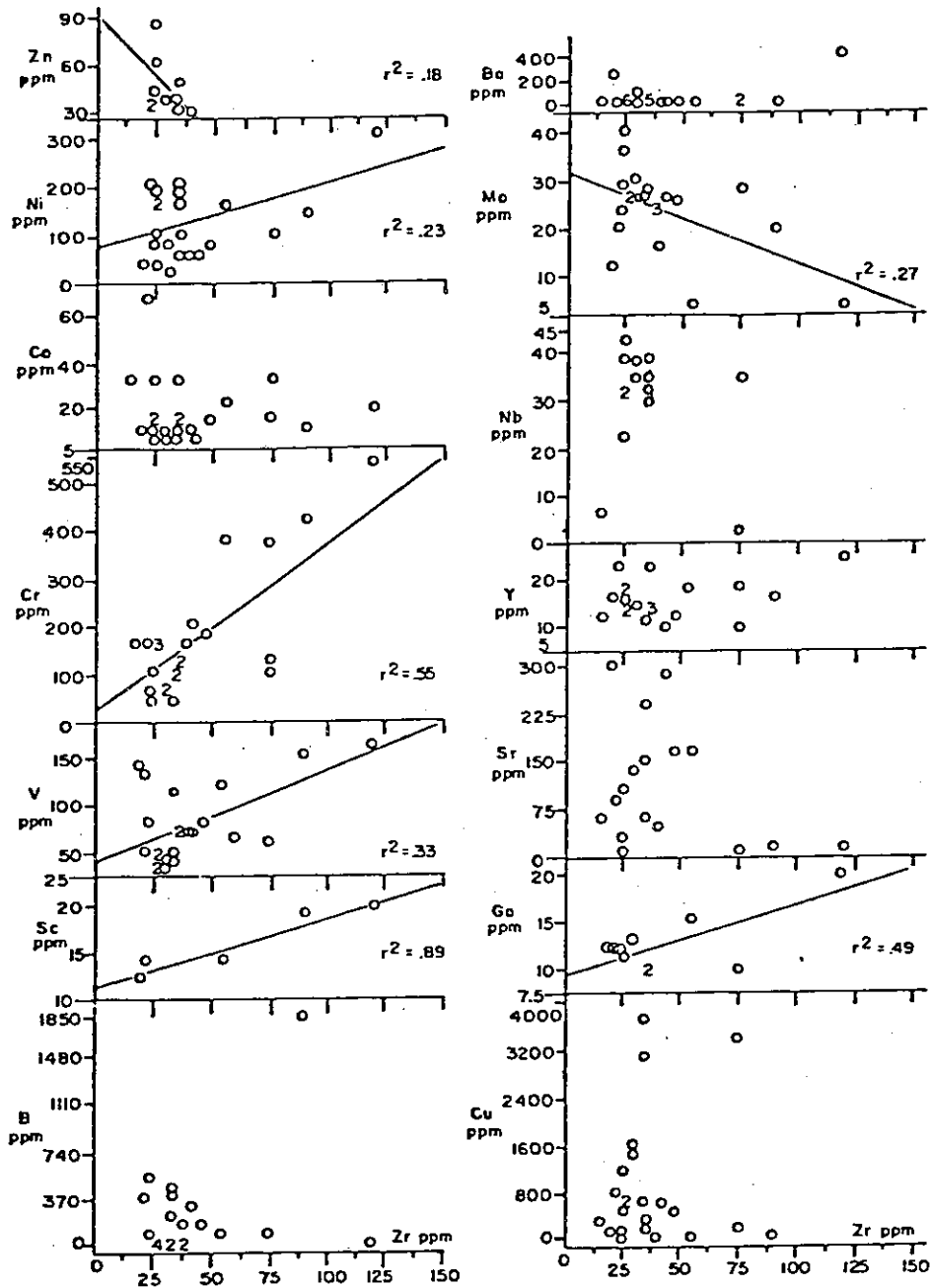


Gráfico de elementos traços em ppm versus ppm Zr, para amostras de minério coletadas subterraneamente na Mina de Ouro de Morro Velho. Um número, em vez do círculo, denota o número de casos com valores iguais ou quase iguais.

Figura 22-1a
Início da Bacia Marginal da Mina de Ouro de Morro Velho e do Distrito de Nova Lima

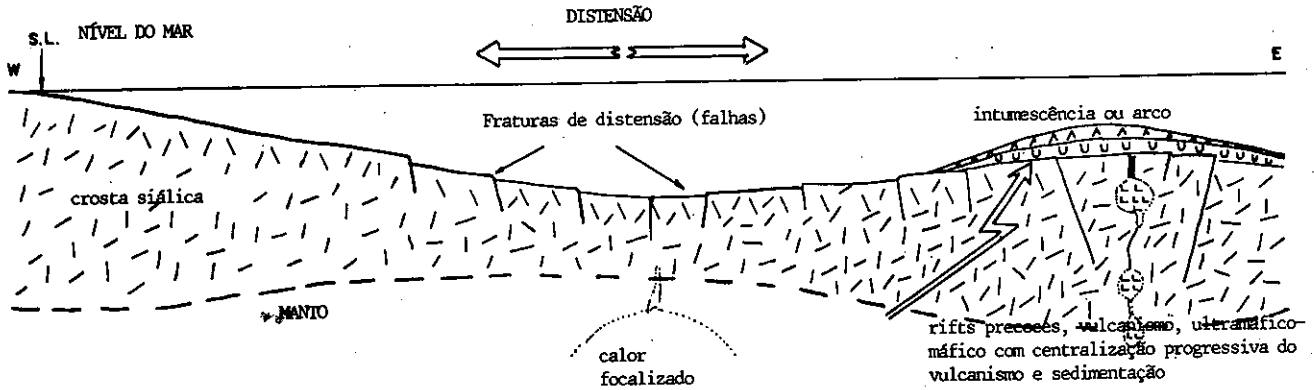


Figura 22-1b
Progressivo Desenvolvimento da Bacia Marginal

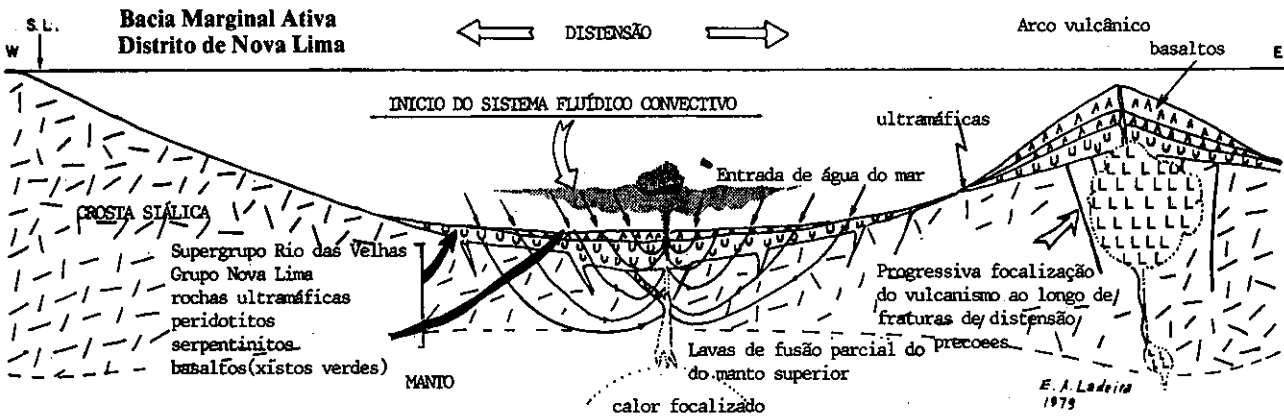


Figura 22-1c
Período Principal da Descarga de Metais

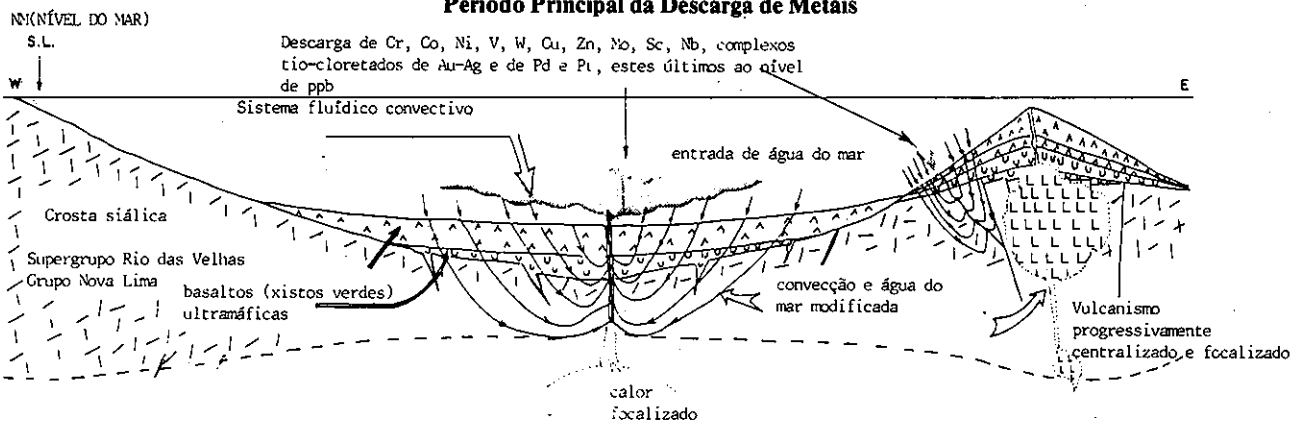


Figura 22-1d
Sedimentação Química, Exalação Ajudadas por Evaporação

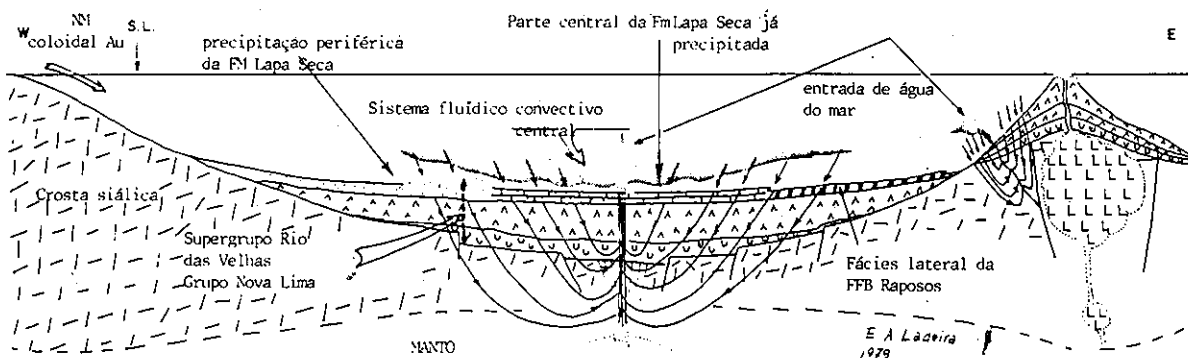


Figura 22

Um modelo diagramático para a geração do Supergrupo Rio das Velhas e sua concentração metalífera, mais a evolução do ambiente tectono-sedimentar do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil (Figuras 22-1a a 1f, 22-2a a 2b, 22-3 a 22-6).

Explicação dos Símbolos

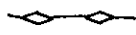
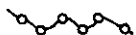

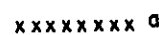
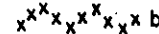

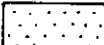
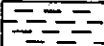




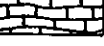


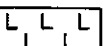

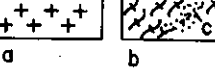

	Veios e vênulas de quartzo leitoso (última geração)
	Veios e vênulas de quartzo leitoso com ou sem ouro
	Veios e vênulas de quartzo cinza com e sem ouro
	Diques de diabásio: a, sem xistosidade e não metamorfoseado; b, com xistosidade e metamorfoseado
	
	Itabiritos (FFB - BIF - facies óxido), dolomitos e filitos do Grupo Itabira (não dividido)
	Quartzito
	Filitos e xistos
	Conglomerado
	Rochas vulcanoclásticas
	FFB (BIF) de facies carbonato-sulfeto-silicato-óxido
	Filito grafitoso
	Sedimento químico impuro, chert-carbonático
	Basaltos
	Rochas ultramáficas (metaperidotitos, komatiitos peridotíticos, serpentinitos, talco xistos, etc.)
	Rochas de domo vulcânico (este é hipotético)
	Embasamento siático
	Complexos granítico-gnáissicos: a, não foliados; b, foliados; c, paleossoma de rocha máfica-ultramáfica
	Falhas

Tabela 14

**Abundâncias de Au, Ag, Pd e Pt, em ppm, em Amostras das
Minas e de Exposições Superficiais do Distrito de Nova Lima, Brasil,
em A (este Estudo), Comparadas com Dados Compilados da Literatura, B**

A					
Mina de Ouro de Morro Velho					
Distrito de Nova Lima	Au	Ag	Pd	Pt	Referência
Minério sulfetado maciço	10	2	0,150	0,130	1
Em Lapa Seca (não mineralizada) (só amostras abaixo de 1 ppm Au)	0,342	0,139	0,090	0,109	1
Xistos verdes não distantes da zona de minério	0,220	0,120	0,120	0,140	1
Xistos verdes distantes da zona de minério	0,004	0,129	0,125	0,153	1
FFB (BIF) Raposos	0,040	0,010	0,080	0,160	1
Quartzito sericitico	0,003	0,017	0,009	0,057	1
B Dados compilados da literatura					
	Au	Ag	Pd	Pt	Autor
Metabasaltos e xistos metabásicos	0,002	0,080	0,008-0,021	0,030	2,3,4,5,6
Ultramáficas	0,001-0,006		0,013	0,032	2
Rochas sedimentares					
Folhelhos negros	0,050-0,800		0,050	0,050	4
Kupferschiefer			0,50-0,500	0,050-0,500	4
Rochas carbonáticas	0,001				2
Chert ferruginoso	0,017				7
Rochas metassedimentares					
Quartzitos, ardósias	0,005			0,005	2
Xistos	0,002				2

1. Ladeira (este estudo); 2. Crocket (1974); 3. Frueh & Vincent (1972); 4. Parthe & Crocket (1972); 5. Kwong & Crocket (1978); 6. Fryer et alii (1979); 7. Nikitin et alii (1974).

abundante clorita. Isto porque foi demonstrado algures por Liou et alii (1974) que estes dois minerais têm um campo de estabilidade térmica dentro desta temperatura. Estes autores demonstraram, ademais, que para rochas basálticas a transição da facies xisto verde para anfibolítica inicia-se a 470°C, sendo um indicador a transformação da albita para oligoclásio, tornando-se progressivamente menor a proporção de clorita. Ademais a associação de quartzo + albita + clorita + moscovita + epidoto da facies xisto verde implica um intervalo de temperatura de 350°-530°C (Fyfe & Turner, 1966) ou 380°-500°C (Winkler, 1976), com pressões da ordem de 2 a 4kb;

3) os níveis de abundância dos elementos traços para a Formação Lapa Seca e FFB Raposos são similares aos valores reportados para as rochas silico-carbonáticas ou margas do mar profundo, exceto os de Cr, Co, Ni, Sc, Au, Ag, Pd e Pt, que são mais abundantes na Formação Lapa Seca;

4) houve significante mobilidade dos elementos do Grupo Nova Lima, o que é interpretado a partir da complexa história evolutiva deste grupo, envolvendo:

a) espilitização e oxidação por águas submarinas, acrescidas de redução durante metamorfismo do subsaio oceânico;

b) metamorfismo e deformação polifásicos;

c) influências de posicionamento de corpos graníticos, bem como de diques básicos, posteriores.

¹Thorpe et alii (1984), determinando isótopos de chumbo em traços de galena de cinco depósitos auríferos estratiformes no Distrito de Nova Lima (Faria, Bicalho, Bela Fama, Esperança III e Cuiabá), concluíram que a mineralização ocorreu no Arqueano, há cerca de 2,710 Ga, possivelmente; consideraram que os dados isotópicos restringem a metalogênese ao intervalo de 2,7 Ga a 3,0 Ga, mas com remobilização ligeira do minério aurífero durante o Proterozóico, possivelmente, entre 2,41 Ga e 2,45 Ga, entre 2,1 Ga e 2,175 Ga (Orogenia Transamazônica) e há 0,6 Ga, durante a Orogenia Brasileira.

**INTERPRETAÇÃO DO AMBIENTE TECTÔNICO-
SEDIMENTAR DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA
NO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS,
NO DISTRITO DE NOVA LIMA**

Afirmação Geral

Rochas vulcânicas metamorfoseadas mais rochas sedimentares químicas e clásticas metamorfoseadas dos grupos Nova Lima e Maquiné sugerem que o mais antigo ambiente sedimentar do Distrito de Nova Lima era uma bacia marginal ativa com o domínio de ante-arco respectivo. Esta bacia marginal ativa seria comparável talvez com as bacias marginais atuais do Sudoeste do Pacífico (Karig, 1974) ou à bacia marginal mesozóica denominada Complexo de Rocas Verdes, do Sul do Chile (Tarney et alii, 1976 e Bruhn & Dalziel, 1977). Os granodioritos, tonalitos e alguns gnaisses associados, que afloram a Oeste, Sudoeste e provavelmente a Leste do Distrito de Nova Lima, podem representar restos de uma crosta sílica arqueana extensa e delgada que se fraturou em microcontinentes subsequentemente flanqueados por bacias marginais.

Interpretações similares, de crosta sílica delgada arqueana, têm sido feitas, por exemplo, para Zimbabwe (Fyfe, 1974 e 1978) e Groenlândia (Bridgwater & Fyfe, 1974), onde rochas graníticas intrudem ou se misturam tectonicamente com espessas seções de derrames vulcânicos de composição ultramáfica a félsica, e subordinadamente associando-se com pelitos, rochas carbonáticas, cherts, formações ferríferas, grauvacas, quartzitos ricos em magnésio e clásticos grosseiros (veja também Hargreaves, 1976).

Os corpos de minérios sulfetados auríferos do Distrito de Nova Lima são interpretados predominantemente como rochas metassedimentares químicas enriquecidas em metais, intercaladas na sucessão supracrustal, isto é, na Formação Lapa Seca e FFB Raposos, tendo eles conteúdo apreciável de Fe, As, Cr, Ni, Ti, Co, Au, Ag, Mn e valores subordinados de Cu,

Sb, W, Zn, Pb, Pd, Pt, além de S, B, F, como mostrados nas tabelas de análises.

MODELO DE EVOLUÇÃO CRUSTAL

1) O modelo inicia-se com um arco vulcânico embrionário que se desenvolveu como um amplo e extenso tumor por extrusão de lavas ao longo de geossuturas de extensão em uma crosta siálica delgada, ao longo da margem de um microcontinente (Figura 22-1 a). O vulcanismo tornou-se mais centralizado e focalizado através do tempo ao longo deste arco e atividade similar ocorreu ao longo de falhas paralelas e blocos subsidentes, particularmente em uma bacia marginal ao continente e entre a massa maior do continente e o arco vulcânico que primeiro se formou (Figura 22-1b). Rochas ultramáficas e máficas, predominantemente como lavas, mas também como soleiras e diques posicionados a partir de fraturas de extensão, construíram a base da coluna rochosa no Distrito de Nova Lima e além deste, constituindo a seqüência que atualmente é a Unidade Metavulcânica do Grupo Nova Lima.

O ouro e outros metais podem ter sido adicionados à bacia marginal a partir de duas fontes principais diferentes, por processos atuando numa maneira convergente e penecontemporânea (Figura 22-1c):

a) metais concentrados em fluidos tardios durante o fracionamento do magma parental das rochas vulcânicas no Grupo Nova Lima;

b) metais lixiviados ou derivados mecanicamente dos vulcanitos do Grupo Nova Lima à medida que estes se depositavam ou logo após;

c) metais lixiviados ou derivados mecanicamente da crosta siálica pré-Grupo Nova Lima;

d) metais lixiviados do manto superior sob a crosta siálica pré-Grupo Nova Lima.

Os fluidos desses processos foram provavelmente água do mar modificada (Andrews & Fyfe, 1976) convectada descen-

dentemente através dos vulcanitos acumulados contemporaneamente, da crosta siálica e até mesmo do manto superior, carregada com metais e retornada, para cima até o assoalho oceânico. O ouro e outros metais provavelmente foram transportados como cloretos complexos e podem ter sido depositados com, ou como, sulfetos, onde o fluido ascendente misturou-se à água do mar, reduzindo o enxofre do sulfato da água do mar. Contribuição do enxofre pelas exalações vulcânicas deve ter ocorrido.

A Formação Lapa Seca e a FFB Raposos (Figura 22-1d) são, portanto, interpretadas como precipitados químicos a partir da mistura da água do mar e dos fluidos exalados, mais concentração, formando dolomita ferroana, siderita, ankerita, sílica e sulfetos.

Os carbonatos de cálcio, ferro e ferro-magnésio e hidróxido ferroso podem ter sido precipitados como gels em resposta a flutuações em pH, Eh e f_{O_2} e oscilação do nível da água do mar represada no depósito.

O continuado e intermitente vulcanismo (Figura 22-1e) parece ter-se tornado progressivamente mais explosivo, como evidenciado por abundância freqüente de material piroclástico seção acima.

Intervalos de quiescência vulcânica permitiram a sedimentação da FFB Raposos, mais rochas sedimentares de grãfina, ocasionalmente grafitosas. Tais rochas representam-se como rochas fragmentárias metatufáceas estratigraficamente acima e lateralmente à Formação Lapa Seca, por camadas de FFB Raposos, e metabasaltos xistosos intercalados, por delgados filitos grafitosos e quartzo xistos. O vulcanismo e o sistema fluido convectivo declinam e a unidade clástica do Grupo Nova Lima é depositada (Figura 22-1f).

2) O vulcanismo termina (Figura 22-2a). Soerguimento tectônico e erosão parcial dos estratos superiores do Grupo Nova Lima são evidenciados por clastos grosseiros dos esporádicos conglomerados da Formação Palmital do Grupo Maqui-nê.

Figura 22-1e
Períodos de vulcanismo, principalmente explosivo, alternam-se com deposição de BIF; folhelhos negros sulfídicos depositam-se em partes deprimidas da bacia Sistema fluido convectivo central começa a se esvanecer

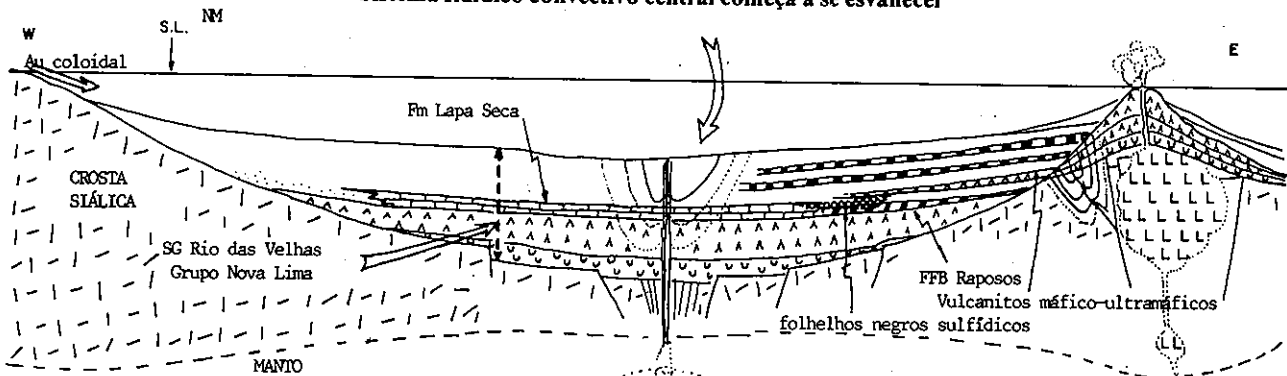
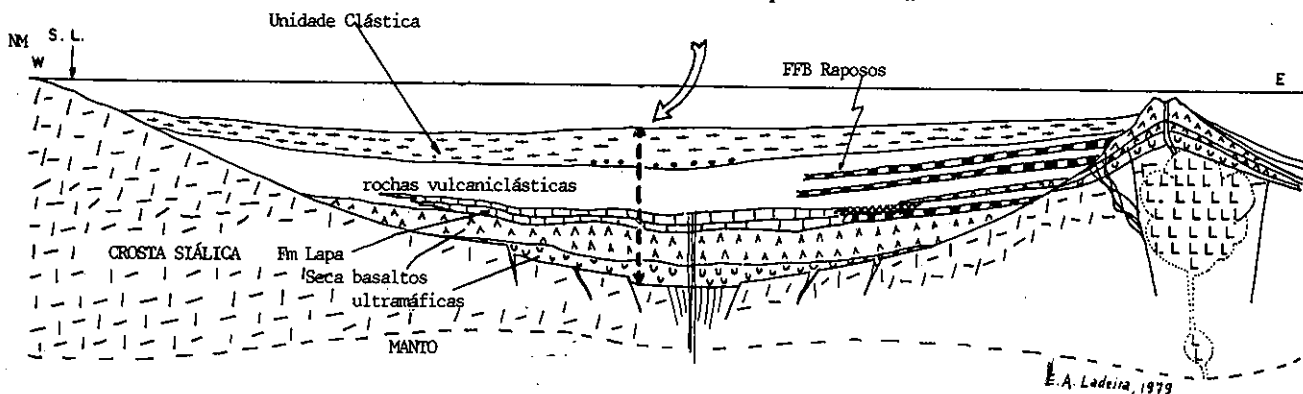


Figura 22-1f
Evanescimento do vulcanismo e acumulação da unidade clástica superior Supergrupo Rio das Velhas Grupo Nova Lima



E. A. Ladeira, 1979

Figura 22-2a.o

O vulcanismo termina. Deposição da Formação Palmital do Grupo Maquiné

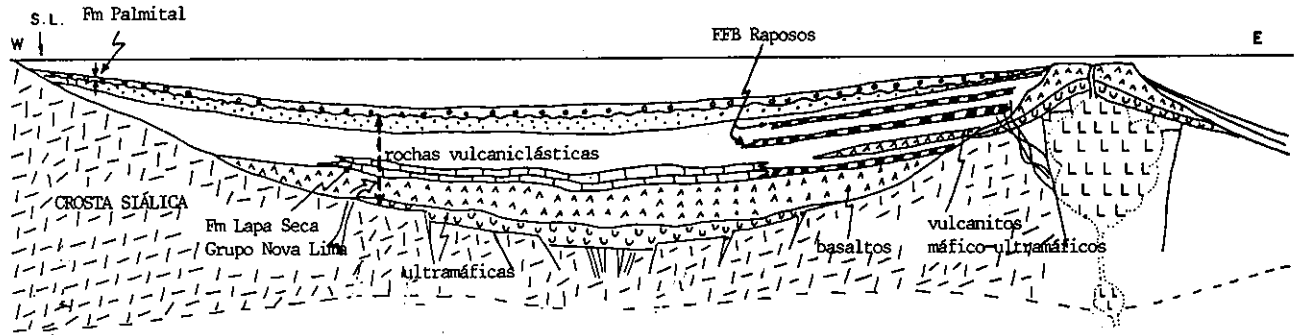
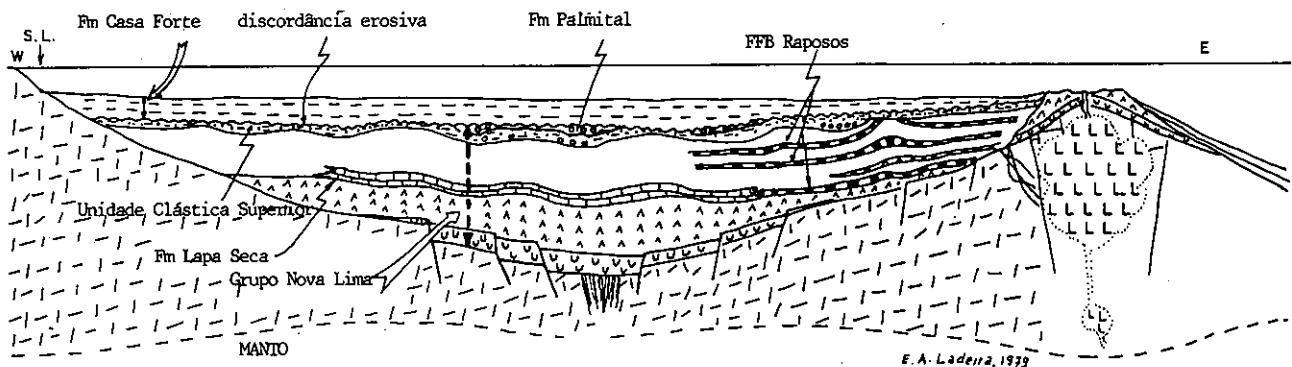


Figura 22-2b

Estágio de soerguimento, erosão e deposição da Formação Casa Forte



Novo soerguimento, enérgico desta vez em muitos sítios, causa erosão da EFB Raposos, filitos e quartzitos do Grupo Nova Lima e de algumas partes da Formação Palmital (Figura 22-2b). Os detritos depositam-se concomitantemente como conglomerados polimíticos da Formação Casa Forte.

3) O Supergrupo Rio das Velhas é integralmente dobrado em estilo assimétrico, com tendência a recumbente isoclinal, sofre empurrões e metamorfismo na facies xisto verde ou almandina-anfibolítica; desenvolvem-se uma xistosidade plano-axial S_1 , intrusões de plutonitos tonalítico-granodioritos e veios de quartzo cinza discordantes, mas estratófilos, alguns com ouro e outros pobres ou estéreis (Figura 22-3), neste metal.

4) Soerguimento moderado e domeamento com concomitante e prolongada erosão reduziram o relevo de toda a região, acumulando-se as rochas do Supergrupo Espinhaço (Figura 22-4), com conglomerados, arenitos grosseiros a finos e pelitos, hoje representados por metaconglomerados, quartzitos e filitos associados.

5) Falhamento e intrusão de diques de diabásio ocorrem (Figura 22-5), seguidos da deposição do Supergrupo Minas, com os grupos Caraça, Itabira e Piracicaba, de acordo com a evolução descrita por Miranda Barbosa (1961 e 1968). Em seguida, deposita-se, sintectonicamente, o Grupo Sabará (Teixeira da Costa, 1961), com soerguimento, fraca deformação e acumulação do Grupo Itacolomi, de caráter molassóide (Miranda Barbosa, 1968)¹.

6) Sobrevêm enérgica deformação e metamorfismo de todas as rochas pré-cambrianas do Quadrilátero Ferrífero, durante a orogênese pós-Grupo Itacolomi (Dorr, 1969). Ocorre soerguimento do Complexo de Bação e de outros complexos análogos posicionados após a deposição do Supergrupo Rio das Velhas e pré-Supergrupo Minas; desenvolvem-se dobras assimétricas e recumbentes passando a cavalgamentos. O grau

metamórfico foi principalmente xisto verde, aumentando para almandina-anfibolito próximo de corpos plutônicos e crescendo de Oeste para Leste. Rochas do Supergrupo Rio das Velhas são cisalhadas, redobradas e veios de quartzo com algum ouro eventual cortam todas as rochas.

Plutonitos graníticos afetaram o Supergrupo Rio das Velhas só fora do Distrito de Nova Lima.

7) O último evento, em grande parte termal, deu-se durante o Ciclo Orogênico Brasileiro, há 500-650 Ma. Metamorfismo regressivo geral na facies xisto verde ocorreu nesta época e temperaturas alcançaram 380 a 430°C (Herz, 1970, p. B 25). Diques de pegmatito e veios de quartzo leitoso, geralmente sem ouro, formaram-se cortando todas as rochas.

8) Intrusões de diabásio (Figura 22-6) e gabros, datados de 135Ma (Amaral et alii, 1966), cortam os estratos pré-cambrianos do Quadrilátero Ferrífero. Tais diques não estão afetados nem por metamorfismo regional nem exibem xistosidade, apresentando apenas alteração mineral atribuível a efeitos termais.

COMPARAÇÃO DAS FEIÇÕES PRINCIPAIS DOS DEPÓSITOS DE OURO DE MORRO VELHO E RAPOSOS, DISTRITO DE NOVA LIMA, COM OUTROS DEPÓSITOS AURÍFEROS ARQUEANOS SELECIONADOS DE OUTROS PAÍSES

As principais feições dos dois conspícuos depósitos de ouro do Distrito de Nova Lima, pertencentes respectivamente às minas de Morro Velho e Raposos, são comparadas, em uma tabela sintética, com dados tirados e interpretados da literatura mundial relativamente aos depósitos de ouro arqueanos de Homestake Mine, EUA; os do campo aurífero de Kolar, Índia; o da região de Vubachikwe, Zimbábue; e o da mina Dome, Distrito de Porcupine, Canadá (Tabela 15). Constata-se através da tabela que os depósitos analogamente mais próximos dos de Morro Velho e Raposos são, respectivamente, o de Homestake, EUA, e o de Vubachikwe, Zimbábue.

¹ No recente trabalho de Ladeira & Viveiros (1984), propõe-se nova interpretação estratigráfica para o Quadrilátero Ferrífero, onde os grupos Nova Lima e Sabará tornam-se equivalentes, mantendo-se a prioridade designativa de Grupo Nova Lima.

Figura 22-3
Deformação e Metamorfismo de todo o Supergrupo Rio das Velhas

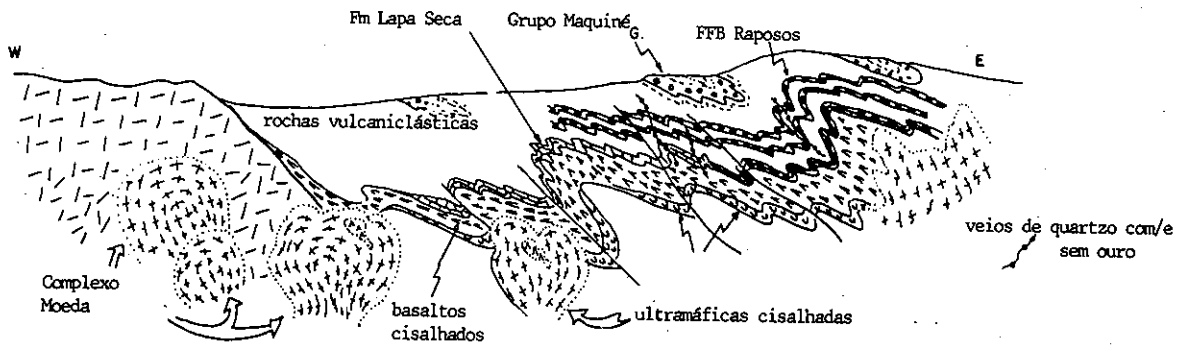


Figura 22-4
Deposição do Supergrupo Espinhaço

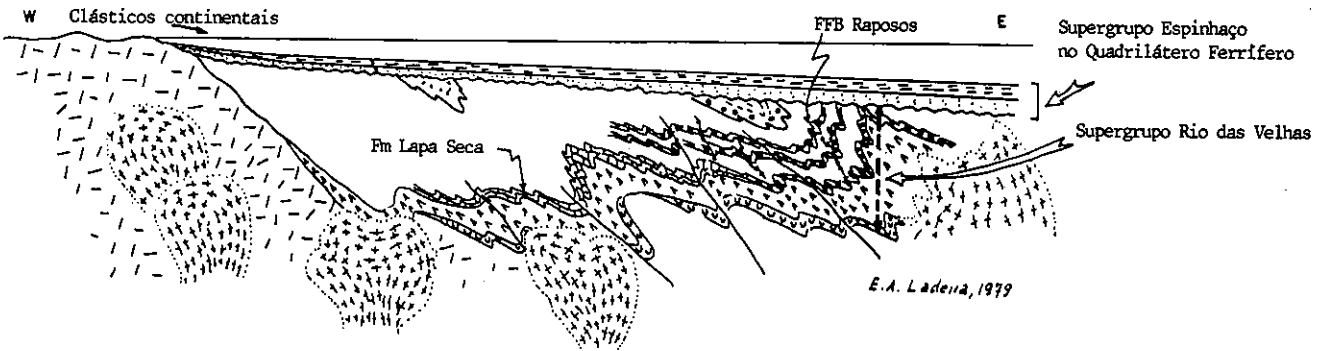


Figura 22-5
Deposição do Supergrupo Minas

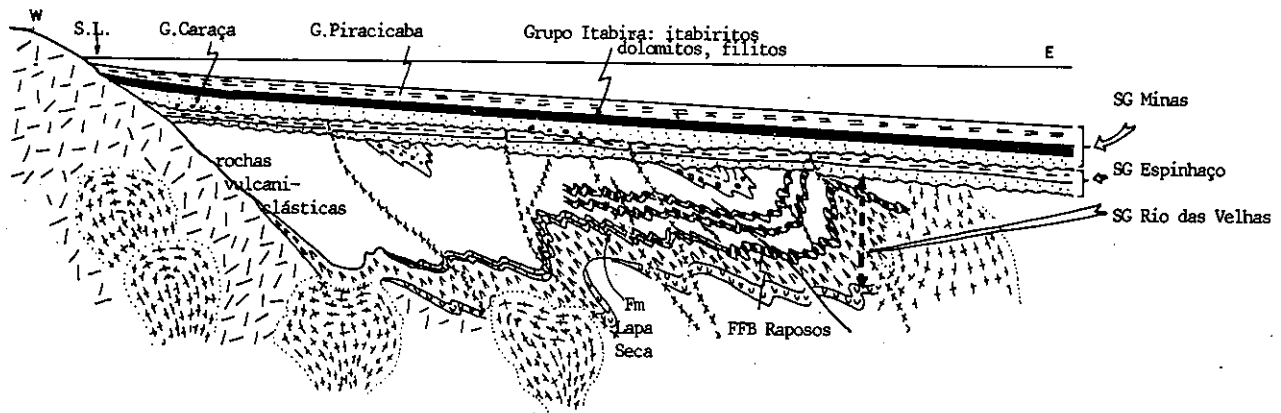
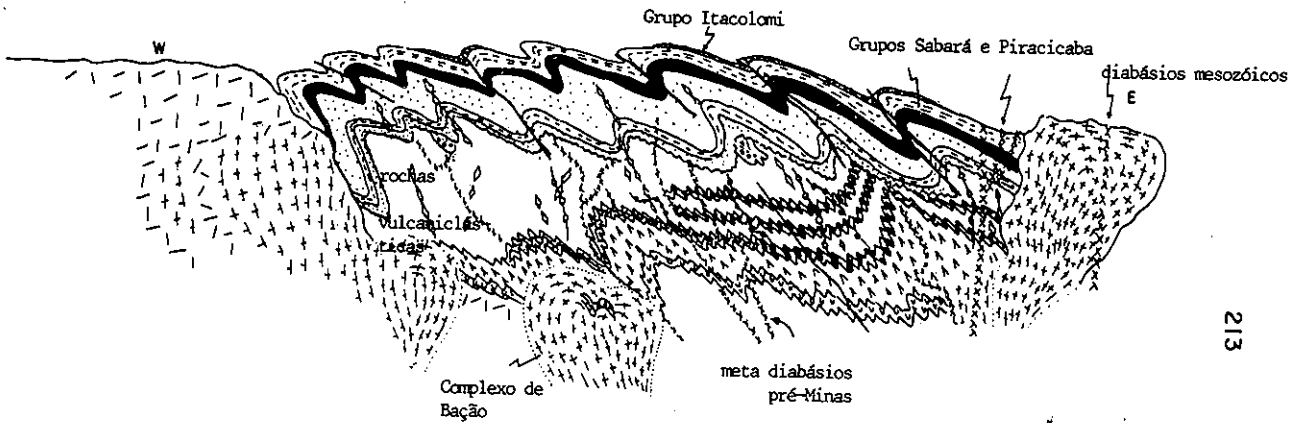


Figura 22-6
Orogenia pós-Itacolomi



CONCLUSÕES

As principais conclusões do presente trabalho são:

1) o Supergrupo Rio das Velhas compõe o Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas, que se estabeleceu em uma crosta siálica delgada em uma bacia marginal ativa arqueana;

2) a Formação Lapa Seca, a FFB Raposos e as zonas ricas em sulfetos maciços a bandados portadores de ouro que hospedam são o produto da precipitação química no assoalho oceânico através da mistura de fluidos termais ascendentes e água do mar;

3) em grande parte o fluido constituiu-se provavelmente de água do mar modificada, que se carregou de metais lixiviados durante o processo convectivo operante através das rochas vulcânicas depositadas, contemporaneamente, através da crosta siálica e mesmo talvez do manto superior;

4) o ouro e outros metais foram transportados possivelmente como tiocloretos complexos e depositados com, ou como, sulfetos, onde os fluidos termais ascendentes e redutores se misturaram com a água do mar, causando a redução do sulfato marinho, ou interferiram-se com o enxofre vulcanogênico, combinando-se o S com os metais formando sulfetos.

Abreviações Usadas nas Tabelas do Presente Estudo

ab,	albite	albita
ak,	ankerite	ankerita
ahy,	anhydrite	anidrita
an,	andesine	andesina
ap,	apatite	apatita
aspy,	arsenopyrite	arsenopirita
at,	actinolite	actinolita
bi,	biotite	biotita
ca,	calcite	calcita
chl,	chlorite	clorita
cpy,	chalcopyrite	calcopirita
cr-chl,	chromian chlorite	Cr-clorita
cr-mu,	chromian muscovite	Cr-moscovita
cub,	cubanite	cubanita
cum,	cumingtonite	cumingtonita
do,	dolomite	dolomita
dp,	diopside	diopsídio
du,	dumortierite	dumortierita
ep,	epidote	epídoto
fe-do,	ferroan dolomite	dolomita ferroana
fl,	fluorite	fluorita
fu,	fuchsite	fuchsitita
gal,	galena	galena
gph,	graphite	grafita
gru,	grunnerite	grunnerita
gt,	garnet	granada
gy,	gypsum	gesso
he,	hematite	hematita
ho,	hornblend	hornblenda
ht,	hastingsite	hastingsita
ilm,	ilmenite	ilmenita
lb,	labradorite	labradorita
lx,	leucoxene	leucoxênio
mag,	magnetite	magnetita
mgs,	magnesite	magnesita
mu,	muscovite	moscovita
pl,	plagioclase	plagioclásio
po,	pyrrhotite	pirrotita
PreC,	Precambrian	pré-cambriano
ptz,	petzite	petzita
py,	pyrite	pirita
qz,	quartz	quartzito
rdc,	rhodochrosite	rodocrosita
rdn,	rhodonite	rodonita
rlg,	realgar	realgar
ru,	rutile	rutilo
sche,	scheelite	scheelita
sd,	siderite	siderita
sdpl,	sideroplesite	sideroplesita
se,	sericite	sericita

sp,	sphene	esfeno (titanita)
sph,	sphalerite	esfalerita (blenda)
st,	staurolite	estaurolita
stb,	stibnite	estibinita
stm,	stilpnomelane	estilpnomelano
ta,	talc	talco
tetra,	tetrahedrite	tetraedrita
tm,	tourmaline	turmalina
tmag,	titanomagnetite	titanomagnetita
tr,	tremolite	tremolita
ulm,	ullmannite	ullmannita
w/,	with	com
wf,	wolframite	wolframita
wo,	wollastonite	wollastonita
zr,	zircon	zircão
~,	approximate (1y)	aproximadamente
//,	parallel	paralelo (a)

Departamento de Geologia
Instituto de Geociências
Universidade Federal de Minas Gerais

Bibliografia

- ALMEIDA, F. F. M. — 1976 — Estruturas do Pré-cambriano Inferior Brasileiro. Soc. Brasil. Geol., 29 Congr. Brasil. Geol. Resumo dos Trabalhos, p. 201-202. Ouro Preto.
- AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. & REYNOLDS, J. H. — 1966 — Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 30, p. 159-190.
- ANDREWS, A. J. & FYFE, W. S. — 1976 — Metamorphism and massive sulphide generation in oceanic crust. *Geosci. Canada*, v. 3, p. 84-94.
- ANHAEUSSER, C. R.; MASON, R.; VILJOEN, M. J. & VILJOEN, R. P. — 1969 — A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, v. 80, p. 2175-2200.
- ANHAEUSSER, C. R. — 1976 — The nature and distribution of Archean gold mineralization in Southern Africa. *Minerals Sci. Engng.*, v. 8, p. 46-84.
- BARNES, H. L. & CZAMANSKE, G. K. — 1967 — Solubilities and transport of ore minerals. In Barnes, H. L., Editor. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehard & Winston, New York, p. 334-381.
- BATEMAN, A. M. — 1965 (2nd. ed.) — *Economic Mineral Deposits*. John Wiley & Sons Inc., New York, N. Y., 916 p.
- BEACH, A. & FYFE, W. S. — 1972 — Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: evidence of overthrusting? *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 26, p. 175-180.
- BERG, G. & FRIEDENSBURG, F. — 1940 — *Das Gold: Die metallischen Rohstoffe*. Hf. 3, p. 83.
- BOYLE, R. W. — 1979 — *The Geochemistry of Gold and its Deposits*. Geological Survey of Canada, Bull. 280, 584 p.
- BRIDGWATER, D. & FYFE, W. S. — 1974 — The Pre-3 b.y. crust: Fact-Fiction-Fantasy. *Geosci. Canada*, v. 2, p. 7-11.
- BRUHN, R. L. & DALZIEL, I. W. D. — 1977 — Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. In Talwani, M. & Pitman, W. C., Editors. *Islands arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. Amer. Geophys. Union, p. 395-405.
- CALLAGHAN, E. — 1958 — *Outside Gold Exploration Program*. Private Report to St. John del Rey Mining Company Ltd. *Mineração Morro Velho S.A.*, 14 p.
- CAMARGO, W. G. R. — 1957 — *A jazida de Ouro de Morro Velho, Minas Gerais (Contribuição ao conhecimento da gênese)*. Tese de Livre-Docência. Universidade de São Paulo, 108 p.
- CHINN, W. — 1969 — Structural and mineralogical evolution at the Homestake ore deposits, Lead, Lawrence county, South Dakota. PhD Thesis, University of California, Berkeley.

- CHYI, L. L. & CROCKET, J. H. — 1976 — Partition of platinum, palladium, iridium and gold among coexisting minerals from the Deep Ore Zone, Strathcona Mine. Sudbury, Ontario. *Econ. Geol.*, v. 71, p. 1196-1205.
- CORDANI, U. G.; KAWASHITA, G.; MÜLLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V. & ROESER, H. — 1980 — Interpretação Tectônica e Petroológica de Dados Geocronológicos do Embasamento no Bordo Sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 52(4): 785-799, Rio de Janeiro.
- CORLISS, J. B.; DYMOND, J.; GORDON, L. I.; EDMOND, J. M.; von HERZEN, R. P.; BALLARD, R. D.; GREEN, K.; WILLIAMS, D.; BAINBRIDGE, A.; CRANE, K. & VAN ANDEL, T. H. — 1979 — Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. *Science*, v. 203, p. 1073-1083.
- CRAWFORD, A. J. & KEAYS, R. R. — 1978 — Cambrian greenstone belts in Victoria: marginal sea-crust slices in the Lachlan Fold Belt of Southeastern Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 41, p. 197-208.
- CROCKET, J. H. — 1974 — Gold. In Wedepohl, K. H. Editor. *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, V. II-5, Chapter 79, p. 79 C-1 - 79 O-1.
- DEGENS, E. T. & EPSTEIN, S. — 1962 — Relationship between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting carbonate, cherts, and dolomites. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* v. 46, p. 534-542.
- DEGENS, E. T. & ROSS, D. A. — 1969 — Editors. *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*. Springer-Verlag, Berlin, 600 p.
- 1976 — Stratabound metalliferous deposits found in or near active rifts. In Wolf, K. H. Editor. *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. I. Principles and General Studies, v. 4: Tectonics and Metamorphism*. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, p. 164-199.
- DORR, J. V. N. II. — 1969 — Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 641 A*, p. A 1-A 109.
- 1973 — Iron-formation in South America. *Econ. Geol.*, v. 68, p. 1005-1022.
- DORR, J. V. N. II.; HERZ, N.; MIRANDA BARBOSA, A. L. & SIMONS, G. C. — 1959 — Esboço Geológico do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais, Brasil. *Dep. Nac. Prod. Mineral, Publ. Especial 1*, 120 p., Rio de Janeiro (Portuguese and English).
- ESCHWEGE, W. L. — 1833 — *Pluto Brasiliensis*. Verlag G. Reimer, Berlin, 622 p.
- ESKOLA, P. — 1949 — The problem of mantled gneiss domes. *Quart. J. Geol. Soc.*, London, v. 104, p. 461-476.
- EUGSTER, H. P. — 1959 — Reduction and oxidation in metamorphism. In Abelson, P.H., Editor. *Researches in Geochemistry*. John Wiley & Sons Inc., New York, N. Y., vol. 1, p. 397-426.
- EUGSTER, H. P. & WONES, D. R. — 1962 — Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *Jour. Petrology*, v. 3, p. 82-115.
- FERGUSON, S.; BUFFAM, B. S. W.; CARTER, O. F.; GRIFFITS, A. T.; HOLMES, T. C.; HURST, M. E.; JONES, W. A.; LANE, H. C. & LONGLEY, C. S. — 1968 — Geology and ore deposits of Tisdale Township, Ontario. Ontario Department of Mines, *Geological Report 58*, 177 p.
- FERRAND, P. — 1894 — L'or a Minas Gerais, Brésil. *Imprensa Oficial do Estado de Minas Gerais*, vol. I, 163 p.; vol. II, 141 p.
- FLEISCHER, R. — 1971 — Le gisement aurifère à tourmaline de Passagem de Mariana, Minas Gerais, Brésil, et son cadre. Influence de l'évolution et du métamorphisme sur une minéralisation syngénétique familiale. *These de Docteur de l'Université, Faculté de Sciences de Paris*, 154 p.
- FLEISCHER, R. & ROUTHIER, P. — 1973 — The consanguineous origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana, Brazil. *Econ. Geol.*, v. 68, p. 11-22.
- FRANCO, R. R.; LEPREVOST, A.; BIGARELLA, J. J. & BOLSANELLO, A. — 1972 — *Minerais do Brasil. Minerals of Brazil*. Editora Edgar Blücher, Editora Universidade de São Paulo, 3 vols., 426 p. (Portuguese and English), São Paulo, p. 4/E-1 - 47E-4.
- FRYER, B. J.; KERRICH, R.; HUTCHINSON, R. W.; PEIRCE, M. G. & ROGERS, D. S. — 1979 — Archaean precious-metal hydrothermal systems. Dome Mine, Abitibi greenstone belt. I. Patterns of alteration and metal distribution. *Can. J. Earth Sci.*, v. 16, p. 421-439.
- FRIPP, R. E. P. — 1976a — Stratabound gold deposits in Archaean banded iron formation, Rhodesia. *Econ. Geol.*, v. 71, p. 58-75.
- 1976b — Gold metallogeny in the Archaean of Rhodesia. In Windley, B. F., Editor. *The early history of the earth*. John Wiley & Sons Inc., New York, N. Y., p. 455-466.
- FYFE, W. S. — 1974 — Archaean tectonics. *Nature*, v. 249, p. 338.
- 1978 — The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chem. Geol.*, v. 23, p. 89-114.
- FYFE, W. S. & TURNER, F. J. — 1966 — Reappraisal of the concept of metamorphic facies. *Contr. Mineral. Petrol.*, v. 12, p. 354-364.
- FYFE, W. S. & HENLEY, R. W. — 1973 — Some thoughts on chemical transport processes with particular reference to gold. *Minerals Sci. Engng.*, v. 5, p. 295-303.
- FYFE, W. S. & KERRICH, R. — 1976 — Geochemical prospecting: extensive versus intensive factors. *Jour. Geochim. Explor.*, v. 6, p. 177-192.
- FYFE, W. S. & LONSDALE, P. — 1982 — Ocean Floor Hydrothermal Activity. In Emiliani, C., Editor. *The Sea: The Oceanic Lithosphere*. Vol. 7, p. 589-638. John Wiley & Sons. New York.
- FYFE, W. S.; PRICE, N. J. & THOMPSON, A. B. — 1978 — Fluids in the Earth's crust. Their significance in metamorphic, tectonic and chemical transport processes. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 383 p.
- GAIR, J. E. — 1958 — Age of gold mineralization in the Morro Velho and Raposos mines, Minas Gerais. *Bol. Soc. Brasil. Geol.*, v. 7, p. 39-45.
- 1962 — Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 341 A*, 67 p.
- GATES, T. M. & HURLEY, P. M. — 1973 — Evaluation of Rb-Sr dating methods applied to Matachewan, Abitibi, Mackenzie, and Sudbury dike swarms in Canada. *Canadian J. Earth Sci.*, v. 10, p. 900-919.
- GLIKSON, A. Y. — 1971 — Structure and metamorphism of the Kalgoorlie system, Southwest of Kalgoorlie, Western Australia. *Geol. Soc. Austral., Spec. Publ.*, v.3, p. 121-133.
- GÖNI, J.; GUILLEMIN, C. & SARCIA, C. — 1967 — *Geochimie de l'or exogene. Etude expérimentale de la formation des dispersons colloïdales d'or et de leur stabilité*. *Miner. Deposita*, v. 1, p. 259-268.
- GOODWIN, A. M. & RIDLER, R. H. — 1970 — The Abitibi orogenic belt. In Baer, A. J., Editor. *Basins and geosynclines of the Canadian Shield*. Ottawa. *Geol. Surv. Canada, Paper 70-40*, p. 1-24.
- GORCEIX, H. — 1876 — Les explorations de l'or dans la province de Minas Gerais, Brésil. *Soc. Geogr., Bull.* 6, v. 12, Paris.
- GOTTFRIED, D.; ROWE, J. J. & TILLING, R. I. — 1972 — Distribution of gold in igneous rocks. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 727*, 42 p.
- GRATON, L. C. & BJORGE, G. N. — 1929 — Geology of Morro Velho Mine. Unpubl. Private Report. St. John del Rey Mining Company. *Mineração Morro Velho S.A.*, 251 p.

- 1931 — Second Report on the Morro Velho Mine. St. John del Rey Mining Co., Mineração Morro Velho S.A., 83 p.
- GROSSI SAD, J. H. & DUTRA, C. V. — 1966 — Idades chumbo-alfa de zircões de rochas infra e supracrustais do Estado de Minas Gerais. Bol. Inst. Geol., Escola Federal de Minas de Ouro Preto, n.ºs. 3, 4, p. 181-188.
- GROSSI SAD, J. H. & LADEIRA, E. A. — 1968 — Esboço Tectônico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1000000. Soc. Brasil. Geol. & Fundação Gorceix de Ouro Preto. 22 Congr. Brasil. Geol., Soc. Brasil. Geol., Belo Horizonte.
- GUILD, P. W. — 1957 — Geology and Mineral Resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 290, 89 p.
- GUIMARÃES, D. — 1931 — Contribuição à Geologia do Estado de Minas Gerais, Brasil. Brasil, Serv. Geol. Miner., Bol. 55, 36 p.
- 1938 — Das Problem der Granitbildung. *Chimie der Erde*, v. 12, p. 82-94.
- 1947 — Mineral deposits of magmatic origin. *Econ. Geol.*, v. 62, p. 721-736.
- 1951 — Arqui-Brasil e sua evolução geológica. Brasil, Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 88, Rio de Janeiro, 80 p.
- 1961 — Fundamentos da metalogênese e depósitos mineiros do Brasil. Brasil, Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 109, Rio de Janeiro, 441 p.
- 1963 — Súmula Geoquímica. Brasil, Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 115, Rio de Janeiro, 265 p.
- 1965 — Considerações sobre dados cronológicos da América do Sul e outros continentes. Brasil, Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Geol. Miner., Bol. 228, 41 p.
- GUIMARÃES, D. — 1966 — Contribuição ao estudo do polimetamorfismo da Série de Minas. Brasil, Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Fom. Prod. Miner., Avulso 90, 54 p.
- 1970 — Arqueogênese do Ouro na Região Central de Minas Gerais. Brasil, Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 139, Rio de Janeiro, 51 p.
- GUIMARÃES, D. & PEIXOTO, F. — 1953 — Problemas de Geocronologia. Instituto de Pesquisas Radioativas, Publ. 1, Belo Horizonte, 35 p.
- GUIMARÃES, D. & DUTRA, C. V. — 1967 — Idade de Algumas Rochas Ígneas do Brasil. Brasil, Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 130, Rio de Janeiro, 57 p.
- GUIMARÃES, D.; MELO, S. M. de & MELO, E. A. V. de — 1967 — O Complexo de Bação. Bol. Inst. Geol., Escola Federal de Minas de Ouro Preto, v. 2, p. 1-12.
- HAKIM, H. D. M. — 1978 — Geology and the genesis of gold-silver base metal sulfidebearing veins, at Mahd Ad Dahab, Kindom of Saudi Arabia. University of Western Ontario, Unpubl. PhD Thesis, 182 p., London, Ontario.
- HARDER, E. C. & CHAMBERLIN, R. T. — 1915 — The geology of central Minas Gerais, Brazil. *Jour. Geol.*, v. 23, p. 341-378, 385-424.
- HARGRAVES, R. B. — 1976 — Precambrian Geologic History. *Science*, v. 193, p. 363-371.
- HAUSEN, D. M. & KEER, P. F. — 1968 — Fine gold occurrence at Carlin, Nevada. In Ridge, J. D., Editor. *Ore Deposits of the United States, 1933-1967*. Amer. Inst. Mining Met. Petrol. Eng. Inc., New York, vol. 1, p. 908-940.
- HELGESON, H. C. & GARRELS, R. M. — 1968 — Hydrothermal transport and deposition of gold. *Econ. Geol.*, v. 63, p. 622-635.
- HENLEY, R. W. — 1971 — Geochemistry and genesis of Precambrian gold deposits. PhD Thesis, Manchester University, 177 p.
- 1972 — Studies in gold transport and deposition. In Henderson, C. M. B. & Hamilton, D. L., Editors. *Progress in Experimental Petrology*. Natural Environm. Res. Council, Publ. Series D, n.º 2, 53. Great Britain.
- 1973 — Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geol.*, v. 11, p. 73-87.
- HENLEY, R. W.; NORRIS, R. J. & PATERSON, C. J. — 1976 — Multistage ore genesis in the New Zealand Geosyncline: a history of post-metamorphic lode emplacement. *Miner. Deposita*, v. 11, p. 180-196.
- HENWOOD, W. I. — 1871 — Observations on metalliferous deposits. On the gold mines of Minas Gerais in Brazil. Royal Geological Soc. Cornwall Trans. v. 8, pt. 1, p. 168-370.
- HERZ, N. — 1970 — Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 641 B, Washington, p. B 1-B 58.
- 1978 — Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 641 C, 81 p.
- HERZ, N. & DUTRA, C. V. — 1958 — Preliminary spectrochemical and age determination results on some granitic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Soc. Brasil. Geol.*, Bol. v. 7, p. 81-95.
- HERZ, N. & BANERJEE, S. — 1973 — Amphibolites of the Lafaiete, Minas Gerais, and the Serra do Navio Manganese Deposits, Brazil. *Econ. Geol.*, v. 68, p. 1289-1296.
- HONNOREZ, J. — 1969 — La formation actuelle d'un gisement sous-marin de sulfures fumerolliens a Vulcano (Mer Thyrenienne). *Miner. Deposita*, v. 4, p. 114-131.
- HUTCHINSON, R. W. — 1973 — Volcanic sulphide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.*, v. 68, p. 1223-1246.
- 1976 — Lode gold deposits: the case for volcanogenic derivation. In *Proceedings Volume, Pacific Northwest Mining and Metals Conference, Portland, Oregon, 1975*. Oregon Dep. Geol. and Miner. Industr., p. 64-105.
- HUTCHINSON, R. W.; RIDLER, R. H. & SUFFEL, G. G. — 1971 — Metallogenic relationships in the Abitibi belt, Canada: a model for Archean metallogeny. *Trans. Can. Instn. Metall.*, v. 74, p. 106-115.
- HUTCHINSON, R. W. & HODDER, R. W. — 1972 — Possible tectonic and metallogenic relationships between porphyry copper and massive sulfide deposits. *Trans. Can. Instn. Metall.*, v. 75, p. 16-22.
- HYNDMAN, D. W. — 1972 — Petrology of igneous and metamorphic rocks. McGraw-Hill Book Co., New York, 533 p.
- HUSSAK, E. — 1902 — Über Chalmersit, ein neues Sulfid der Kupferglanz-gruppe von der Goldgrub Morro Velho in Minas Gerais, Brasilien. *Zentralbl. Mineral.*, v. 15, p. 69-72.
- JAMES, H. L. — 1954 — Sedimentary facies of iron-formation. *Econ. Geol.*, v. 49, p. 235-293.
- JENSEN, M. L. & BATEMAN, A. M. — 1981 (3rd. Ed.) — *Economic Mineral Deposits*. John Wiley & Sons, 593 p.
- JONES, R. S. — 1969 — Gold in igneous, sedimentary and metamorphic rocks. U. S. Geol. Surv., Circ. 610, 27 p.
- KARELIN, V. V.; MAKSIMOV, YE. P.; NIKITIN, V. N. & UYUTOV, V. I. — 1974 — Gold in mesozoic igneous rocks in the eastern part of the Aldan Shield. *Geochem. Int.*, v. 11, p. 399-405.
- KARIG, D. E. — 1974 — Evolution of arc systems in the Western Pacific. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 2, p. 51-75.
- KEYS, R. R. & SCOTT, R. B. — 1976 — Precious metals in ocean-ridge basalts: implications for basalts as source rocks for gold mineralization. *Econ. Geol.*, v. 71, p. 705-720.
- KERRICH, R. — 1979 — Lode gold deposits in greenstone belts: chemical and hydrodynamic constraints. In press.
- KERRICH, R.; FYFE, W. S. & ALLISON, I. — 1977 — Iron reduction around gold-quartz veins, Yellowknife district, Northwest Territories, Canada. *Econ. Geology*, v. 72, p. 657-663.

- KERRICH, R. & FRYER, B. J. — 1979 — Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. II. REE and oxygen isotope relations. *Can. J. Earth Sci.*, v. 16.
- KERRICH, R.; MILNER, K. J.; FRYER, B. J. & PEIRCE, M. G. — 1979 — The geochemistry of gold-bearing sediments, pre-print, 20 p.
- KNAUTH, L. P. & LOWE, D. R. — 1978 — Oxygen isotope geochemistry of cherts from the Onverwacht Group (3.4 billion years), Transvaal, South Africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 41, p. 209-222.
- KRAUSKOPF, K. B. — 1951 — The solubility of gold. *Econ. Geol.*, v. 46, p. 858-870.
- KWONG, Y. T. J. & CROCKET, J. H. — 1978 — Background and anomalous gold in rocks of an Archaean greenstone assemblage, Kakagi Lake area, Northwestern Ontario. *Econ. Geol.*, v. 73, p. 50-63.
- LADEIRA, E. A. — 1980 — Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine, and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. University of Western Ontario, Unpubl. Ph.D. Thesis, 272 p. London, Ontario/Canada.
- LADEIRA, E. A. — 1980 — Gênese de Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Minas Gerais, Brasil. XXXI Congr. Bras. Geol. Bol. 2, p. 371. Camboriú.
- LADEIRA, E. A. — 1980 — Geology, Petrography and Geochemistry of Nova Lima Group, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. 7. Geowiss. Lateinamer. Koll., Tagungsheft: 47-48. Heidelberg.
- LADEIRA, E. A. — 1981 — Geologia e Gênese de Ouro da Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Simp. Mineralizações Auríferas no Estado da Bahia, Secr. Minas e Energia, p. 5.
- LADEIRA, E. A. — 1981 — Primeiras Lavas com Almofadas (pillows) Encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de Idade Arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. *Ciências da Terra*, 1 (1): 12-14.
- LADEIRA, E. A. — 1982 — Brief Introduction to the Geology of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. II Internat. Sem. on Lateritic Proc. Field Guide Book, 5-17.
- LADEIRA, E. A.; GOMES, N. S.; LITWINSKI, N.; MARQUEZAN, R. G.; POLLI, G. O. & VARAJÃO, C. A. C., com a Colaboração de universitários do DE-GEO/EM/UFOP — 1981 — Projeto Antônio Pereira. Convênio DOCEGEO/UFOP-EM-DEGEO. Relatório Interno. 62 p.
- LADEIRA, E. A.; MENEZES, M. G. de & ROESER, H. — 1982 — Geological Field Trip from Belo Horizonte to Ouro Preto: Main Features, Stratigraphy and Tectonics of the Rio das Velhas and Minas Supergroup. Lateritic Crusts and Bauxite Deposits. II. Internat. Sem. on Lateritic Proc. Field Guide Book, 19-36.
- LADEIRA, E. A. & VIVEIROS, J. F. M. de — 1984 — Hipótese sobre a Estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. *Soc. Brasil. Geol. Núcleo Minas Gerais, Bol. 4*, 19 p.
- LINDGREN, W. — 1933 (4th ed.) — Mineral Deposits. McGraw-Hill Book Co., New York. 930 p.
- LIU, J. G.; KUNIYOSHI, S. & ITO, K. — 1974 — Experimental studies of phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Amer. Jour. Sci.*, v. 174, 613-632.
- LOCZY, L. de & LADEIRA, E. A. — 1976 — Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. Editora Edgard Blücher, São Paulo; Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, Rio de Janeiro, 528 p.
- LUCIO, A. & GAINES, R. V. — 1973 — The minerals of the Morro Velho Gold Mine. *The Mineralogical Record*, v. 4, p. 224-229.
- MACGREGOR, A. M. — 1951 — The primary source of gold. *S. Afr. J. Sci.*, v. 47, p. 157-161.
- MATHESON, A. F. — 1956 — The St. John del Rey Mining Company Limited, Minas Gerais, Brazil. *Can. Mining Met. Bull.*, v. 49, p. 37-43.
- MATHIAS, D. L. Jr. — 1964 — Review on the *Outside Gold Properties* of the St. John del Rey Mining Co. Private Report to St. John del Rey Mining Co. Ltd. Mineração Morro Velho S.A., 142 p.
- MIRANDA BARBOSA, A. L. — 1961 — Tectônica do Quadrilátero Ferrífero. *Soc. Intercâmbio Cultural Estudos Geológicos, Semana Estudos Geológicos Econômicos do Quadrilátero Ferrífero. Bol. n.º 1*, p. 49-52. Ouro Preto.
- MIRANDA BARBOSA, A. L. — 1968 — Contribuições Recentes à Geologia do Quadrilátero Ferrífero. Conferência Mimeografada, *Soc. Bras. Geol., Minas Gerais*, 26 p.
- MONCHOT, C. — 1884 — Rapport sur les mines de Raposos, Espírito Santo, Borges et Passagem. Imprimerie Nouvelle, Paris, 54 p.
- MORESCHI, J. B. — 1972 — Geologia da Mina de Ouro de Faria, Minas Gerais. Tese Doctoral. Inst. Geociências, Universidade de São Paulo, 115 p.
- MUEHLENBACHS, K. & CLAYTON, R. N. — 1976 — Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on sea water. *J. Geophys. Res.*, v. 81, p. 4365-4369.
- MUSHKIN, I. V. & YAROSLAVSKIY, R. I. — 1974 — Gold in the alkali basaltoids of Southern Tien Shan and in their xenoliths of mantle material. *Geochem. Int.*, v. 11, p. 718-721.
- MUSHKIN, I. V.; YAROSLAVSKIY, R. I. & KOTSYUBA, A. S. — 1974 — Behavior of gold in eclogitization of gneisses of the granulite facies as seen in xenoliths of alkali basaltoid dikes in Southern Tien Shan. *Geochem. Int.*, v. 11, p. 813-819.
- NAQVI, S. M. — 1976 — Physicochemical conditions during Archaean as indicated by Dharwar geochemistry. In Windley, B. F., Editor. *The Early History of the Earth*. John Wiley & Sons Inc., New York, N. Y., p. 289-298.
- NAQVI, S. M.; DIVAKARA RAO, V. & NARAIN, H. — 1978 — The primitive crust: evidence from the Indian Shield. *Precambrian Res.*, v. 6, p. 323-345.
- NARAYANASWAMI, S. — 1970 — Tectonic setting and manifestation of the upper mantle in the Precambrian rocks of South India. In Narain, H., Editor. *Ed. Proc.*, 2nd. UMP Symposium, Hyderabad, India. p. 378-403.
- NARAYANASWAMI, S., ZIAUDDIN, M. & RAMACHANDRA, A. V. — 1960 — Structural control and localization of gold-bearing lodes, Kolar, India. *Econ. Geol.*, v. 55, p. 1429-1459.
- NIKITIN, N. M. & YASYREV, A. P. — 1974 — Mean gold contents of sedimentary rocks. *Geochem. Int.*, v. 11, p. 855-857.
- NOBLE, J. A. — 1950 — Geology of the Homestake Mine, South Dakota. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, v. 61, p. 221-251.
- NOBLE, J. A. & HARDER, J. O. — 1948 — Stratigraphy and metamorphism in a part of the northern Black Hills and Homestake Mine, Lead, South Dakota. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, v. 59, p. 941-975.
- OLIVEIRA, G. A. I. — 1975 — Projeto Lapa Seca. 2 Mapas Geológicos, Escala 1:10000. Mineração Morro Velho S.A.
- PARK, C. F. Jr. & MACDIARMID, R. A. — 1970 (2nd. ed.) — Ore deposits. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 522 p.
- PARTHE, E. & CROCKET, J. H. — 1972 — Platinum metals. In Wedepohl, K. H., Editor. *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, vol. II-5, p. 78 A-1-78 A-4.
- PEALE, R. — 1958 — Preliminary Report: Geology of the Gold Properties, St. John del Rey Mining Company Ltd. Private Report to St. John del Rey Mining Co. Ltd. Mi-

- neração Morro Velho S. A., 19 p.
- PERRY, E. C. Jr. & TAN, F. C. — 1972 — Significance of oxygen and carbon isotope determinations in early Precambrian cherts and carbonate rocks of Southern Africa. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, v. 83, p. 647-664.
- PUCHELT, H. — 1972 — Barium. In Wedepohl, K. H., Editor, *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Vol. II-3, Chapter 56, p. 56 B-56 O.
- PYKE, D. R. — 1975 — On the relationship of gold mineralisation and ultramafic volcanic rocks in the Timmins area. Ontario Division of Mines, *Miscellaneous Paper 12*, 23 p.
- RAMDOHR, P. — 1969 — The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, Oxford, 1174 p.
- REIMER, T. — 1971 — Strontium depletion in early Precambrian sediments. *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.* v. 12, p. 527-541.
- 1972 — Diagenetic reactions in early Precambrian graywackes of the Barberton Mountain Land. *Sediment. Geol.*, v. 7, p. 263-282.
- REYNOLDS, R. C. Jr. — 1965a — The concentration of boron in Precambrian seas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, p. 1.
- REYNOLDS, R. C. Jr. — 1965b — Geochemical behaviour of boron during the metamorphism of carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, p. 1101-1114.
- RIDLER, R. H. — 1973 — Exhalite concept: a new tool for exploration. *The Northern Miner*, Toronto, v. 59, n.º 37, p. 59-61.
- ROEDDER, E. — 1976 — Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. In Wolf, K. H., Editor. *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam; vol. 2: *Geochemical Studies*, Chapter 4, p. 67-110.
- ROESER, H. & MÜLLER, G. — 1977 — Variation and different ages of Precambrian amphibolites Mariana District, Minas Gerais, Brazil. *Neues Jahrb. Mineral., Abh.* v. 130, p. 38-48.
- ROZHKOV, I. S.; KAMINSKIY, F. V. & FRANTSESON, YE, V. — 1973 — Gold in Kimberlites and ultrabasic inclusions. *Geochem. Int.*, v. 10, p. 1385-1389.
- RYE, D. M. & RYE, R. O. — 1974 — Homestake Gold Mine, South Dakota: I. Stable Isotope Studies. *Econ. Geol.*, v. 69, p. 293-317.
- SCHORSCHER, H. D. — 1976 — Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. *Soc. Brasil. Geol.*, 29 Congr. Brasil. Geol., *Resumo dos Trabalhos*, Ouro Preto, p. 194-195.
- SCHORSCHER, H. D. — 1978 — Komatiitos na estrutura *Greenstone Belt*, Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Soc. Brasil. Geol.*, 30 Congr. Brasil. Geol., *Bol. n.º 1, Resumos Comun.*, Recife, p. 292-293.
- SIQUEIRA, L. T. — 1972 — Geologia de Raposos. *Geol. Metal.*, v. 33, São Paulo, p. 7-1-7-20.
- SIQUEIRA, L. T. — 1974 — Algumas considerações sobre trabalhos de geologia em minas subterrâneas. *Dep. Geol.*, Universidade Federal de Ouro Preto, 31 p.
- SKINNER, B. J.; WHITE, D. E.; ROSE, H. J. & MAYS, R. E. — 1967 — Sulphides associated with the Salton Sea geothermal brines. *Econ. Geol.*, v. 62, p. 316-330.
- SLAUGHTER, A. L. — 1968 — The Homestake Mine. In Ridge, J. D., Editor. *Ore Deposits of the United States, 1933-1967*. The Graton-Sales Volume. *Amer. Inst. Mining Met. Petrol. Eng. Inc.*, New York, vol. 2, p. 1437-1459.
- SPOONER, E. T. C. — 1976 — Hydrodynamic model for the origin of the ophiolitic cupriferous pyrite ore deposits of Cyprus. *Volcanic processes in ore genesis*. Geological Society of London, *Spec. Publ.* 7, p. 58-71.
- SPOONER, E. T. C. & FYFE, W. S. — 1973 — Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 42, p. 287-304.
- SPOONER, E. T. C.; CHAPMAN, H. J. & SWEWING, J. D. — 1977 — Strontium isotope contamination and oxidation of the ophiolitic rocks of the Troodos Massif, Cyprus. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 41, p. 873-890.
- STARKEY, J. — 1970 — A computer programme to prepare orientation diagrams. In Paulitsch, P., Editor. *Experimental and natural rock deformation*. Springer-Verlag, New York, p. 51-74.
- TARNEY, J.; DALZIEL, I. W. D. & DE WIT, M. J. — 1976 — Marginal basin Rocas Verdes complex from southern Chile: a model for Archaean greenstone belt formation. In Windley, B. F., Editor. *Early History of the Earth*. John Wiley & Sons Inc., New York, N. Y., p. 131-147.
- TAYLOR, H. P. — 1968 — The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 19, p. 1-71.
- 1974 — The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, v. 69, p. 843-883.
- TAYLOR, H. P. & EPSTEIN, S. — 1962 — Relationship between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. Pt. I. Principles and experimental results. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, v. 73, p. 461-480.
- TEIXEIRA DA COSTA, M. — 1961 — Sedimentação e orogênese da Série Minas. *Soc. Intercâmbio Cultural Estudos Geológicos. Semana Estudos Geológicos Econômicos do Quadrilátero Ferrífero. Bol. 1, Ouro Preto*, p. 55-61.
- TEIXEIRA DA COSTA, M. & DUTRA, C. V. — 1966 — Idade da Série Minas. *Bol. Inst. Geol., Esc. Federal Minas Metalurgia*, n.º 3-4, Ouro Preto, p. 149-155.
- THORPE, R. I.; CUMMING, G. L. & KRSTIC — (1984, pré-impressão) — Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*.
- TOLBERT, G. E. — 1962 — Structure and ore deposits of the Raposos Mine, Minas Gerais, Brazil. PhD Thesis, Harvard University Cambridge. 137 p.
- 1964 — Geology of the Raposos gold mine, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, v. 59, p. 775-798.
- TORRES, A. G. — 1975 — Geologia da Mina de Ouro da Bela Fama, Nova Lima, Minas Gerais. Tese de Mestrado. *Inst. Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro*, 87 p.
- VALLANCE, T. G. — 1965 — On the chemistry of pillow lavas and the origin of spilites. *Mineral. Mag.*, v. 34, p. 471-481.
- VEIZER, J. & JANSEN, S. L. — 1979 — Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *Jour. Geol.*, v. 87, p. 341-370.
- VILJOEN, R. P.; SAAGER, R. & VILJOEN, M. J. — 1969 — Metallogenesis and ore control in the Steynsdorp goldfield, Barberton Mountain Land, South Africa. *Econ. Geol.*, v. 64, p. 778-797.
- 1970 — Some thoughts on the origin and processes responsible for the concentration of gold in the early Precambrian of Southern Africa. *Miner. Deposita*, v. 5, p. 164-180.
- VILLAUME, J. F. & ROSE, A. W. — 1977 — The Geochemistry of some Archean ultramafic lavas. *Chem. Geol.*, v. 19, p. 43-60.
- VILOR, N. W. & SHKARUPA, T. A. — 1971 — Fine dispersed gold dissolution in hydrothermal temperature and pressures. *Int. Geochem. Congr. Abstracts of Reports*, v. 1, p. 280-281, Moscow.
- VINCENT, E. A. & CROCKET, J. B. — 1960a — Studies in the geochemistry of gold — I. Distributions of gold in rocks and minerals of the Skaergaard Intrusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 18, p. 130-142.
- 1960b — Studies in the geochemistry of gold — II. The gold content of some basic and ultrabasic rocks and stone meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 18, p. 143-148.
- VON FREYBERG, B. — 1932 — Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien. *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Paläontol., Sonderband II*, Stuttgart, 403

- p.
- VOSKRESENSKAYA, N. T. & ZVEREVA, N. F. — 1968 — Geochemistry of gold and its distribution in the magmatic complexes of northern Kazakhstan. *Geochem. Int.*, v. 5, p. 373-381.
- VOSKRESENSKAYA, N. T.; ZVEREVA, N. F.; KONKINA, O. M. & FELDMAN, V. I. — 1970 — Behavior of gold in the process of basic magma differentiation. *Geochem. Int.*, v. 7, p. 1066.
- WEDEPOHL, K. H. (Editor), 1969, 1970, 1972, 1974, 1978 — *Handbook of Geochemistry*. Vols. 1, 2 (Parts 1-5). 5029 p. Springer-Verlag.
- WEISSBERG, B. C. — 1970 — Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulphide solutions. *Econ. Geol.*, v. 65, p. 551-556.
- WEISSBERG, B. G. & WODZICKI, A. — 1970 — Geochemistry of hydrothermal alteration and origin of sulphide mineralization at the Tui mine, Te Aroha, New Zealand, *N. Z. J. Sci.*, v. 13, p. 36-60.
- WIELER, A. L. — 1977 — Projeto Formação de Ferro. 2 Mapas Litológicos, Escala 1:10000. Mineração Morro Velho S.A.
- WILLIAMS, D. L.; VON HERZEN, R. P.; SCLATER, J. G. & ANDERSON, R. N. — 1974 — The Galapagos spreading centre: lithospheric cooling and hydrothermal circulation. *Roy. Astron. Soc., Geophys. Jour.*, v. 38, p. 587-608.
- WILSON, H. D. B.; ANDREWS, G.; MOXHAM, R. L. & RAMLAL, K. — 1965 — Archean volcanism in the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, v. 2, p. 161-175.
- WILSON, J. F. — 1972 — The Rhodesian Archaean craton: an essay in cratonic evolution. *Roy. Soc. London, Phil. Trans.*, A 273, p. 389-411.
- WINKLER, H. G. F. — 1976 — 4th ed. — *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 334 p.

O MINÉRIO DE FERRO DA REGIÃO DA BACIA DO RIO ITAJAÍ, SANTA CATARINA — CONTRIBUIÇÃO PARA O SEU CONHECIMENTO

J. BUCHI

ABSTRACT: This work is the result of a prospection and exploration of iron ore in the hydrographic basin of Itajaí River, Northeastern of Santa Catarina State, fulfilled in 1953. The work proved the existence of a great number of layers of magnetic quartzite interbedded to the gneis of the crystalline basement of the Joinville massif which contains the granulitic complex of Santa Catarina, probably of archean age. Part of the rocks are supposed to be sedimentary in origin. In these magnetic quartzite layers occurs small lenses of magnetite come out with a restrict and local economical value. The layers of magnetic quartzite with 0,5 to 16 m thickness follow the folding and the faulting of surrounding gneis layers and are set up mainly by quartz and magnetite. In great or small quantities the pyroxene and garnet can be observed even in a mesoscopic scale. The apatite occurs as an accessory mineral in isolated grains. Quartz, magnetite and pyroxene are oriented into parallel bands giving to the rock a foliated aspect that however is sometimes difficult to be noticed. The garnet occurs in isolated grains or in small pods. The iron content in the magnetic quartzite generally varies from 30 to 45% Fe and its industrial utilization would be possible only after a previous concentration. In order to obtain a high grade concentrate it would be necessary a very fine grinding, resulting in a pellet feed which would force the production of pellets. The iron in the structure of the pyroxene and the garnet is not recovered during this process. Besides the great reserve of magnetic quartzite, its use isn't worth for the following reasons: layers with a low thickness and low iron content, underground mining work, folding and faulting, very irregular topography, fine grinding, resulting in a pellet feed that forces the production of pellets.

INTRODUÇÃO

No ano de 1952, a Companhia Siderúrgica Belgo-Mineira (CSBM) recebeu de um grupo de industriais e banqueiros do Estado de Santa Catarina, liderados pelo então governador, um convite para se estabelecer naquele Estado. Ainda no mesmo ano, a CSBM enviou uma comissão para conhecer as ocorrências minerais do Estado. Chegou-se à conclusão de que somente as ocorrências de minério de ferro na região do Vale do Itajaí e de Joinville mereciam um estudo geológico com vistas a bloquear uma reserva que permitisse a instalação de uma pequena indústria siderúrgica para atender à região Sul do Brasil com os seus produtos.

A diretoria da CSBM aprovou a sugestão, e entre 15 de dezembro de 1952 e 28 de maio de 1953 foi conduzida na região da bacia hidrográfica do Rio Itajaí uma intensa campanha de prospecção e de exploração mineral através de abertura de um número grande de trincheiras e galerias.

A exploração foi por demais penosa, porque a região é

muito montanhosa, de acesso difícil, encontrando-se os afloramentos de minério de ferro em grande parte em mata virgem, que cobria na época as montanhas e suas encostas.

Mapas geográficos com curvas de nível não existiam, o que impossibilitou a localização exata dos afloramentos e a sua correlação entre si.

Os resultados negativos das pesquisas aconselharam a não continuação do projeto.

Em vista da interessante geologia dos corpos de minério de ferro, o autor decidiu divulgar os resultados obtidos.

SITUAÇÃO GEOGRÁFICA

A região com as ocorrências ferríferas encontra-se na parte Nordeste do Estado de Santa Catarina, entre o Vale do Itajaí e a cidade de Joinville, quase na divisa com o Estado do Paraná (Figura 1). Os municípios que fazem parte desse distrito ferrífero são: Joinville, Jaraguá do Sul, Guarapirima, Aranguari, Blumenau, Gaspar, Itajaí, Timbó, Rodeio, Indaial, Brusque e Camboriú.

Eles cobrem 9.909 km², dos quais foram estudados cerca de 4.000 km², onde ocorrem com mais intensidade afloramentos e material de eluvião de minério de ferro. Serviços de pesquisa foram executados numa área de cerca de 1.200 km².

Os cursos de água mais importantes são os Rios Itapocu, Pirai, Luiz Alves, Itajaí-Mirim e, sobretudo, Itajaí. A região é densamente povoada, na época 30 habitantes por km², número que no Município de Joinville chegou a 60 habitantes por km² e no Município de Blumenau a 80 habitantes por km².

Existe uma boa rede de estradas municipais que permite o acesso aos numerosos vales existentes nessa região montanhosa, que faz parte da Serra do Mar.

A Serra do Mar, com elevações de até 1.000 metros, acompanha a costa bem de perto, não deixando planícies maiores ao longo da mesma. Em geral, a elevação das serras é da ordem de 500 a 600 metros acima do nível do mar. As encostas são íngremes e os vales são estreitos, principalmente nas regiões mais afastadas da linha da costa. Perto dessa, as serras e os morros são mais baixos e dão lugar entre si a pequenas planícies e baixadas, chamadas na região de banhados ou pântanos.

Existem dois portos maiores na região, o de Itajaí e o de São Francisco do Sul.

GEOLOGIA REGIONAL

As rochas portadoras do minério de ferro fazem parte do embasamento cristalino do maciço Joinville, que em Santa Catarina contém o Complexo Granulítico Santa Catarina (Hartmann *et alii*, 1979), de provável idade arqueana. Esse complexo porta gnaisses granulíticos, quartzo-feldspáticos a máficos, ultramafitos, quartzitos, quartzitos magnetíticos, rochas calciossilicatadas e metapelíticas. É formado por gnaisses laminados de granulação fina e cor cinza, gnaisses de granulação grosseira, onde se distinguem quartzo, feldspato e biotita, e gnaisses de cor avermelhada, onde se observa o ortoclásio róseo. Em muitos gnaisses ocorrem cristais de granada vermelha. Observa-se intenso dobramento e falhamento em

amplitudes de até centenas de metros ao lado de microdobramento.

São medidas as mais variáveis atitudes da foliação, de rumo geral NE a NW, que, por exemplo, no Vale do Belchior mostram mergulho suave e na região do Morro do Baú, posição vertical.

A decomposição dos gnaisses é intensa e a rocha fresca, em grande parte, é coberta pelo material intemperizado e brando, principalmente nas partes mais baixas e nas encostas mais suaves. Intercaladas paralelamente às camadas dos gnaisses, encontram-se camadas de quartzito e de quartzito magnético com espessuras variáveis de alguns centímetros até alguns metros. Mostram o mesmo dobramento e falhamento dos gnaisses encaixantes. Essas duas rochas são mais resistentes às ações do intemperismo, remanescendo compactas e duras dentro do gnaisse alterado. O quartzito e quartzito magnético contêm granada vermelha em quantidade variável e em alguns deles observamos piritita, sob exame com lupa.

Também intercalados nos gnaisses ocorrem corpos de rochas ultrabásicas diversas, densas e de cor verde e que, em muitos casos, contêm bastante magnetita. Muitas vezes são decompostas, mas parecem ser um pouco mais resistentes ao intemperismo do que os gnaisses.

Acredita-se que os gnaisses, os quartzitos e os quartzitos magnéticos sejam de origem sedimentar. Diques e rochas básicas são abundantes.

Discordantemente acima da seqüência mencionada encontra-se o Grupo Itajaí, do pré-cambriano superior, cujas camadas, na região, são formadas principalmente de conglomerados e de arenitos. Os conglomerados são de composição heterogênea e contêm, entre outros, seixos rolados de quartzito magnético. O Morro do Baú, marco geográfico da região, é formado na parte alta pelo conglomerado e no sopé pelo arenito menos resistente.

Os serviços de pesquisa em Alto do Baú revelaram nitidamente a discordância entre o pré-cambriano antigo e os sedimentos do Grupo Itajaí (Figura 8).

Na região de Brusque, ao Sul do Vale do Itajaí, ainda ocorre o Grupo Brusque, com jazidas de calcário e mármore. Em toda a região estudada são observados pegmatitos de tamanho variado, sendo os maiores explotados para feldspato e caolim para abastecer a indústria cerâmica local.

Minérios de ferro do mesmo tipo que o descrito a seguir foram investigados em outras áreas dos Estados de Santa Catarina e Paraná (Erichsen, 1925 e Leonardos, 1937).

QUARTIZITO MAGNETÍTICO

Desde o início deste século, ocorrências de minério de ferro são mencionadas por diferentes autores nas regiões de Joinville, Blumenau e Timbó, no Norte do Estado de Santa Catarina, sendo os mais conhecidos aqueles de Joinville. Foram descritos como quartzitos magnéticos ou magnéticos e no passado considerados como cataitabiritos da Série Minas, presente no Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais. É evidente que tal colocação só tem validade histórica. As camadas encontram-se paralelamente intercaladas em gnaisses e são de pequena potência, mas de grande extensão. Poucos serviços de pesquisa haviam sido executados para o conhecimento dessas rochas, até a presente investigação.

Atualmente essas rochas são consideradas como pertencentes ao Complexo Granulítico Santa Catarina (Hartmann et alii, 1979). Sua origem sedimentar é sugerida pela estrutura e textura, como também pela sua posição acamada dentro dos gnaisses. O metaformismo é de catazona ou granulítico.

As nossas pesquisas se concentram nas camadas de quartzito magnético; preferimos assim denominá-los porque a rocha é composta principalmente de cristais de quartzo (dominante) e de magnetita. Dentro dessas camadas de 0,5 m a 16,0 m de potência e de quilômetros de extensão encontram-se lentes de magnetita pura de 30 cm a 100 cm de potência e de 1 m a 30 m de comprimento. A sua massa, em comparação àquela do quartzito magnético, é mínima e sem nenhum valor econômico. Localmente essas lentes foram e são lavradas para uso da magnetita pura em aciarias locais.

Não é comum, mas observam-se também lentes e camadas finas de magnetita pura dentro das camadas de gnaisse.

Acompanhando as estruturas regionais e locais, as camadas de quartzito magnético são encontradas nas mais variáveis posições, adaptadas ao dobramento regional e local das camadas de gnaisses; os falhamentos sempre observados os afetam também. Esse intenso dobramento e falhamento dificulta a prospecção e a pesquisa dessas camadas mineralizadas, como também a interpretação e a cubagem dos corpos. A inter-relação entre quartzito magnético, quartzito e gnaisse é tão íntima que em muitos locais observamos lentes e camadas de gnaisse e de quartzito no interior de camadas de quartzito magnético. O quartzito magnético é menos dobrado do que o gnaisse e não mostra plissamento. É mais competente que o gnaisse e, quando falhado, não mostra zonas de arrasto, como aquele.

Com os trabalhos de prospecção e exploração realizados no Vale do Belchior, foram constatadas em sua encosta esquerda cinco camadas de quartzito magnético de 5 m, 1 m, 2,50 m, 1 m e 3 m de potência; na encosta direita, seis camadas com 5 m, 3 m, 3 m, 5,50 m, 3 m e 3 m de potência. A ocorrência de duas camadas de quartzito magnético no Vale da Mandeltiefe, no outro lado do espigão do lado esquerdo do Vale do Belchior, a ocorrência de uma camada no outro lado do espigão do lado direito do Vale do Belchior, no Vale do Ribeirão Carolina, e as ocorrências no Alto do Serafim, no início do Vale do Belchior, são indicativas da continuidade das camadas em direção e mergulho.

As Figuras 2, 3, 4, 5 e 6 mostram o tipo de ocorrência das camadas do quartzito magnético revelado pelos trabalhos de pesquisa.

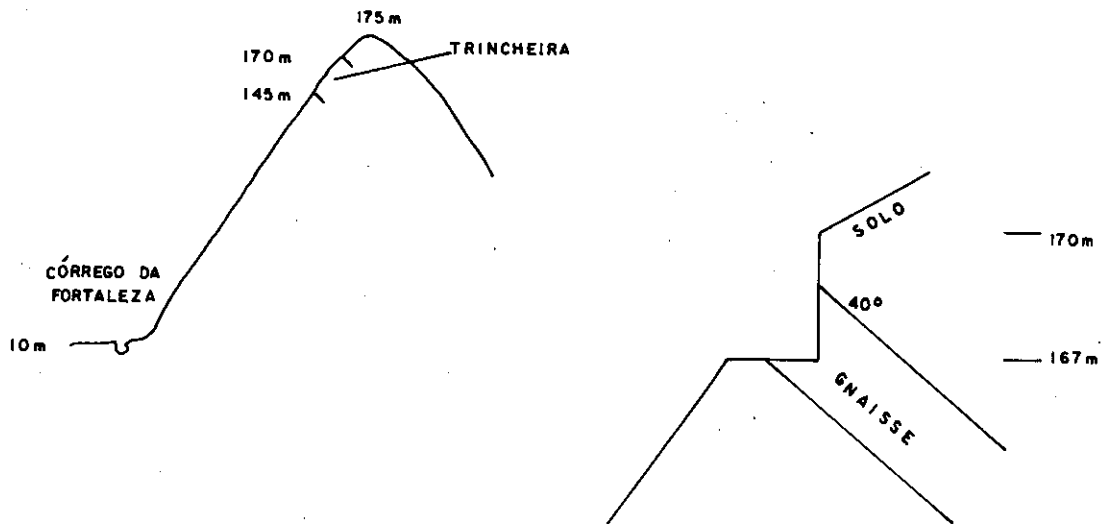
Os principais componentes do quartzito magnético são o quartzo e a magnetita de granulação média, milimétrica. Quase sempre esses grãos são orientados e agrupados em camadas alternadas, paralelas, que acompanham a xistosidade da rocha. São camadas finas de 1 mm ou mais de espessura, que dão à rocha um aspecto estratificado, principalmente em superfícies alteradas. Nelas, as camadas de quartzo contêm, geralmente, algum piroxênio e granada se decompõem mais rápido do que as camadas de magnetita que se salientam, adquirindo ainda o piroxênio alterado cor de ferrugem. Essa estratificação, que na rocha fresca às vezes é imperceptível, aparece também após a detonação da rocha por explosivos, quando perto do ponto de explosão os grãos de quartzo ficam esmagados em milhares de fragmentos, tomando feição branca e leitosa, salientando-se nitidamente da magnetita preta e opaca. O mesmo se observa quando se percutiu o minério com o martelo, obtendo-se uma informação preliminar sobre o teor em magnetita. A rocha é dura, maciça, e mostra, quando quebrada, quinas vivas. É pesada e de cor preta-escura. Fraturas frescas mostram brilho metálico e, quando contêm muito quartzo, brilho oleoso. Grãos grandes de magnetita mostram fratura conchoidal com forte brilho metálico. Muitas vezes é difícil observar o quartzo, dando a rocha preta a impressão de um minério rico de alto teor em ferro. Os principais minerais acessórios são piroxênio verde-amarelado e a granada vermelha, que ocorrem em todas as amostras, em maior ou menor quantidade. Mostram forte brilho vítreo. Quando aparecem em maior quantidade, concentram-se em agrupamentos com forma de ninhos ou lentes.

Às vezes, o piroxênio verde-amarelado somente pode ser observado com a lupa. Destaca-se melhor em superfícies alteradas, onde adquire cor marrom-vermelha de ferrugem e deixa, com a decomposição progressiva, vazios. A Figura 7 mostra aspectos macroscópicos do quartzito magnético. O quartzito magnético é sempre fortemente fraturado, e as faces desta rocha muitas vezes mostram aspecto de uma parede de alvenaria. Durante o desmonte os fragmentos amontoam-se em blocos e seixos angulosos. Também a decomposição natural fornece sempre blocos e seixos angulosos que formam material de aluvião facilmente reconhecível. O forte fraturamento obriga a escorar as galerias de pesquisa.

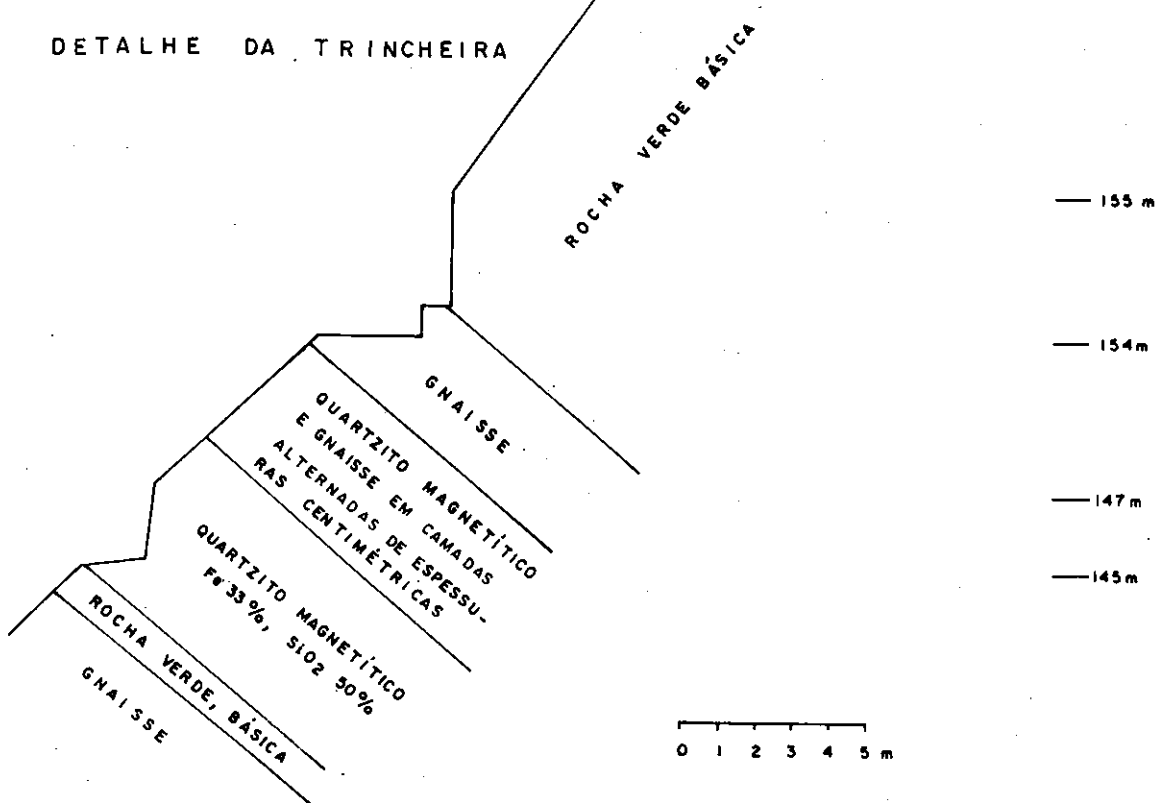
Camadas de magnetita pura mostram granulação grosseira, podendo os grãos de magnetita atingir até 0,5 cm de diâme-

Figura 2

FORTALEZA - MUNICÍPIO DE BLUMENAU
TRINCHEIRA NO ALTO DO ESPIGÃO



DETALHE DA TRINCHEIRA



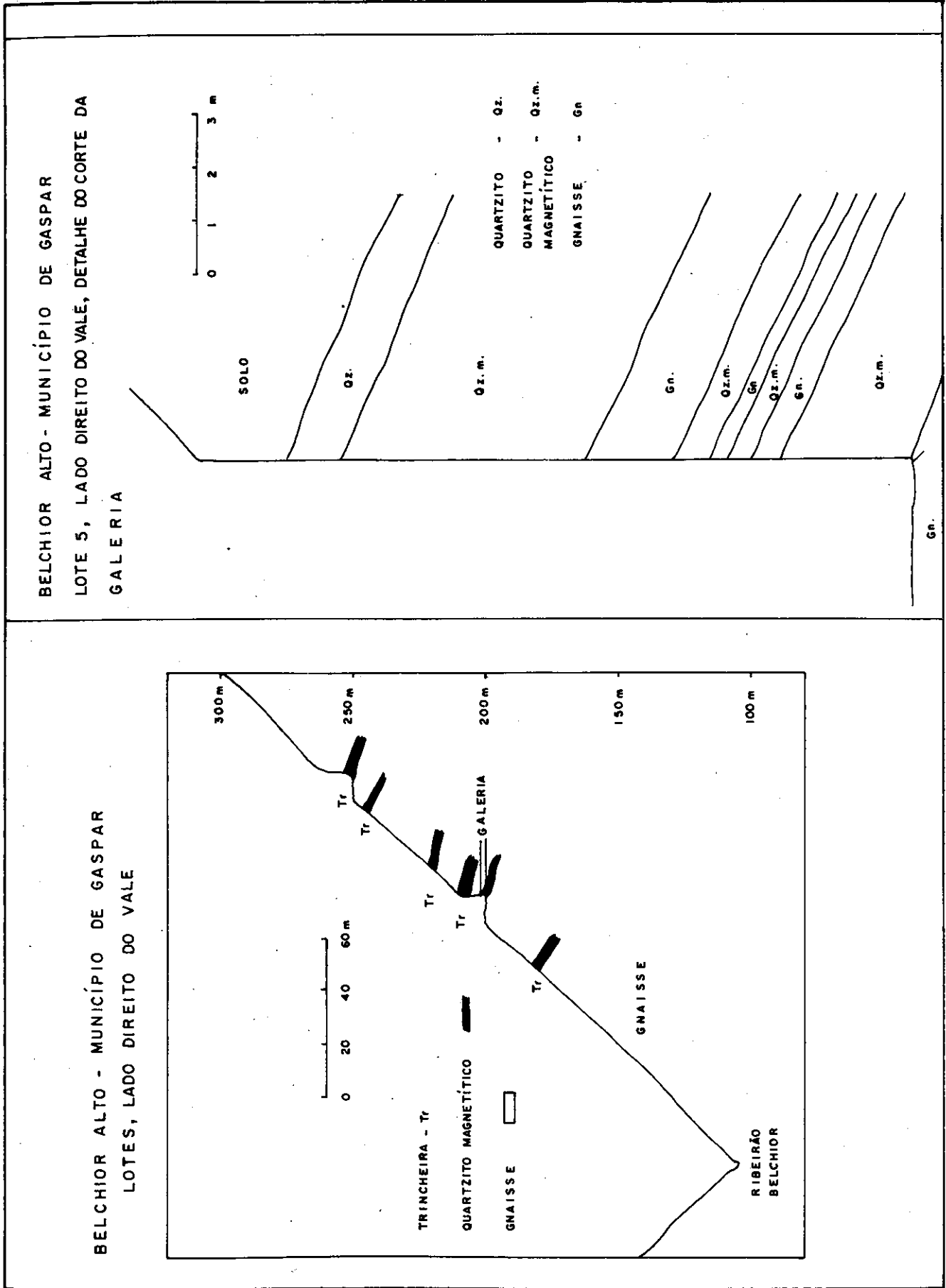


Figura 4

Figura 3

Figura 5

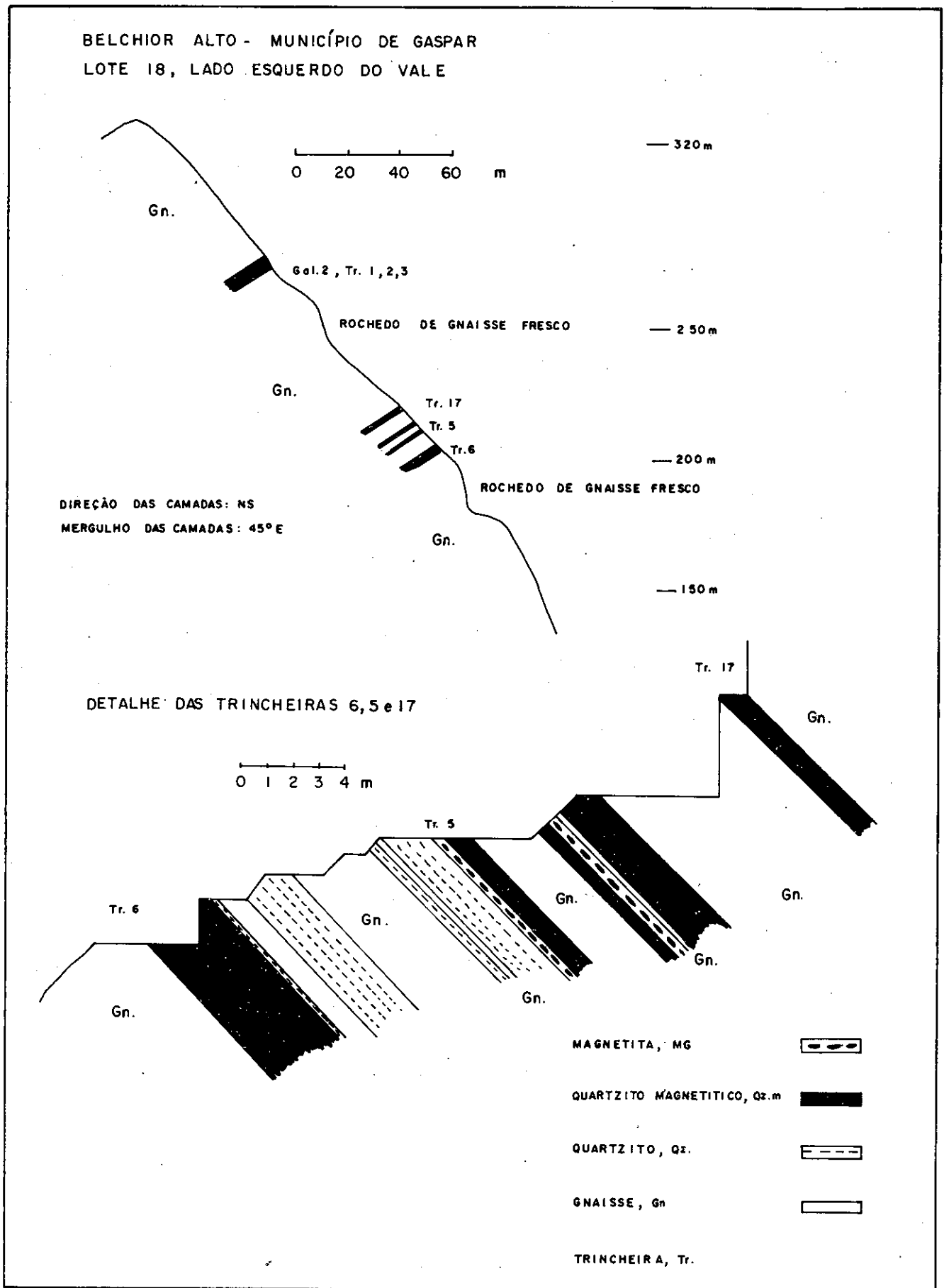
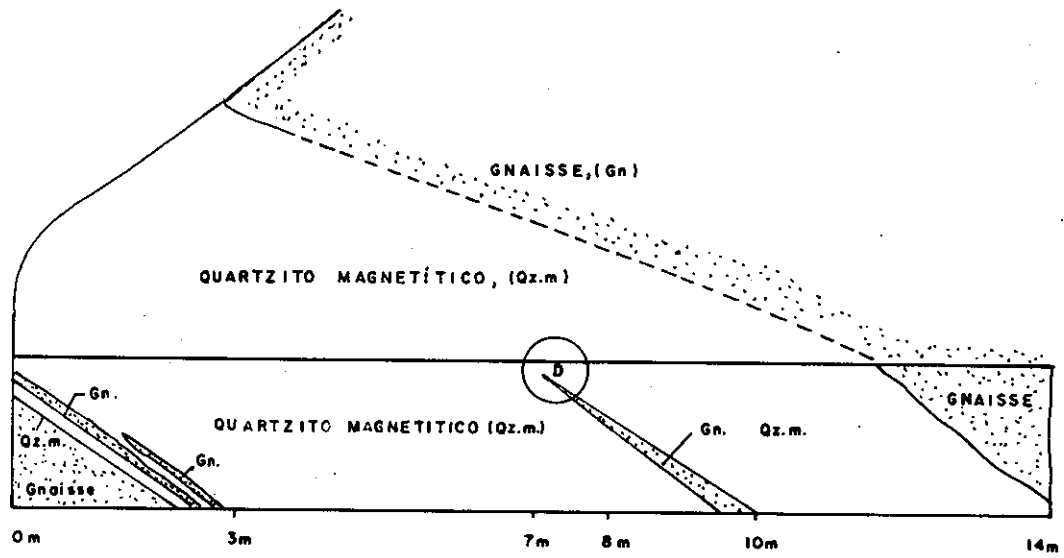


Figura 6

BELCHIOR ALTO - MUNICIPIO DE GASPAR
LOTE 18, LADO ESQUERDO DO VALE
GALERIA 2 NA TRINCHEIRA 2



DETALHE DO FIM DA LENTE DE GNAISSE EM 7m. D.

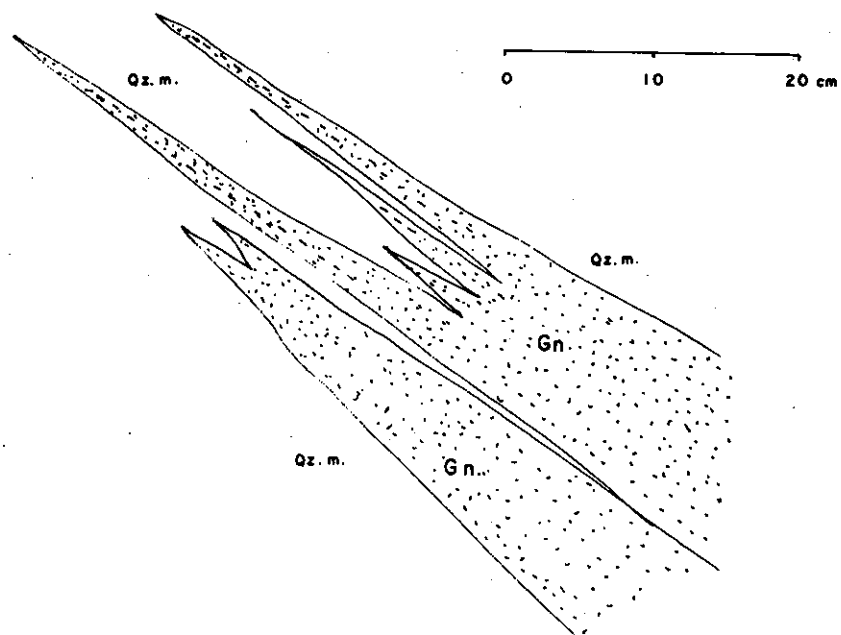
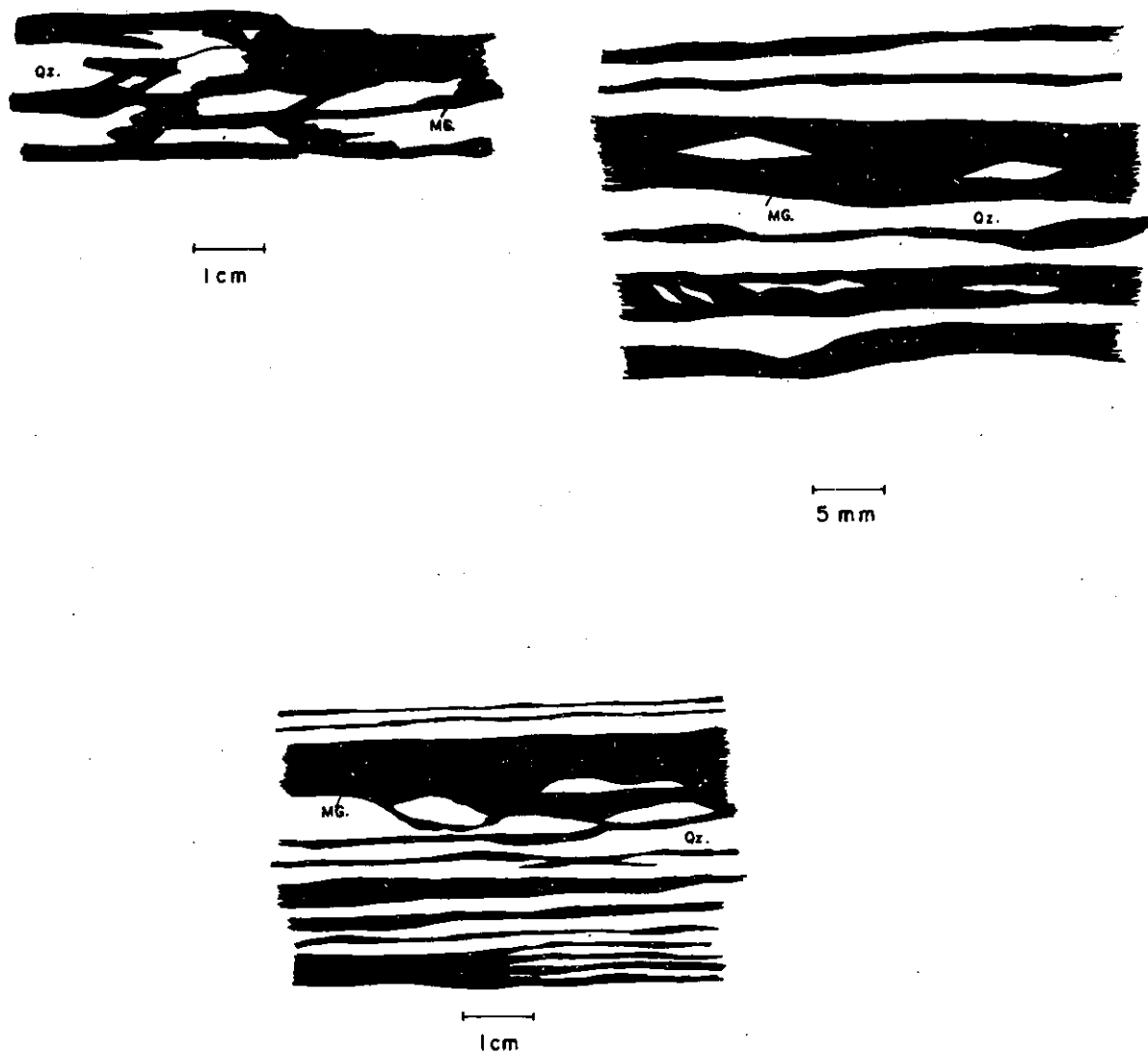


Figura 7



ALGUMAS ESTRUTURAS MACROSCÓPICAS DE
QUARTZITO MAGNETÍCO

MAGNETÍTA - MG.

QUARTZO - Qz

tro. Minério altamente alterado libera esses grãos, formando um material solto de granulação grosseira.

Na região do Baú aflora um quartzito magnetítico de cor rosa. O quartzo é de cor rósea, e no lugar da magnetita ocorre hematita. O traço do minério é vermelho e ele não é magnético.

O quartzito magnetítico é composto principalmente pela magnetita preta e opaca e quartzo incolor, que ocorrem em porcentagem variável. Sempre está presente, em quantidades apreciáveis, um piroxênio quase incolor. Granada vermelha ocorre em muitas lâminas em quantidades variáveis.

A magnetita, o quartzo e o piroxênio estão agrupados em lâminas, que ao microscópio constituem uma xistosidade. A granada ocorre em grãos isolados, mas, quando presentes em grande quantidade, agrupam-se em ninhos.

A magnetita forma camadas contínuas de 0,5 mm a 2 mm de espessura, onde não se distinguem cristais individuais.

O quartzo, em parte, fortemente quebrado e recristalizado, forma uma massa fundamental de grãos pequenos de 0,06 mm a 0,2 mm de diâmetro. Nela encontram-se relictos grandes de 0,7 mm a 2,2 mm de diâmetro, que estão alongados conforme a xistosidade, mostrando extinção em setores ou extinção ondulante. Certas lâminas mostram somente os cristais grandes, entre 0,4 mm e 2,0 mm de diâmetro, e outras, quartzo esmagado de 0,02 mm a 0,05 mm de diâmetro, com poucos relictos.

O piroxênio quase incolor mostra um pleocroísmo muito leve, de esverdeado para rosa. É biaxial negativo e mostra ângulos de extinção entre 1° e 30°. Exibe índice de refração maior do que o do quartzo. Geralmente é agrupado em camadas e menos comumente mostra porfiroblastos na massa fundamental de magnetita e quartzo. Seu tamanho atinge 0,2 mm a 0,5 mm de diâmetro, quando os grãos são agrupados, e 0,6 mm a 2,0 mm de diâmetro, quando em porfiroblastos. Numa lâmina examinada, as bordas e fraturas do piroxênio mostravam-se alteradas em pequenas escamas de alta birrefringência. Em outras lâminas tal aspecto não foi notado.

A granada, cor-de-rosa e isótropa, ocorre em quantidade variada em grãos isoaxiais de 0,1 mm a 0,6 mm de diâmetro. Mostra alto-relevo e índice de refração maior que o do quartzo. Às vezes, os grãos são muito fendilhados.

Apatita incolor é observada em algumas lâminas, sob forma de acessório, com 0,6 mm de diâmetro. Mostra alto-relevo e índice de refração mais alto que o do quartzo.

ROCHAS ULTRABÁSICAS

Em todos os locais pesquisados por trincheiras e galerias encontramos uma rocha verde, ultrabásica, pesada, maciça, de granulação fina ou grosseira. Geralmente é alterada, mas foram encontradas partes frescas e duras. Sua foliação, principalmente na rocha alterada, às vezes, é observada. A cor varia de verde-claro a verde-escuro. Quando contém muita magnetita esta cor muda para cinza e até preta e, neste caso, às vezes é confundida pelos moradores da região com o quartzito magnetítico. Com o aumento do teor de magnetita, aumenta o peso da rocha. Localmente, observam-se cristais de granada vermelha e, às vezes, de pirita. A potência dos corpos de rocha ultrabásica é muito variável, desde decímetros até 17 metros no local chamado Fortaleza. Localmente, a rocha ocorre em pequenas lentes dentro do gnaiss e dentro do quartzito magnetítico. Trata-se de intrusões *lit-par-lit*. Essas lentes têm tamanho de alguns centímetros até alguns metros. Nas rochas de granulação mais grossa se pode observar com lupa de bolso: olivina, biotita, piroxênio, granada, pirita e magnetita. Se o teor dessa última é alto, a rocha é magnética.

QUARTZITO

O quartzito, de pequena expressão, tem aspecto textural e estrutural igual ao do quartzito magnetítico, com a única diferença de não conter magnetita a não ser como acessório. É de cor clara. Contém muitas vezes granada e pirita.

Quando alterado, mostra xistosidade fina e deslaca-se em camadas finas. Muda para cores de ferrugem quando contém mínimas quantidades de magnetita. Constitui lentes e camadas irregulares, intercaladas nos gnaisses e quartzitos magnetíticos.

NOTA SOBRE O CONGLOMERADO DO GRUPO ITAJAÍ

Em nossos serviços de pesquisa observamos arenitos e conglomerados do Grupo Itajaí na região de Rio Baú, a Sudeste do Morro do Baú, no Município de Itajaí, onde ocupa grande área do município. Salienta-se o Morro do Baú de 740 m de altura com sua característica morfológica de meseta ou tabuleiro. A escarpa da parte mais alta do morro é formada pelo conglomerado e o sopé, de formas suaves, pelo arenito. O platô e o contato arenito-conglomerado são inclinados, mostrando possível movimento concomitante ou posterior à sedimentação e compactação. O terreno formado pelos arenitos mostra morfologia suave de colinas arredondadas. O contato arenito-conglomerado no Morro do Baú acha-se mais ou menos a 480 metros de altura. Conforme a literatura (Carvalho & Pinto, 1938), as camadas mergulham geralmente para o Sul, mas são observados localmente também mergulhos para o Norte. Os mesmos autores mencionados citam também que o contato entre o Grupo Itajaí e o embasamento mais antigo se encontra no nível de 100 m acima do mar. As nossas trincheiras de pesquisa mostram esse contato variando entre 170 m e 190 m em curta distância e parece que a superfície de erosão do arqueano é bem irregular.

Os serviços de pesquisa revelaram praticamente apenas o conglomerado duro e de cor esverdeada, com muitos seixos rolados de quartzito magnetítico vermelho, típico dos afloramentos desta rocha na região do Baú. Outros seixos comuns são os de quartzito, quartzo e quartzito magnetítico preto. Na matriz aparece muita magnetita em grãos pequenos. O conglomerado é polimicto e contém ainda seixos de outras rochas. Os seixos variam de 5 mm a 20 cm de diâmetro. O conglomerado do Morro do Baú é bem mais grosseiro. O arenito encontrado, bem pouco, é duro, de granulação fina e de cor vermelho-lilás.

A discordância entre o embasamento cristalino e o Grupo Itajaí nessa região do Baú é grande e é mostrada na Figura 8, sendo visível em todas as trincheiras de pesquisa executadas. As camadas de gnaiss e de quartzito magnetítico são fortemente inclinadas ou em posição vertical.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO MINÉRIO

Foram executadas 109 análises químicas completas e 34 análises químicas parciais do minério. Na Tabela 1, alguns resultados analíticos são reproduzidos. Observa-se que, em geral, o quartzito magnetítico tem teores em ferro entre 30% e 45% e a magnetita, entre 60% e 70%. Não existem valores entre 0% e 30% e 45% e 60%.

A presença de MgO em menor ou maior quantidade e também de Al_2O_3 é constante e ligada à menor ou maior presença dos silicatos, tais como granada e piroxênio.

CaO com teor de alguns por centos somente foi constatado em sete amostras da região do Baú e do Belchior. Em geral, ocorre com 0,2% a 0,5% ou é ausente.

O teor em Mn é baixo, geralmente menor do que 0,5%. Mas ele pode subir em algumas amostras, atingindo, numa galeria do Vale do Belchior, até 8%. Nesses casos observa-se a olho nu óxido de manganês, derivado da decomposição da granada.

O teor em P é baixo em geral, mas chega em algumas amostras a atingir 0,14%, o que inibe o uso de tal material em siderurgia.

TiO_2 mostra teores de 0,10% a 0,20% e somente foi encontrado com teores mais altos (2%) em três amostras da região de Arapongas e numa de Benjamin Constant, com 6%.

Em amostras de Benjamin Constant, Ribeirão Mulde, Rio Benedito e Arapongas as análises de magnetita indicam a existência de um elemento que não foi determinado, pois que não fecham com cerca de 100%. O aspecto dessa magnetita é

Tabela I

Composição química de minério de ferro da região da Bacia do Rio Itajaí, Santa Catarina

Número da amostra	Local	Município	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	CaO	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	Total	Fe (1)	Fe (2)	Fe (3)
329 a	Baú	Itajaí	14,48	38,01	1,27	39,80	0,21	3,42	0,58	0,02	0,11	0,04	97,94	37,83	33,33	4,50
202 a	Belchior	Gaspar	14,57	41,23	0,51	39,56	2,05	0,66	0,22	0,95	0,11	0,02	99,88	40,14	38,85	1,29
257 a	Belchior	Gaspar	12,91	36,43	10,85	24,11	6,02	5,44	3,19	0,20	0,14	0,03	99,32	35,50	31,47	4,03
258 a	Belchior	Gaspar	8,94	37,57	13,02	31,66	4,74	3,83	0,29	0,10	0,16	0,03	100,34	33,22	23,38	9,84
260 a	Belchior	Gaspar	9,34	39,50	7,43	31,58	3,30	7,86	0,84	0,15	0,09	0,04	100,13	34,88	25,35	9,53
318 a	Belchior	Gaspar	13,41	32,14	0,32	50,90	1,00	0,55	0,22	0,15	0,18	0,05	98,92	32,89	31,91	0,98
354 a	Belchior	Gaspar	15,48	36,48	0,28	43,71	1,34	1,71	0,29	0,20	0,11	0,04	99,64	37,53	34,95	2,58
298 a	Baú/Arraial	Itajaí	12,85	37,46	0,52	43,39	2,21	3,83	nd	nd	0,09	aus.	100,35	36,16	nd	nd
114 a	Belchior	Gaspar	19,26	51,75	0,76	24,09	2,17	2,31	nd	nd	0,06	0,03	100,50	46,25	nd	nd
113 a	Belchior	Gaspar	7,59	43,03	1,70	40,02	2,38	4,23	nd	nd	0,09	0,02	99,88	35,98	nd	nd
202 a	Belchior	Gaspar	14,59	41,98	0,50	38,76	1,71	2,42	nd	nd	0,09	0,03	100,23	40,67	nd	nd
269 a	Laranjeiras	Itajaí	13,59	73,11	5,26	3,52	1,84	1,85	nd	nd	0,16	0,04	100,24	60,97	nd	nd
274 a	Braço Baú	Itajaí	25,80	63,06	0,56	6,75	1,79	1,66	0,56	nd	0,12	0,05	100,50	64,10	nd	nd
252 a	Belchior	Gaspar	26,63	63,70	0,76	5,12	1,67	1,81	nd	nd	0,25	0,06	100,19	65,20	nd	nd
197 a	Belchior	Gaspar	16,65	81,16	0,39	1,19	0,83	aus.	nd	nd	0,06	0,03	100,38	69,67	nd	nd

(1) Ferro total
(2) Ferro solúvel
(3) Ferro insolúvel

diferente das outras ocorrências e seu teor de enxofre é mais alto (0,03% - 0,06%) do que aquele encontrado em geral na maioria das ocorrências (0,01% - 0,02%).

Observa-se que parte do ferro é ligada à granada e piroxênio e não é aproveitável porque durante a concentração é perdido no rejeito. Conforme a quantidade de granada e piroxênio na rocha, esta pode ter alguns por centos de ferro fixado nestes minerais.

Em algumas amostras de Belchior foram pesquisados Cu, Ni, Cr, W, V, Sb, K, Na e Co com resultados negativos abaixo de limite usual de detecção por métodos químicos não instrumentais.

ESTIMATIVA DE RESERVA

Os nossos trabalhos de pesquisa sugerem claramente a origem sedimentar do quartzito magnetítico de Santa Catarina, pois numa extensão de 4.000 km² foram encontrados numerosos afloramentos alinhados desta rocha ou acumulação de material de eluvião nas encostas dos morros. Em 46 locais foram abertas trincheiras e galerias que sempre encontraram uma ou mais camadas de quartzito magnetítico intercaladas nos gnaisses. No Vale do Belchior e na região do Baú foram concentrados os serviços de pesquisa para quantificar as ocorrências desta rocha mineralizada em ferro e estabelecer o comportamento geométrico das camadas. Pode-se afirmar que existem centenas de milhões de toneladas de quartzito magnetítico em toda a região, mas em camadas de potência relativamente discreta, variando entre 0,5 m e 16 m. Corpos maiores quase não existem.

A magnetita ocorre em pequenas lentes de algumas toneladas até algumas dezenas de toneladas. Somente em Canoas e em Benjamin Constant encontramos corpos de 1.000 toneladas medidas de magnetita que foram consumidas nos fornos elétricos da Eletro Aço Altona, em Blumenau. Na região de Joinville parecem existir corpos maiores, de algumas milhares de toneladas de magnetita, mas não foi possível pesquisá-los.

Em seguida, apresentamos uma tabela referente às reservas como elas se apresentaram quando os serviços de pesquisa foram paralisados. Trata-se de uma avaliação parcial das regiões de Belchior e Baú. Nos outros locais somente foi constatada a existência das camadas, não se quantificando reservas.

(t)

Local	Minério medido	Minério indicado	Minério inferido
Belchior	52.800	755.000	4.320.000
Baú	45.000	200.000	—

ENSAIOS DE CONCENTRAÇÃO

Foram feitos alguns ensaios simples de concentração magnética. Moemos a rocha até passar todo o material na peneira de 1 mm e passamos o ímã em cima do pó até a retirada de todo o material magnético. Obtivemos concentrados de mais do que 55% Fe. Observa-se que a liberação dos grãos de magnetita e de quartzo não é completa e que nos grãos maiores de magnetita ainda ocorrem escamas de quartzo, que entram para o concentrado. Para obter-se uma separação perfeita e um concentrado de alto teor, uma moagem mais fina é exigida. Um estudo petrográfico por meio de lâminas delgadas e ensaios de concentração no laboratório indicarão exatamente até que finura a rocha tem de ser moída para se obter perfeita liberação dos grãos de magnetita e de quartzo. Tal trabalho não foi por nós realizado, em vista da exigüidade das reservas.

No ano de 1943 (Noé & Wahle, 1945), o laboratório do DNPM no Rio de Janeiro fez alguns ensaios de concentração em amostras de quartzito magnetítico de Morro do Canivete, no Município de Joinville. Esses ensaios mostraram que a liberação completa é obtida com a moagem de 150 mesh (0,105 mm), mas que a moagem até 65 mesh (0,210 mm) era plenamente suficiente para obter-se concentrado de alto teor em Fe.

Os ensaios mostram que numa instalação industrial a moagem seria feita a 35 malhas (0,420 mm), para economizar custos de moagem, usando-se o separador magnético, em seguida. Os nossos estudos e os do DNPM mostraram que a moagem fina é necessária para se obter concentrados de alto teor em Fe e que estes concentrados são finos demais para fabricação de sinter. Isso significa que moagem secundária para produzir *pellet-feed* e *pellets* é necessária, se se pretender usar o material.

ASPECTOS ECONÔMICOS

Os serviços de pesquisa mostram a existência de numerosas camadas de quartzito magnetítico intercaladas paralelamente nos gnaisses regionais. Ambas as rochas são fortemente dobradas e falhadas, o que dificulta sobremaneira a pesquisa, tornando-a onerosa e com difícil interpretação dos resultados.

Restaria a tentativa de um levantamento aeromagnético e terrestre magnético para detectar corpos maiores que poderiam ser detalhados por sondagem rotativa.

A interpretação de um levantamento magnético deve ser suficientemente cuidadosa para distinguir e separar o quartzito magnetítico de intrusões básicas e ultrabásicas, como, por exemplo, diques de diabásio e corpos ultrabásicos.

O quartzito magnetítico é encontrado em grande tonelage, porém em corpos delgados.

Para seu aproveitamento o quartzito magnetítico deve ser finamente moído e concentrado por via magnética, obtendo-se um *pellet-feed* que demanda uma pelotização. A lavra somente poderia ser subterrânea e, pelo exposto, observa-se facilmente que ela não é viável ou muito dispendiosa pelos seguintes motivos:

- 1) numerosas camadas de pequena potência que não permitem uma lavra em grande escala;
- 2) forte dobramento e falhamento;
- 3) morfologia acidentada que encarece qualquer tipo de transporte.

Pelo exposto acima, lavra econômica inviável, necessidade de moagem para concentração e fabricação de *pellets*, verifica-se por que nossos serviços de pesquisa foram paralisados. Somente a descoberta de uma grande camada mudaria esse aspecto geral e, em nossa opinião, é muito pouco provável a existência desta camada.

Assessor de Geologia

S. A. Mineração da Trindade — Samitri

Av. Carandaí, 1.115, 13.º

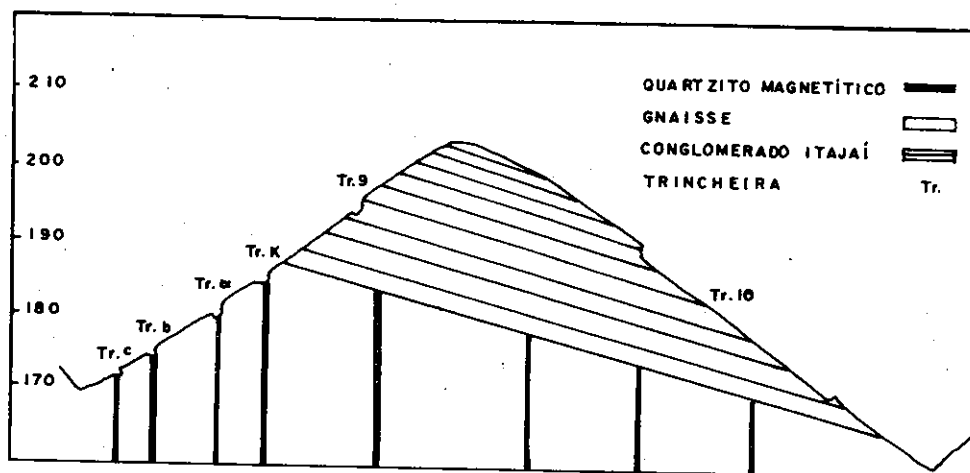
30000, Belo Horizonte, MG, Brasil

Bibliografia

- BARBOSA, O. — 1940 — Reservas de minério de ferro em Santa Catarina. Rio de Janeiro, Mineração e Metalurgia, vol. V, n.º 25, p. 21-24.
- CARVALHO, P. F. & PINTO, E. A. — 1938 — Reconhecimento geológico no Estado de Santa Catarina. Rio de Janeiro, SGM, DNPM, (Boletim n.º 92).
- ERICHSSEN, A. I. — 1925 — Nota preliminar sobre jazidas de ferro dos municípios de Joinville e São Francisco, Estado de Santa Catarina, Brasil. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Mineral do Brasil, p. 87-89 (Boletim n.º 13).
- HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. & ORLANDI, V. — 1979 — O Complexo Granulítico de Santa Catarina; descrição e implicações genéticas. São Leopoldo, Acta Geol. Leopoldensia, 6: 93-112.
- LEONARDOS, H. O. — 1937 — Ferro no Paraná. Rio de Janeiro, Boletim ano 26, n.º 7-9, p. 33-77.
- LEONARDOS, H. O. — 1938 — Ferro no Paraná. Rio de Janeiro, SFGM, DNPM (Boletim n.º 25).
- NOÉ, F. E. & WAHLE, S. C. — 1945 — Magnetita de Joinville, Santa Catarina, Brasil. Rio de Janeiro, Lab. Prod. Mineral, DNPM, p. 61-79 (Boletim n.º 15).

Figura 8

BAÚ - MUNICÍPIO DE ITAJAÍ
CORTE ESQUEMÁTICO DA JAZIDA 3, ESCALA 1:1000



GEOESTATÍSTICA EM JAZIDA DE BAUXITA: O CASO DE POÇOS DE CALDAS

J. C. DANZA ÉRRICO

RESUMO: Apresentam-se os conceitos básicos que afetam a gênese da bauxita no Planalto de Poços de Caldas, MG, relacionando-os com a análise variográfica de uma jazida da região, denominada Córrego do Meio II, de propriedade da Companhia Geral de Minas, subsidiária da Alcoa Alumínio S.A. para mineração. Enfatizam-se os benefícios de análise variográfica estrutural associada à geologia e mineração e aborda-se, sucintamente, a estimação geoestatística de reservas e conceitos de otimização do contorno final da lavra.

ABSTRACT: The basic concepts that affect the genesis of bauxite on the Poços de Caldas Plateau in Minas Gerais State, Brazil, are presented as related to the variographic analysis of a deposit in the region, named Córrego do Meio II, which belongs to Companhia Geral de Minas, a mining subsidiary of Alcoa Alumínio S.A. The benefits of structural variographic analysis associated with geology are mining are emphasized. Brief mention is made of geostatistical reserve estimation and ultimate pit design.

GEOLOGIA

O planalto de Poços de Caldas, situado ao Sul do Estado de Minas Gerais, constitui maciço alcalino de 800 km², com forma aproximadamente circular, cujo diâmetro varia entre 30 e 33 km. A bauxita nesta área é formada, basicamente, por dois ou mais ciclos de bauxitização, sendo que o último deles, provavelmente, se estenda até os nossos dias, dadas as condições favoráveis até hoje presentes.

Os principais fatores que condicionam a gênese da bauxita em Poços de Caldas podem ser relacionados como segue-se:

— Baixa relação SiO₂/Al₂O₃ das rochas alcalinas (da ordem de 2,6, ao passo que este número atinge 3,8 para rochas graníticas).

— Inclinação acentuada dos taludes que, através de percolação de água, associada a pH entre 6 e 9 (faixa esta onde a sílica é sensivelmente solúvel e a alumina, ao contrário, praticamente insolúvel), possibilita a efetiva remoção de sílica, permanecendo resíduo rico em alumina.

— Alta precipitação pluviométrica, em torno de 1.700 mm/ano, e temperatura média de 17°C, etc. Estas condições locais permitem profunda intemperização com formação direta de bauxita. Acresce, ainda, que o rejuvenescimento da rede de drenagem facilita a intemperização, proporcionando um novo ciclo de bauxitização.

ANÁLISE DOS DADOS

No beneficiamento de bauxita, para produção da alumina (óxido de alumina), o processo geral, depois de cominuição (britagem e moagem), consiste no ataque da alumina presente, por soda cáustica em solução aquosa, formando o aluminato de sódio, em condições de temperatura e pressão adequadas. Esta reação é reversível, através do resfriamento da solução, precipitando o hidrato (alumina hidratada), que depois de calcinado fornece o Al₂O₃ para fins comerciais ou metalúrgicos. Este processo é conhecido como processo Bayer de Refino (patenteado por Karl Joseph Bayer em 1887). Em face do exposto, verifica-se a importância das seguintes variáveis: teor em alumina aproveitável (A-Al₂O₃), isto é, o teor de alumina presente na bauxita passível de ser extraída pela soda cáustica no processo de Refino, representada na bauxita pelos óxidos hidratados de Al (gibbsita, boehmita, etc.); teor em sílica reativa (R-SiO₂), isto é, a fração em SiO₂ que se combina com a soda, consumindo-a sem nada produzir, representada pelos argilominerais; e as impurezas, constituídas de diversos óxidos, tais como F₂O₃, TiO₂, etc.

Na pesquisa, a cada metro perfurado, analisa-se A-Al₂O₃ e R-SiO₂; estes dados são sistematizados e introduzidos juntamente com dados topográficos em banco de dados, gerando um arquivo de sondagem, que será empregado em todas as atividades posteriores (geoestatística, cálculo de reservas, planejamento, etc.). Como recursos computacionais, o Departamento de Mineração da Companhia Geral de Minas, subsidiária da Alcoa Alumínio S.A., emprega um terminal IBM-3278 com recursos gráficos, uma impressora IBM-3297-2C, tipo *matrix printer* que pode funcionar como *plotter*. Dispõe ainda de recursos de *data entry* (vídeo 370), programação em linguagem APL (linguagem de alto nível, extremamente versátil), acesso a arquivos através de processadores VSAM (*virtual storage access method*) ou QSAM (*qued storage access method*) sob sistema operacional TSO (*time sharing option*). Todas as aplicações são desenvolvidas pelo próprio Departamento de Mineração.

Para elaboração deste trabalho, foi escolhida área denominada Córrego do Meio II, de 60,45 ha, localizada na borda Norte do planalto de Poços de Caldas, em fase de aprovação do relatório de pesquisa. Inicialmente, procedeu-se à análise estatística dos dados de sondagem (médias, variâncias, análise de correlação, histogramas), para diversos cortes, objetivando estabelecer *continuidade* do corpo geológico. Os cortes em teor considerados para este estudo foram 30% em A-Al₂O₃ e 8% em R-SiO₂, os histogramas obtidos estão representados nas Figuras 1 e 2, onde se verifica que o comportamento da distribuição, principalmente de R-SiO₂, é tipicamente log-normal. Para a área em questão, os seguintes momentos estatísticos foram calculados:

	Média	Variância
A-Al ₂ O ₃	46.21	34.44
R-SiO ₂	2.87	4.39

Figura 1

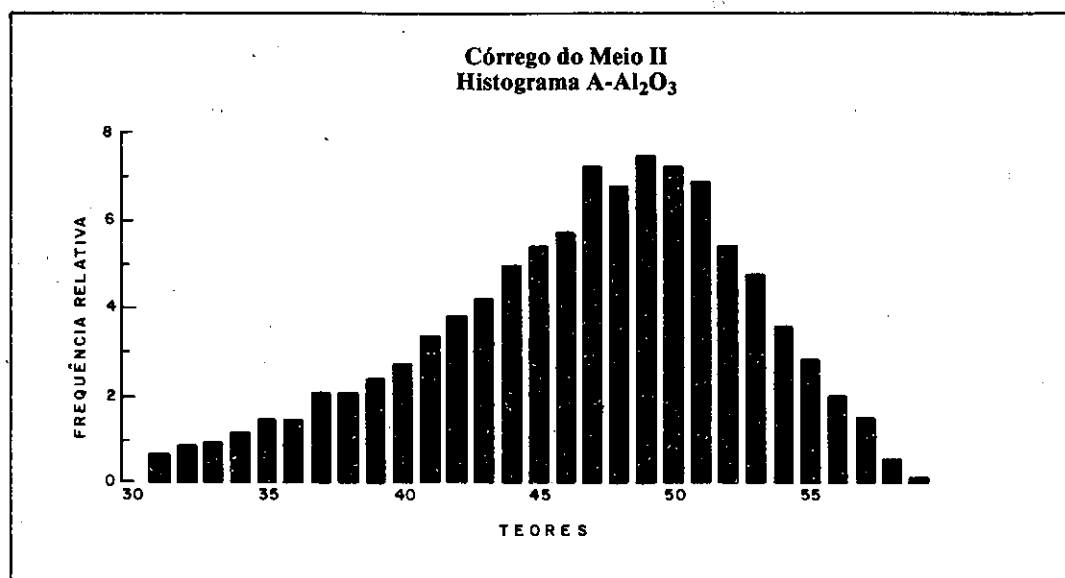
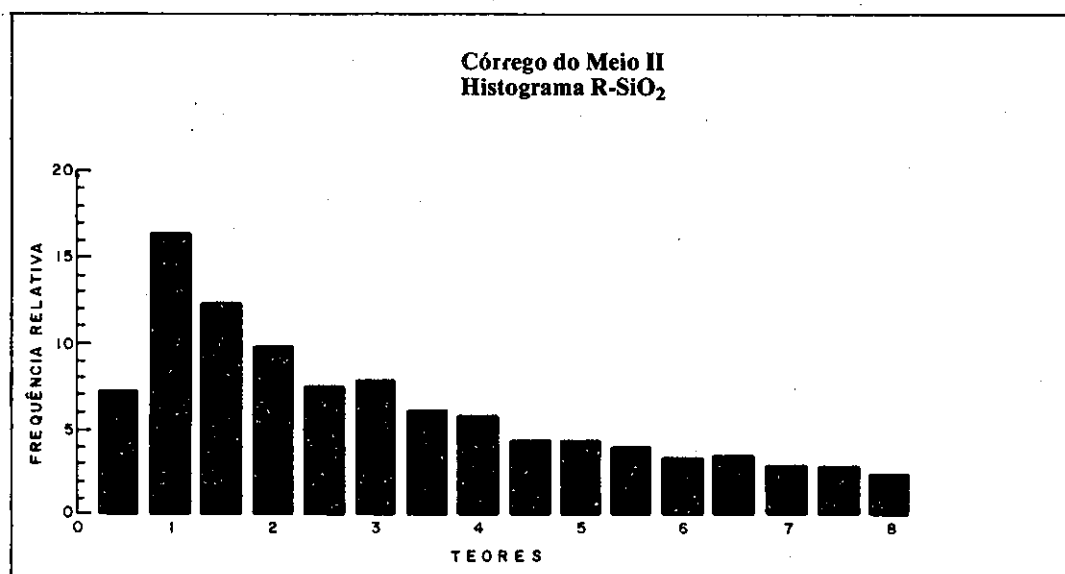


Figura 2



ANÁLISE VARIOGRÁFICA

As variáveis associadas a ciências da Terra apresentam um caráter particular que as diferencia, por exemplo, daquelas estudadas pela Estatística Clássica ou Bernouilliana. Sabe-se que o teor medido em determinado ponto de uma jazida, e localizado espacialmente em relação a esta, não varia aleatoriamente, mas possui um *volume de influência* (segundo o conceito clássico), para além do qual as amostras seriam *independentes*. As variáveis que dispõem deste comportamento são ditas *variáveis regionalizadas* e são tratadas pela *geoestatística*, ciência recente, de extraordinário desenvolvimento nos últimos anos.

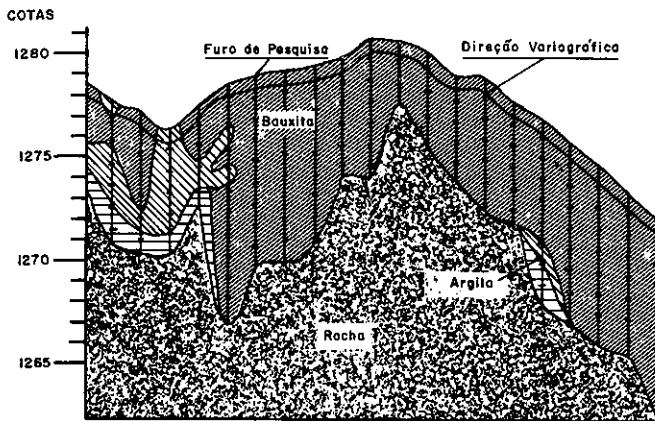
A ferramenta básica da geoestatística é o *variograma*. Na verdade, trata-se de uma função de autocorrelação, que reflete tanto a *aleatoriedade* (isto é, as variações imprevisíveis de um ponto a outro) como o aspecto *estruturado* do fenômeno mineralizado subjacente. É com base na função variograma que as estimacões são realizadas, sendo possível afetá-las de um erro, o que difere a geoestatística de outros métodos de estimacão, pois, nestes últimos, não é possível quantificar erros e minimizá-los. Por outro lado, o comportamento variográfico de determinada variável regionalizada é um importante revela-

dor da estrutura mineralizada, como veremos a seguir. Observa-se que não é interesse deste trabalho detalhar o embasamento teórico que suporta a geoestatística, mas apresentar somente os conceitos básicos, mostrando os resultados obtidos.

Como se referiu anteriormente, a gênese da bauxita é sensivelmente controlada pela topografia; assim, a análise variográfica deve levar este aspecto em consideração. Desta forma, as direções variográficas preferenciais para elaboração dos variogramas experimentais foram dispostas segundo este conceito. Tal procedimento leva à regularização por *classes de distância*, pois a distância entre amostras varia com a topografia. A Figura 3 ilustra este processo.

A malha de sondagem adotada é de 25x25 m, mas, para efeito de melhor ajuste variográfico, implantou-se *cruz geoestatística* em três áreas distintas, com espaçamento entre furos de 5 em 5 metros e direções NS, EW, NE e NW, em cada uma das áreas referidas. Após, efetuou-se a composição destes variogramas com os obtidos na malha de 25x25 m. Observa-se, ainda, a necessidade de quantificar a deriva linear, de forma a garantir a estacionariedade, caso exista, do fenômeno mineralizado, e garantir que a média dos valores utilizados na confecção do variograma tenha significado estatístico.

Figura 3



Obtidos os variogramas e verificadas as hipóteses acima descritas, procede-se o ajuste do modelo experimental ao modelo teórico. No caso em pauta, o modelo que melhor se adaptou foi o esférico de Matheron, cuja equação é:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[\frac{3}{2} \frac{h}{a} - \frac{1}{2} \frac{h^3}{a^3} \right] \text{ para } h \leq a$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \text{ para } h \geq a$$

onde: a = amplitude variográfica

C₀ = efeito de pepita

C₀ + C₁ = variância a priori.

Observa-se, ainda, que no ajuste variográfico, para A-Al₂O₃, por exemplo, o variograma teórico apresentou três estruturas distintas, cada uma delas com um modelo esférico, que, quando somadas, reproduzem o modelo variográfico experimental obtido.

O modelo variográfico tridimensional ajustado forneceu parâmetros tais como apresentados na Tabela 1.

Tabela 1
Alumina Aproveitável
Modelo Variográfico Tridimensional

$$\gamma(h) = C_0 + \sum_{i=1}^3 C_i \left[\frac{3}{2} \frac{(h-h_i)}{(a_i-h_i)} - \frac{1}{2} \frac{(h-h_i)^3}{(a_i-h_i)^3} \right]$$

para h-h_i > φ ; e (h-h_i) ≤ a_i;

quando (h-h_i) ≤ φ , faz-se (h-h_i) = φ

$$\gamma(h) = C_0 + \sum_{i=1}^3 C_i$$

para (h-h_i) ≥ a_i

com i = 1,2,3 (1.ª, 2.ª e 3.ª estruturas)

Equação Geral
(Modelo Esférico)

Parâmetros Variográficos

Efeito de Pepita: 7 (% A-Al₂O₃)²

Direção Variográfica	1.ª Estrutura			2.ª Estrutura			3.ª Estrutura		
	a ₁	C ₁	h ₁	a ₂	C ₂	h ₂	a ₃	C ₃	h ₃
Norte	25.0	18.5	0.0	62.5	5.5	40.0	125.0	3.4	85.0
Leste	32.5	18.5	0.0	112.5	5.5	65.0	200.0	3.4	150.0
Vertical	5.0	18.5	0.0	7.2	5.5	5.0	11.0	3.4	8.2

Unidades a_i = (m); C_i = (% A-Al₂O₃)²; h_i = (m)

As Figuras 4, 5 e 6 representam o modelo experimental para A-Al₂O₃ nas direções NS, EW e vertical e o modelo teórico, plotados no mesmo gráfico, para comparação.

Na Figura 7, apresenta-se como ilustração um gráfico de deriva linear, de forma a verificar-se estacionariedade.

Figura 4

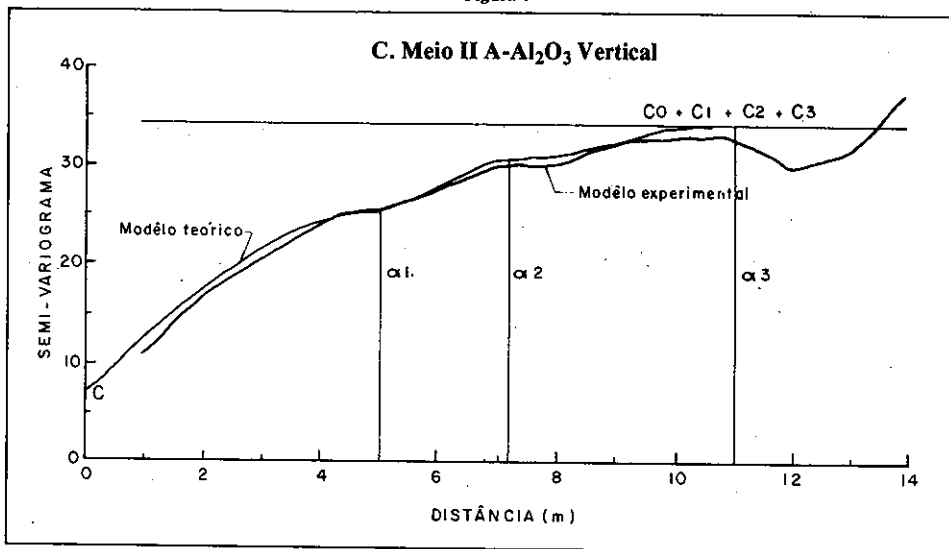


Figura 5

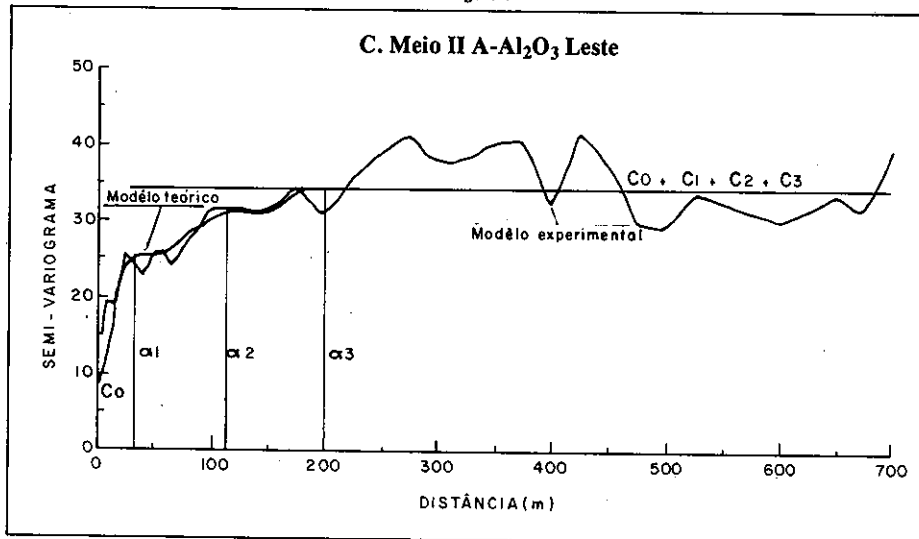


Figura 6

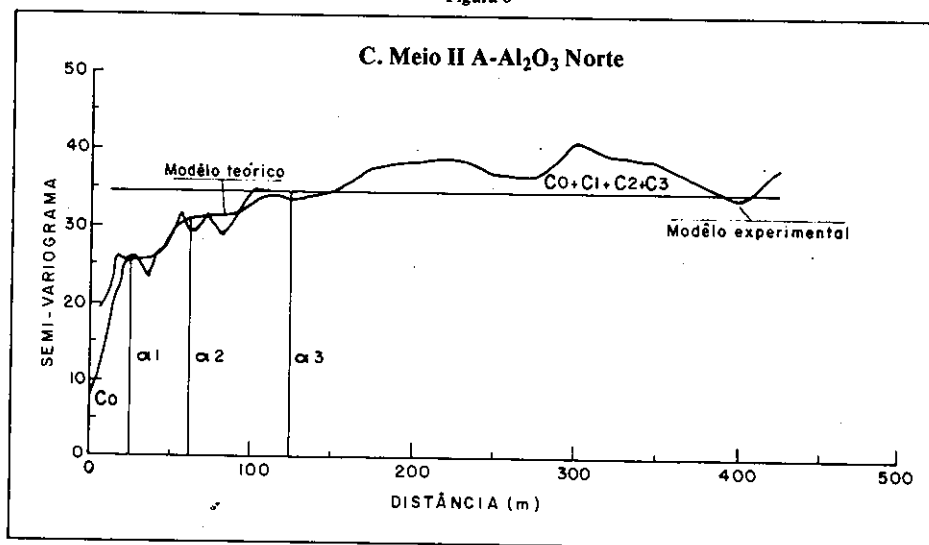
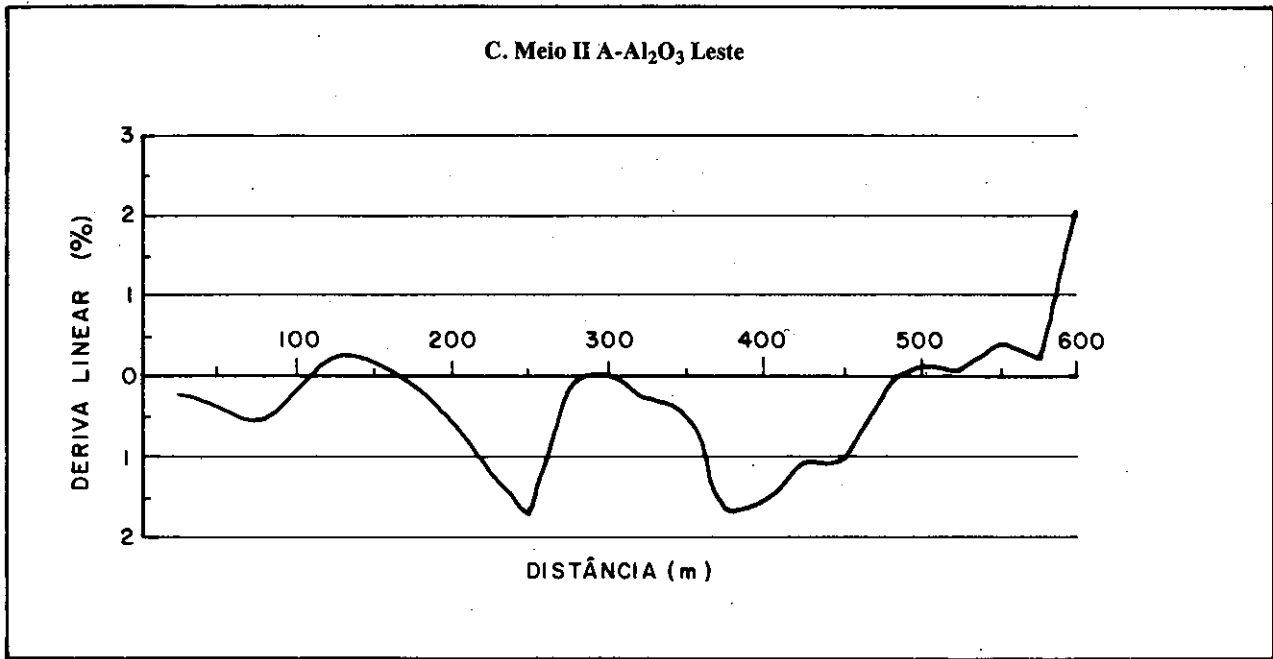


Figura 7



O mesmo procedimento para R-SiO₂ leva aos parâmetros indicados na Tabela 2.

Tabela 2
Sílica Reativa
Modelo Variográfico Tridimensional

Equação Geral
(Modelo Esférico)

$$\gamma(h) = C_0 + \sum_{i=1}^3 C_i \left[\frac{3}{2} \cdot \frac{h}{a_i} - \frac{1}{2} \cdot \frac{h^3}{a_i^3} \right] + C_{N,V} \left[\frac{3}{2} \frac{\rho}{a} - \frac{1}{2} \frac{\rho^3}{a^3} \right]$$

para $h \leq a_i$ e $\rho < a$ e,

$$\gamma(h) = C_0 + \sum_{i=1}^3 C_i + C_{n,v}$$

para $h > a_i$ e $\rho > a$

com $i = 1, 2, 3$ (1.^a, 2.^a e 3.^a estruturas) e;

ρ , distância função das direções norte e vertical

Parâmetros Variográficos

Efeito de Pepita: 0.8 (% R-SiO₂)²

Direção Variográfica	1. ^a Estrutura		2. ^a Estrutura		3. ^a Estrutura		Estrutura Anisotrópica	
	a ₁	C ₁	a ₂	C ₂	a ₃	C ₃	a	C _{n,v}
Norte	15	0.8	40	0.9	140	0.8	160	1.09
Leste	15	0.8	40	0.9	140	0.8	—	—
Vertical	4	0.8	6	0.9	8	0.8	11	1.09

Unidades (a_i e a) = metros (m); C_i, C₀ e C_{n,v} = (% R-SiO₂)²

Nas Figuras 8, 9 e 10, representam-se os variogramas experimentais comparados com os respectivos modelos teóricos ajustados, e a Figura 11 mostra a deriva linear, em acordo com o padrão de estacionariedade desejado.

Figura 8

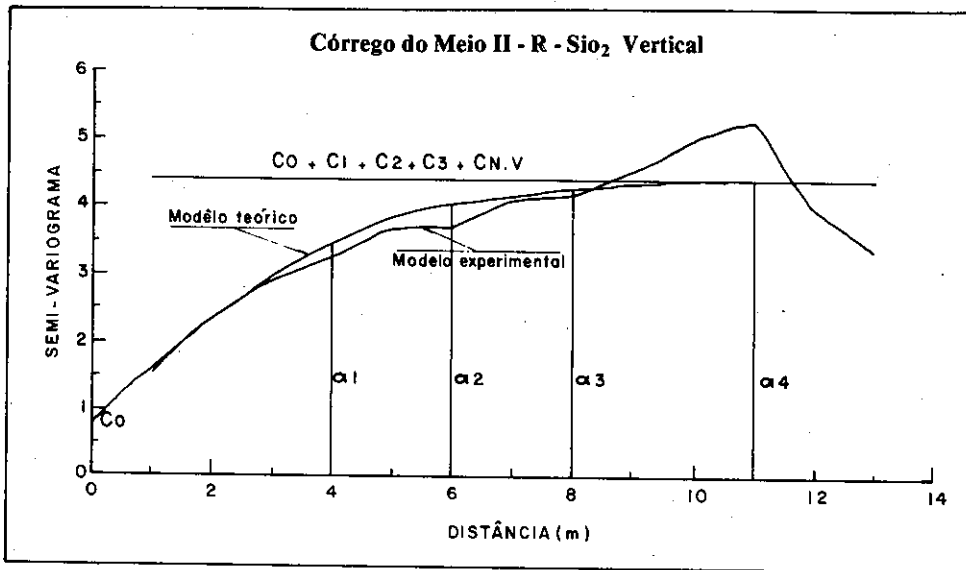


Figura 9

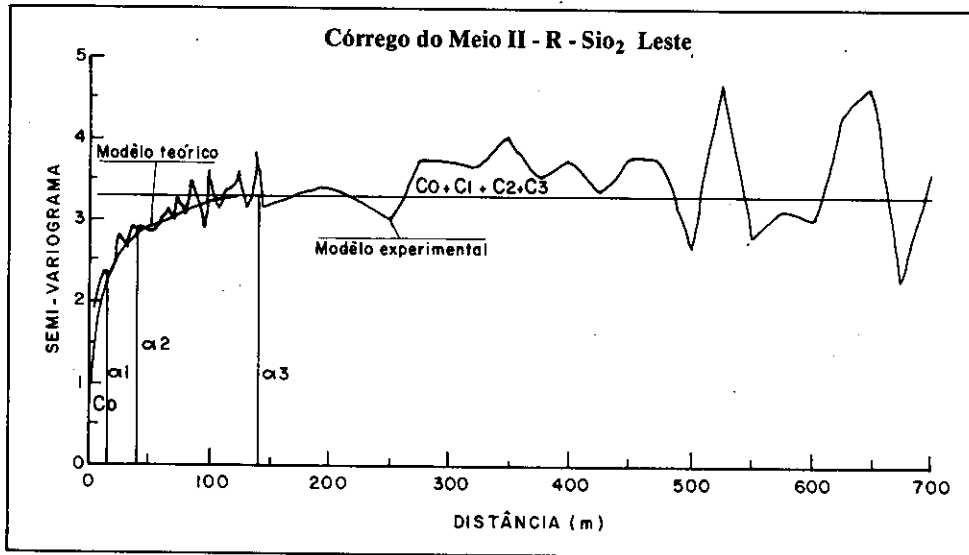


Figura 10

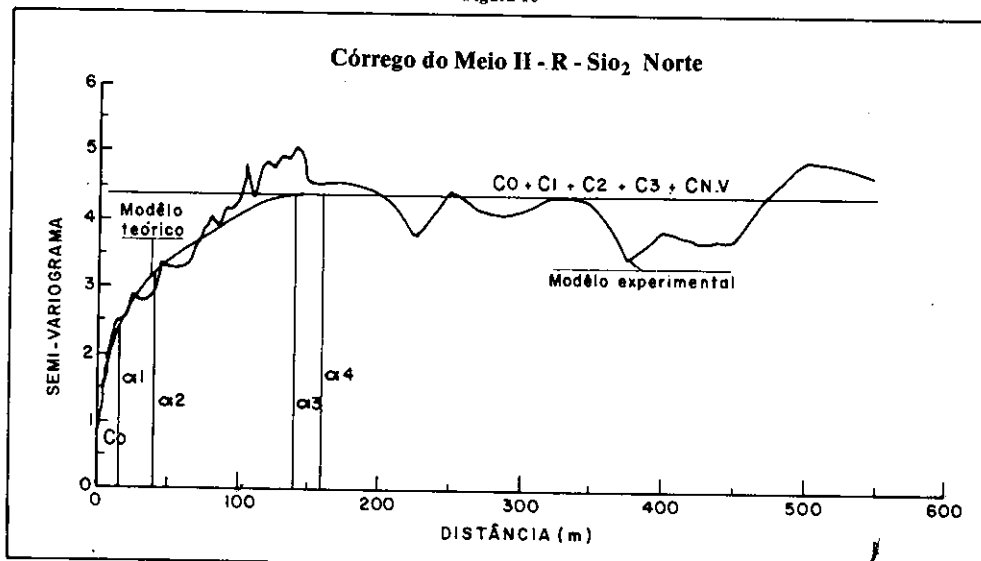
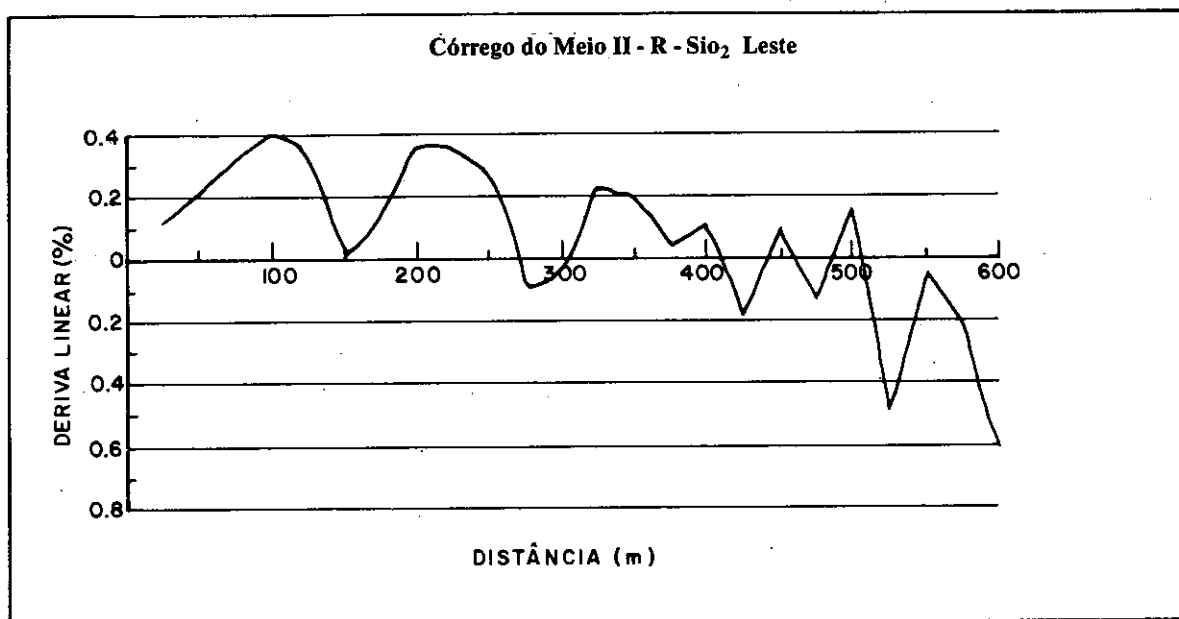


Figura 11



Em face do comportamento variográfico para $A-Al_2O_3$, verifica-se a existência de *estruturas embricadas*, isto é, três patamares distintos, cada um para a sua respectiva estrutura. Este comportamento ocorre em todas as direções estudadas e indica a presença de microestruturas no interior de macroestruturas. Sugere-se, como interpretação, que este *andamento* variográfico está provavelmente relacionado com os vários *ciclos de bauxitização* encontrados na área em questão e/ou presença de veios ou camadas de argila cortando a bauxita como verificado no campo.

Nota-se que os variogramas de $A-Al_2O_3$ demonstram anisotropia geométrica; observando-se que a direção de máxima amplitude é perpendicular ao sentido preferencial de drenagem naquele local, isto é, do Norte para o Sul, fato este em coerência com a geologia da região. A direção de menor amplitude variográfica, como era de se esperar, coincide com o vertical; experimentalmente constata-se, durante a lavra, a variabilidade acentuada neste sentido.

Quanto à sílica reativa, ressalta-se que esta sofreu um processo de solubilização acentuado, associado a condições de pH, como já se referiu. Portanto, os variogramas de $R-SiO_2$ deveriam apresentar-se *sem patamares intermediários*, como verificou-se. Entretanto, a presença de três estruturas gerando variogramas que, se somados, descrevem o comportamento experimental também neste caso ocorre, como era de se esperar. Observa-se ainda a existência de anisotropia zonal, associada às direções de maior variabilidade espacial, que coincidem com as direções de drenagem (NS e vertical), o que vem comprovar, como se salientou pela geologia da região, o controle da mineralização em bauxita, pela topografia.

Enfatiza-se, portanto, que a *função variograma* é um importante revelador de estruturas e deve ser coerente e refletir a geologia da região estudada.

ESTIMAÇÃO DE RESERVAS E PROJETO DE PIT OTIMIZADO

Além das informações que a análise variográfica pode fornecer, permite conhecer as direções de variabilidade da área mineralizada, facultando o planejamento da lavra, de forma a se tirar partido favoravelmente das anisotropias verificadas. Também o modelamento matemático (ajuste) dos semivariogramas possibilita uma série de aplicações posteriores. Assim, com o auxílio do *operador de krigagem*, torna-se possível a estimação de variáveis regionalizadas (por exemplo: teores, tonelagem, etc.), não enviesada e de variância mínima,

que o difere dos chamados *métodos clássicos de estimação de reservas* (por exemplo: método dos polígonos de influência), como já se referiu.

A geoestatística permite comparar processos de reconhecimento diferentes, adotando-se aquele que fornece o menor erro; possibilita calcular, por exemplo, a dispersão dos teores no interior de uma unidade de produção, etc. Portanto, torna-se viável a estimação das reservas de determinado depósito mineral afetadas de erro mínimo, o que é, sem dúvida, um grande benefício, sobretudo para a estimação dos riscos do investimento.

Observa-se que a aplicação de linguagem APL, dada as suas características especiais (por exemplo: versatilidade, uso de matrizes e vetores como parte integrante da linguagem, etc.), faculta a elaboração de aplicações geoestatísticas, sobretudo na estimação geoestatística de reservas.

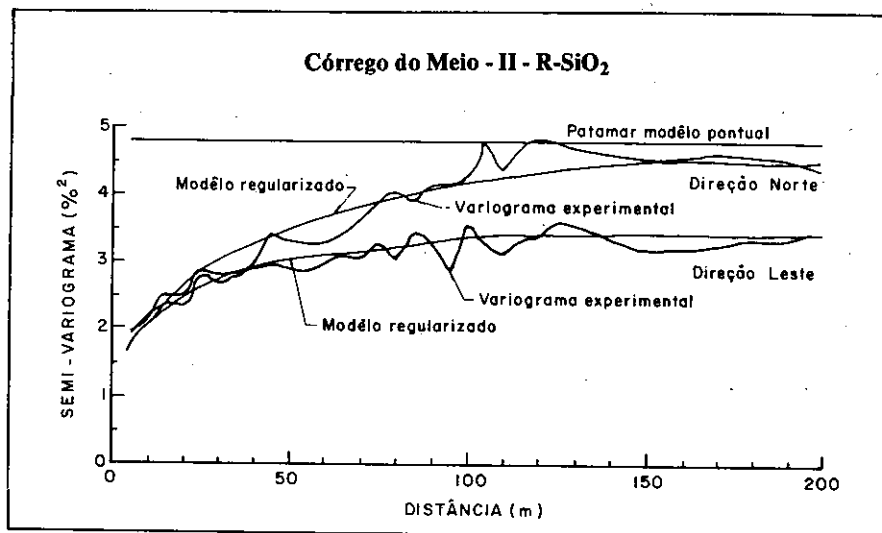
Observa-se ainda que a utilização de uma função-benefício econômica, associada aos blocos krigados e através de algoritmos especializados (por exemplo: Lerchs e Grossman), torna possível o estabelecimento do contorno ótimo da lavra (*Ultimate Pit*) que conduz à maximização desta função-objetivo. Este procedimento é, como pode-se verificar, de grande importância tanto para o planejamento mineiro como para o projeto total.

REGULARIZAÇÃO DE SUPORTES

Para estimação geoestatística e krigagem, os modelos variográficos devem ser regularizados, isto é, os modelos ajustados, definidos em determinado suporte (volume amostral) devem ser transformados, mediante processo específico, em modelo variográfico pontual, a utilizar-se nos cálculos subsequentes. Tal procedimento, denominado regularização de suportes, é muito útil, pois permite o uso de diversos tipos de informação (por exemplo: sondagem, trincheiras, etc.) na obtenção do modelo variográfico final, através da regularização dos respectivos suportes. Uma vez calculado, o modelo regularizado deve ser tal que, ao transformá-lo do suporte pontual para o de origem (por exemplo: canaletas, etc.), deve ajustar-se aos pontos do variograma experimental obtido naquele volume amostral.

A título de ilustração, apresenta-se na Figura 12 o resultado da transformação acima referida, para a variável sílica reativa ($R-SiO_2$). Este procedimento, especificamente denominado *desconvolução de suportes*, tem a finalidade de testar a regularização efetuada.

Figura 12



KRIGAGEM

O passo subsequente consiste na estimação das reservas *in situ*, através da krigagem. Na verdade, deseja-se calcular qual deva ser o valor dos ponderadores (pesos) a atribuir ao valor de cada uma das amostras (informação presente) na estimação de, por exemplo, *teor* (ou qualquer outra variável regionalizada) em determinada unidade mineira (por exemplo: blocos de minério, painéis de lavra, etc.), de forma que a estimação seja *não enviesada*, isto é, isenta de erros sistemáticos e de *variância mínima*. Em face destas propriedades, o operador de krigagem é dito B.L.U.E. (*best linear unbiased estimator*), o que se prova matematicamente.

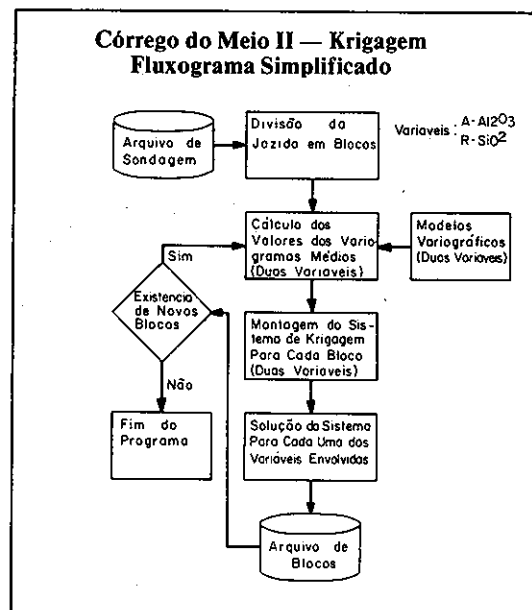
A unidade mineira que acima se referiu, neste ponto denominada *bloco tecnológico*, deve compatibilizar o porte dos equipamentos, método de lavra previsto, etc. com as anisotropias verificadas na análise variográfica, função da gênese da jazida em questão, de forma a tirar partido *favoravelmente* da constituição da própria mineralização, com benefícios evidentes.

O sistema de krigagem é um sistema de equações lineares, cujos parâmetros são fornecidos pelas equações dos modelos variográficos regularizados, em função da geometria da informação (amostras) e da unidade mineira, bem como a relação entre ambas (variogramas médios), além das características próprias do corpo mineral, refletidas no modelo variográfico, como já se referiu. Este sistema, sujeito às condições de *Optimalidade e Universalidade*, conduz a valores únicos e sempre existentes dos ponderadores procurados, fornecendo erro mínimo (variância de krigagem) na estimação efetuada.

No caso em estudo, a área mineralizada foi dividida em

blocos de 25x25x2 m, cuja disposição vertical constitui um *painel*, calculando-se a seguir o teor em A-Al₂O₃ e R-SiO₂ para cada bloco do painel, utilizando-se recursos computacionais, conforme ilustrado na Figura 13.

Figura 13



A título de exemplo, os resultados de um painel krigado são apresentados na tabela abaixo.

Tabela 3

Córrego do Meio II - Resultados de Krigagem - Painel

Coordenadas do painel	X - Leste: 1075.00	Código da Área: 16			
	Y - Norte: 1600.00				
Cota da base dos blocos	Volume M ³	Teor A-Al ₂ O ₃ (%)	Variância de Krigagem (% ²)	Teor R-SiO ₂ (%)	Variância de Krigagem (% ²)
1380.00	1187.50	44.89	1.64	3.8	.36
1378.00	1250.00	46.01	1.49	3.5	.32
1376.00	1250.00	51.29	1.53	2.9	.32
1374.00	1250.00	52.62	1.56	2.1	.32
1372.00	1250.00	49.40	1.76	2.7	.35
1371.90	62.50	50.54	3.43	2.4	.64

CLASSIFICAÇÃO DE RESERVAS

É com base no *erro de krigagem da média* que internacionalmente se tem classificado as reservas como *medida, indicada, inferida*; este conceito, cada vez mais abordado, tem resultado em aplicações para os mais diversos tipos de mineralizações, inclusive com aspectos de confiabilidade para financiamento de projetos. Observa-se que diversos órgãos internacionais, como o Banco Mundial, ONU (especificamente o Comitê de Recursos Naturais), etc., utilizam-se deste padrão. Na tabela a seguir, Tabela 4, apresenta-se a classificação de reservas, conforme o erro de krigagem da média.

Tabela 4

Classificação de Reservas	Erro de Krigagem da Média
Medida	[0.0% - 20.0%]
Indicada	[20.0% - 50.0%]
Inferida	Acima de 50%

No caso específico da área Córrego do Meio II, aplicou-se este procedimento, apresentando-se na Tabela 5 os resultados obtidos para a variável A-Al₂O₃, dividindo-se as reservas em: *Reserva Geológica*, isto é, as reservas considerando-se somente *mineralização*, independente de caráter econômico; e *Reserva Lavrável*, isto é, a reserva econômica contida na Reserva Geológica, afetada de *teor de corte*, função da tecnologia disponível para o aproveitamento econômico das reservas.

Tabela 5

Classificação da Reserva Krigada

Área: Córrego do Meio II

Código da Área: 16

Reserva Geológica - Variável A-Al₂O₃

Classes de Erro Individual (%)	Reservas (%)	Teor Médio (%)	Erro de Krigagem da Média (%)*
0.0-5.0	15.5	50.65	0.308
5.0-10.0	79.6	44.41	0.164
10.0-15.0	4.6	39.11	1.185
15.0-20.0	0.3	37.36	1.471
> 20.0	—	—	—
Total	100.0	45.11	0.148

Continuação da Tabela 5

Reserva Lavrável - Variável A-Al₂O₃

Classes de Erro Individual (%)	Reservas (%)	Teor Médio (%)	Erro de Krigagem da Média (%)*
0.0-5.0	24.0	50.66	0.308
5.0-10.0	74.6	46.64	0.198
10.0-15.0	1.3	44.66	2.149
15.0-20.0	0.1	44.05	15.952
> 20.0	—	—	—
Total	100.0	47.57	0.168

* com confiabilidade de 95%

Assim, de acordo com o padrão de classificação proposto, a totalidade da reserva geológica ou da reserva lavrável pode ser considerada como medida, para uma confiabilidade de 95%. Nestas condições, o teor médio da reserva lavrável estará compreendido entre (47.57 ± 0.07) , ou seja:

$$\left[47.57 \pm \left(\frac{0.168 \times 47.57}{100} \right) \right], \text{ em A-Al}_2\text{O}_3.$$

Alcoa Alumínio S.A.

Poços de Caldas, MG

Rodovia Poços/Andradas - km 10 - CEP 37700, Brasil

CONCLUSÃO

A aplicação de conceitos geoestatísticos em jazidas de bauxita em Poços de Caldas tem sido bastante útil não somente para apreciação precisa de reservas, mas também como poderosa ferramenta para planejamento e lavra dos recursos disponíveis.

Bibliografia

- CLARK, Isobel — 1979 — Practical Geostatistics. Applied Science Publishers Ltd.
 DAVID, Michel — 1977 — Ore Reserve Estimation. Elsevier.
 JOURNEL, A. — 1978 — Mining Geostatistics. Academic Press.
 ROYLE, A. G. — 1975 — A Practical Introduction do Geostatistics. Department of Mining and Mineral Sciences. University Press.
 ROYLE, A. G. — 1980 — Why Geostatistics? Geostatistics. McGraw Hill Ind.
 VALENTE, J. — 1982 — Lições de Geoestatística. Fundação Gorceix, Ouro Preto.

ARAXÁ, UMA RESERVA INESGOTÁVEL DE NÍOBIO

ADMAR B. DA SILVA

INTRODUÇÃO

O depósito de pirocloro de Araxá ocorre em um complexo carbonatítico situado 6 km ao Sul desta cidade, no local denominado Barreiro, sendo o mais importante corpo de um distrito alcalino onde o carbonatito se fez presente em mais seis complexos denominados Tapira, Salitre I e II, Serra Negra, em Minas Gerais, e Catalão I e II, em Goiás.

Essa jazida é a maior reserva mundial de nióbio, representando mais de 70% deste bem mineral que vem sendo aproveitado pela CBMM desde a década de 60.

A CBMM atende a 100% das necessidades do Brasil e é a principal fornecedora aos mercados industriais de mais de 40 países, suprimindo mais de 60% do consumo mundial do metal.

Seu produto mais importante tem sido e é a liga de Fe-Nb *standard*, com 65% Nb contido, para uso na siderurgia.

As operações de lavra, concentração, lixiviação e redução aluminotérmica, bem como a produção de óxidos e demais tipos de ligas, são feitas nas instalações da empresa localizadas em Araxá, MG.

HISTÓRICO

Trabalhos Regionais

A região do Triângulo Mineiro, onde se encontra Araxá, despertou o interesse dos naturalistas desde o século XVIII.

Saint Hilaire, célebre observador desses aspectos, faz referências às suas águas minerais.

Derby, O. (1886) e Hussak, E. (1894), ainda no século XIX, realizaram investigações geológicas nessa porção do planalto central brasileiro.

Rimann, E. (1917 e 1931), interessado nas chaminés kimberlíticas, também estudou a região, mais especificamente o chapadão da Mata da Corda.

Sena, J. C. C. (1921) é outro estudioso a ser notado, relacionando as águas minerais com o magmatismo alcalino ali observado.

A região continuou a merecer a atenção, durante a década de 30, de geólogos como Campos, J. M. (1937 e 1939), Guimarães, D. (1925) e Barbosa, O. (1934).

Sugestivamente, em 1934, é publicado o mapa geológico de Minas Gerais elaborado pelos dois últimos citados.

Em 1952, o Conselho Nacional de Pesquisas resolveu formular um programa objetivando descobrir reservas minerais de urânio.

Guimarães, D. (1957) conta o seguinte:

"Antes do levantamento aéreo, designei o ajudante de campo A. B. Ottoni para investigar uma extensa área ao Sul do Barreiro, com auxílio de um contador Geiger. Os resultados foram animadores, e, convencidos da importância do depósito mineral, aconselhamos o presidente do CNPq a determinar que se fizessem os levantamentos aerocintilométricos, magnetométricos e planimétricos da região em torno do Barreiro".

"A firma Prospec foi encarregada do levantamento aludido, e, em vista dos resultados, foi escolhida a área do Barreiro para um trabalho completo de pesquisa. O reconhecimento da zona mineralizada, por meio do contador Geiger, foi seguido de quatro furos de sonda, a fim de se verificar a continuidade do depósito, em profundidade."

Tais levantamentos foram executados pela firma Prospec S.A. durante 1953/54. Em 1955/56 foi feito o levantamento geológico geral da região de Araxá.

Transcreve-se, a seguir, um trecho bem esclarecedor do desenvolvimento desses trabalhos (Barbosa, O. *et alii*, 1970):

"Utilizando as fotografias trimetrogon e as observações geológicas realizadas entre 1934 e 1966, O. Barbosa e colaboradores da Prospec prepararam um esboço geológico da região, em escala 1:500.000, o qual foi apresentado ao Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia em Vitória, Espírito Santo, em novembro de 1966. Ficou assim focalizada mais uma vez a importância da região como produtora de minerais úteis (apatita, pirocloro, diamante, etc.), o que deu motivo a que o DNPM resolvesse investigar melhor a região das 'chaminés alcalinas'. Então foi contratada a Prospec S.A. para realizar o levantamento geológico básico e o inventário preliminar dos recursos minerais e a Geologia e Sondagens Ltda. para investigar detalhadamente as áreas específicas das chaminés".

O DNPM organizou, então, um projeto visando ao detalhamento geológico e à avaliação das reservas minerais dos complexos alcalinos de Tapira, Araxá, Serra Negra, Salitre e Catalão, todos na região do Alto Paranaíba.

A Geosol iniciou a execução dos trabalhos, em 1965, do então denominado "Projeto Nióbio, Fosfato e Titânio".

Trabalhos Locais

Particularmente sobre o Barreiro, desde 1925, é conhecida a presença dos elementos tório e urânio, identificados por Guimarães, D. (1925) e Andrade Jr., J. F. de (1925) ao estudarem as fontes de águas minerais ali existentes.

A apatita, embora caracterizada como fertilizante, na década de 40, já era conhecida, geologicamente, há bastante tempo.

Quanto ao nióbio, motivo do presente trabalho, a descoberta remonta aos anos 50, e a utilização, em termos de comercialização regular, data do início da década de 60.

Focalizando, especificamente, os trabalhos de prospecção, registra-se seu início por uma amostragem orientada por contador Geiger.

Essas amostras foram analisadas, e as informações serviram para a locação de quatro furos de sonda.

Esse trabalho de pesquisa mineral, pioneiro nesse jazimento, precedeu e orientou o levantamento da Prospec.

Paraiso, O. S. (1963) descreve, detalhadamente, os trabalhos realizados visando a definir as reservas de pirocloro de Araxá.

Baseado nessas informações, constata-se que os estudos tiveram seqüência com o envio de uma amostra de 50 toneladas de minério, para os EUA, a fim de serem feitos testes de beneficiamento para recuperar o pirocloro, no início de 1958.

A maioria dos ensaios foi efetuada nos laboratórios da Wah Chang Corp, em Glen Cove, e os resultados não foram animadores.

Conforme relata Paraiso, O. S. (1963), "suspeitou-se, na ocasião, de que essa amostra era constituída, em grande parte, de material de superfície e que, talvez, o minério de uma certa, então desconhecida, profundidade pudesse ser receptivo à concentração do mineral de nióbio. Como a remessa de novas amostras estaria sujeita a delongas e outras dificuldades, foi decidida a instalação de um laboratório de ensaios de tratamento e análises químicas em Araxá, em princípios de 1959".

Nova amostragem começou a ser feita, dentro dessa concepção, a partir de maio de 1959, concomitantemente com os trabalhos exploratórios de abertura de poços e túneis.

Tais poços localizaram-se na parte Oeste do depósito, complementando as sondagens feitas anteriormente, na parte Leste.

Os testes de beneficiamento tiveram seqüência a partir de agosto de 1959, desenvolvendo-se por quase um ano. Como resultado, conseguiu-se produzir um concentrado com 55 a 60% Nb₂O₅, sendo de 60 a 80% o rendimento do processo.

O JAZIMENTO

Considerando o espírito deste trabalho, não farei considerações sobre a geologia regional e local em face da existência de estudos anteriores, inclusive da própria empresa, onde tais assuntos são tratados com bastante riqueza de detalhes.

O complexo carbonatítico de Araxá ou Barreiro situa-se a 6 km ao Sul da cidade de Araxá, no Estado de Minas Gerais.

A jazida é resultante de intrusão alcalina, em quartzitos e xistos pré-cambrianos, arqueando-os circularmente em estrutura com 4,5 km de diâmetro.

A abundância de magnetita, no complexo, confere-lhe forte expressão magnética. Igualmente, a presença de tório, urânio e outros elementos radioativos, na rede cristalina de alguns minerais, resulta em nítida anomalia radioativa, atingindo valores superiores, de 10 a 20 vezes, ao *background* regional, como se constata na parte central da estrutura.

Embora o complexo tenha 4,5 km de diâmetro, a jazida delimita-se por uma porção central, também de forma circular, ocupando 1,8 km e coincidente com o principal corpo carbonatítico.

Após a intrusão, o intemperismo provocou o enriquecimento do pirocloro, na parte central da estrutura, originando a maior reserva mundial de nióbio, proveniente deste mineral-minério, com processo de beneficiamento definido e em operação.

O perfil da jazida caracteriza-se por uma cobertura de solo, com teores inferiores a 0,40% Nb₂O₅, de espessura variada, da ordem de dezenas de metros.

Tal espessura, evidentemente, varia com a topografia, sendo menor na parte NW do complexo e crescendo na parte central e Leste, atingindo o máximo de 40 m, mas apresentando valores médios da ordem de 10-15 m.

Essa camada de solo, de cor avermelhada, constitui o caepamento da jazida. O minério distingue-se, em seqüência, por espessa camada marrom-amarelada.

Além desse aspecto da coloração, o contato da zona de transição confirma-se pelas análises químicas em face dos diferentes teores de Nb₂O₅, logicamente.

Após essa cobertura, temos o corpo de minério desenvolvendo-se no manto de intemperismo até 230 m, conforme dados de sondagens, e apresentando valores médios de 150-200 m de profundidade.

O pirocloro distribui-se de forma aproximadamente uniforme nesse horizonte, com teor médio de 2,5% Nb₂O₅ e zo-

nas com valores superiores a 5% Nb₂O₅, contendo cerca de 460 milhões de toneladas do minério.

Segue-se um horizonte de transição, constituído de rochas alteradas, apresentando espessura média inferior a 10 metros, seguindo-se, então, a rocha fresca.

O MINÉRIO

Os complexos carbonatíticos brasileiros caracterizam-se pela formação desses espessos mantos de intemperismo, mascarando as rochas subjacentes e ocasionando raríssimos afloramentos de rocha fresca.

Esse fato dificulta a interpretação geológica, só a tornando possível com o auxílio de sondagens, inclusive.

Nesse sentido, a chaminé alcalina do Barreiro foi intensamente prospectada, apresentando, aproximadamente, mais de 18.000 m de sondagens, 11.000 m de poços e perto de 58.000 determinações químicas, permitindo, então, concluir-se ser uma jazida seguramente bem estudada.

Diversos fatores, todos de igual importância e interagindo nesse complexo, resultaram na formação do depósito, a saber:

- Existência de anel quartzítico, resistente à erosão, ao redor de todo o complexo, dificultando a dispersão do material intemperizado.
- Presença de falhas, no interior do complexo, com movimento vertical de blocos, da ordem de dezenas de metros, formando zonas preferenciais de deposição do material intemperizado.
- Peneplanização, ocorrida a partir do terciário.
- Clima tropical, quente e úmido, durante longo período de tempo.
- Intemperismo químico, atuante sobre as rochas do complexo.
- Composição mineralógica característica dessas rochas, com os carbonatos podendo atingir 90% e contendo até 20% de piritita.

Alterando-se, a piritita libera ácido sulfúrico, acelerando a lixiviação dos carbonatos e, conseqüentemente, concentrando o pirocloro.

O minério de pirocloro, resultante desse processo de concentração natural, apresenta cor terrosa, variando de marrom a amarelado.

Sua densidade é de 2,2 toneladas/m³, enquanto o estéril apresenta 1,8 tonelada/m³.

Os cristais de pirocloro são octaédricos, cor creme, apresentando-se, geralmente, livres ou com magnetita, sendo quase impossível ser vistos a olho nu e, em grande parte, inferiores a 200 malhas.

Especificamente quanto à composição mineralógica, 51% é óxido de ferro, 20%, barita e o bariopirocloro alcança quase 5%, conforme o Quadro 1.

QUADRO 1

Composição mineralógica média do minério de Araxá

Mineral	%Peso
Bariopirocloro	4.6
Limonita, goetita	35.0
Barita	20.0
Magnetita	16.0
Gorceixita	5.0
Monazita	5.0
Ilmenita	4.0
Quartzó	5.0
Outros	5.4

As composições químicas do minério e do bariopirocloro da mina de nióbio de Araxá estão representadas no Quadro 2.

QUADRO 2

Composições químicas do minério e bariopirocloro de Araxá -%

	Minério (9)	Bariopirocloro (11)
Nb ₂ O ₅	3.0	63.42
Ta ₂ O ₅	Traços	0.15
BaO	17.73	16.51
CaO	Traços	0.44
(TR) ₂ O ₅	4.44	3.29
ThO ₂	0.13	2.34
MnO ₂	1.82	0.16
Fe ₂ O ₃	46.52	—
FeO	—	2.37
TiO ₂	3.60	2.30
PbO	Traços	0.42
SnO ₂	Traços	0.10
Al ₂ O ₃	1.19	—
P ₂ O ₅	3.32	—
SiO ₂	2.38	—
ZrO ₂	0.20	—
SO ₃	8.82	—
U ₃ O ₈	0.008	—
P.F.	6.02	—
H ₂ O	—	8.50

NOTA: TR = Terras-Raras

Os dados relacionados nessas tabelas correspondem às mineralizações niobíferas do manto de intemperismo.

O nióbio ocorre no mineral denominado bariopirocloro, a espécie mineral mais importante do grupo do pirocloro, anteriormente denominado de pandaita.

Tal denominação deve-se ao fato de o pirocloro de Araxá apresentar o Ba⁺⁺ substituindo, praticamente, o Na⁺ e Ca⁺⁺ na rede cristalina.

Quanto ao conteúdo de Nb₂O₅, a composição química do bariopirocloro acusa o valor de 63,42%.

Os estudos mineralógicos a respeito registraram que, nos cristais de pirocloro, o teor de Nb₂O₅ pode variar de 58% a 78%, enquanto para outros minerais-minérios tal conteúdo é bem menor, da ordem de 30%, no máximo, como é o caso do rutilo niobiano.

RESERVAS

A primeira avaliação da reserva de pirocloro consta do relatório de pesquisa elaborado por Djalma Guimarães, quando dos trabalhos de prospecção inicial, utilizando poços retangulares e 25 furos de sonda com profundidades de 4 m e 45 m, respectivamente.

Nessa ocasião, foram calculadas as reservas da área da Fertisa, atual Camig, tão-somente. A continuação do jazimento, para Oeste, em área contígua e requerida pela Dema, atual CBMM, não foi avaliada.

Os cálculos indicaram 185,7 milhões de toneladas de minério, com teor médio de 2,5% Nb₂O₅, resultando 4,6 milhões de toneladas de óxido contido.

A densidade do minério foi determinada em 2,4 e o teor resultou dos valores médios de 15 análises em amostras dos furos de sonda, a intervalos de 3 m.

Dando seqüência ao estudo do corpo de minério, a Dema

avaliou a supracitada continuidade do jazimento, para Oeste, em áreas de sua titularidade, objetivando o melhor conhecimento das reservas e da qualidade do minério.

Foram executados 15 túneis e 31 poços, totalizando, respectivamente, 800 e 440 m amostrados por canal de 15 x 10 cm.

Para os túneis as amostras foram compostas a intervalos de 10 m e para os poços, de 5 m.

O túnel mais extenso alcançou 150 m, 18 poços atingiram 10 m e 13 atingiram 20 m.

Avaliando a reserva com base nesses trabalhos e os anteriormente realizados, determinou-se uma área de cerca de 2,6 milhões de m², delimitando-se o minério até 50 m de profundidade.

A densidade atribuída para o minério *in situ* foi de 4.07.

Os cálculos, desta feita, indicaram 300 milhões de toneladas com teor médio de 3% Nb₂O₅, resultando 9 milhões de toneladas de óxido contido.

O programa inicial do DNPM, posteriormente suplementado pela CBMM, totalizou 42 furos de sonda, perfazendo 5.700 m perfurados, confirmando a verticalidade do corpo de minério, mas não contendo todas as informações necessárias para o desenvolvimento da lavra.

RESERVAS DO MANTO

Paraiso e Fuccio Jr. descrevem os trabalhos complementares então realizados, culminando com a reavaliação das reservas de pirocloro do Barreiro, em 1977, conforme abaixo se transcreve:

“Assim, para um melhor planejamento da mina e avaliação mais detalhada de todas as reservas de nióbio de Araxá, a CBMM executou um extenso programa de exploração, consistindo na análise sistemática de amostras de poços de pesquisa, de 1 m²”.

“A área mineralizada foi coberta por poços de pesquisa em malha de 120 m. Os poços foram perfurados até a profundidade de 45 m, dependendo da topografia da área mineralizada. Nas zonas de maior concentração de Nb₂O₅ a malha foi, posteriormente, fechada para 60 m, objetivando facilitar o planejamento futuro da mina e o controle do minério.”

“Importantes informações adicionais foram obtidas desse programa de exploração, incluindo definição precisa do contato entre o estéril e o minério e dados em profundidade do freático, na área mineralizada.”

“241 poços foram executados, totalizando 8.084 m. Devido à natureza favorável do terreno, que é muito estável, não necessitando de escoramento, a abertura dos poços não causou grandes problemas.”

“Amostras de canal foram retiradas e analisadas a intervalos de um metro. Os teores médios foram computados em intervalos de 10 m.”

“Esse trabalho, combinado com resultados anteriores dos furos de sonda, tornou possível a reavaliação das reservas de Araxá.”

O relatório de reavaliação das reservas estipulou os seguintes critérios para a conceituação das reservas medida, indicada e inferida.

Reservas medidas: o corpo mineralizado foi dividido em blocos de 60 m x 60 m x 10 m de altura, totalizando um volume de 36.000 m³. Considerando a densidade aparente do minério, de 2,2 t/m³, cada bloco representa 79.200 t de minério.

O teor ponderado para o Nb₂O₅, inversamente proporcional ao quadrado da distância entre o ponto da amostra e o centro do bloco, foi atribuído a cada bloco, de acordo com a seguinte fórmula:

$$t = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{t_i}{d_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^2}}$$

onde:

t = teor do bloco

t_i = teor da amostra

d_i = distância entre o ponto de amostragem e o centro do bloco

n = número de amostras que foram ponderadas

A soma de todos esses blocos, com teores determinados de Nb_2O_5 , foi considerada minério medido.

Reservas indicadas: duas considerações foram feitas para calcular as reservas indicadas:

1. Como a confiabilidade dos teores médios de Nb_2O_5 para um bloco reduz-se em determinada distância, os blocos ultrapassando tal distância foram considerados como minério indicado ($d = 3/4 \times 120 \sqrt{2} = 127,3$ m). Esse critério foi adotado não por uma questão de descontinuidade ao corpo de minério, mas por tais teores não apresentarem o mesmo grau de confiabilidade.

2. Em uma pilha de blocos foram considerados como indicados os dois blocos situados imediatamente abaixo do último ao qual foi atribuído teor. O somatório de todos os blocos determinados pelos critérios acima constituiu as reservas indicadas.

Reservas inferidas: todos os blocos classificados no inventário do corpo mineralizado e não incluídos nas classes acima foram considerados inferidos.

O somatório desses blocos constitui a reserva inferida, a qual não foi atribuído teor.

As reservas do minério de Araxá, calculadas nesses critérios, são dadas nos Quadros 3 e 4.

QUADRO 3

Reservas

Categoria	t x 1.000	% Nb_2O_5
Medida	131.612	2.50
Indicada	41.793	2.49
Inferida	288.349	2.50
Total	461.754	2.50

QUADRO 4

Reservas medidas e teores de corte

Teor de corte (%)	t x 1.000	% Nb_2O_5
3.0	35.700	3.54
2.5	65.000	3.15
2.0	98.300	2.88
1.0	131.600	2.50

Essas reservas do manto contêm 8 milhões de toneladas do metal, suficientes para produzir 5,2 milhões de toneladas de Nb, no produto final.

O consumo mundial tem sido da ordem de 11 a 12 mil toneladas/ano de metal.

Esses dados permitem verificar o caráter praticamente inesgotável da reserva de Araxá, seguramente a maior do mundo.

RESERVA NA ROCHA FRESCA

Quanto à rocha fresca, objetivando estudar a continuidade da mineralização de nióbio, foram efetuados seis furos de sonda profundos, atravessando todo o manto de intemperismo e penetrando as rochas subjacentes.

Constataram-se teores de Nb_2O_5 superiores a 1% até a profundidade de 844 m.

Pretendendo avaliar essa parte não intemperizada, além desses, outros seis furos, executados anteriormente e representativos da área mineralizada, foram, também, utilizados para sua cubagem.

Esses 12 furos totalizaram 5.421 m, dos quais 2.925 m em rocha fresca.

Os furos foram amostrados a intervalos de 2,50 m e analisados para Nb_2O_5 , P_2O_5 , CaO, BaO e TiO_2 por fluorescência

de raios X e para CeO_2 , Y_2O_3 , La_2O_3 e 30 elementos traços por espectrografia óptica, totalizando 13.768 determinações.

Baseado nesses furos de sonda, distribuídos em malha irregular sobre o corpo mineralizado, foi possível quantificar uma reserva indicada do minério de nióbio na rocha fresca (Souza, 1982). O cálculo da reserva indicada do minério de Nb_2O_5 foi feito com base na área de influência do furo de sonda, isto é, a área compreendida por um polígono delimitado por linhas traçadas a meia distância entre os diversos furos de sonda consecutivos.

Esse é o conceito geológico clássico da cubagem de uma jazida dividindo-a em blocos regulares.

Seguindo tal conceito, foram definidos três blocos abrangendo os três furos mineralizados.

A altura dos blocos foi determinada pelos intervalos ou somatório de intervalos dos furos, com teor médio maior que 1% de Nb_2O_5 . A densidade para a rocha foi de 2.8.

Convém frisar, ainda, que os intervalos mineralizados, com teores acima de 1% de Nb_2O_5 , muitas vezes estão intercalados com material estéril. Nesses inúmeros casos, tais intervalos, às vezes, atingindo até uma dezena de metros, foram excluídos dos cálculos.

Em amostras isoladas de intervalos de 2,50 m, o teor de Nb_2O_5 ultrapassou 4% diversas vezes.

Considerando todas essas observações, pode-se considerar a presente avaliação como conservadora, pois todos os parâmetros foram quantificados moderadamente.

Apresentam-se, abaixo, os valores básicos do cálculo da reserva indicada, em rocha fresca.

QUADRO 5

Mineralização

Furo n.º	Prof. (m)	Intervalo Mineralizado (m)	Teor Nb_2O_5 (%)
01	844,00	130,00 a 844,00	1,71
02	758,00	262,80 a 487,50	1,27
03	291,00	230,00 a 272,00	1,43

QUADRO 6

Cálculo das reservas indicadas em rocha fresca

Bloco n.º	Área (m)	Altura (m)	Volume (m ³)	Tonelagem (t)	Teor (%)
01	304.419	714,0	217.355.166	608.594.465	1,71
02	239.316	445,5	106.615.278	298.522.778	1,35
03	247.863	42,0	10.410.246	29.148.689	1,43
				936.265.932	1,57

Esses cálculos expressam uma reserva indicada de 936 milhões de toneladas com teor de 1,57% de Nb_2O_5 , resultando 14,7 milhões de toneladas do óxido contido.

Diretor de Geologia

Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração

Av. Juscelino Kubitschek, 1.703

São Paulo, SP, Brasil

Bibliografia

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C. & CUNHA, C. A. B. — Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro. Departamento Nacional da Produção Mineral, 1970 (Boletim 136).

FUCCIO JR., R. & FUCCIO, A. — Relatório de reavaliação das reservas de pirocloro e barita de Araxá. Araxá, CBMM, 1977.

- GROSSI SAD, J. H. — Complexos ultramáficos alcalinos com carbonatito do Brasil meridional (com ênfase especial sobre os complexos da região do Alto Paranaíba), 1972 (pre-print).
- & TORRES, N. — *Geologia e recursos minerais do Distrito do Barreiro, Araxá, MG*. DNPM, 1970.
- *Geology and mineral resources of the Barreiro complex, Araxá, Brazil*. In: *Simpósio Internacional de Carbonatitos*, 1. Poços de Caldas, 1976. Anais... Poços de Caldas, 1978, p. 307-12.
- GUIMARAES, D. — Relatório sobre a jazida de pirocloro de Barreiro, Araxá, Minas Gerais. Belo Horizonte. Departamento Nacional da Produção Mineral, 1957 (Boletim 103).
- HASUI, Y. & CORDANI, U. G. — Idades potássio-argônio de rochas eruptivas Mesozóicas do Oeste mineiro e Sul de Goiás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 22. Belo Horizonte, 1968. Anais... Belo Horizonte, SBG, 1968, p. 139-43.
- ISSA FILHO, Abrahão; LIMA, Paulo Roberto Amorim dos Santos & SOUZA, Oyrton Moreira de — Aspectos da geologia do complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, Minas Gerais, Brasil. In: *Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração*, ed. Complexos carbonatíticos do Brasil: geologia. São Paulo, CBMM, Departamento de Geologia, 1984, p. 21-44.
- JAFFE, M. & SELCHOW, D. M. — Mineralogy of the Araxá columbium deposit. Tuxedo, N. Y., Union Carbide Ore Company, 1960 (Research Report n.º 4).
- PARAISO, O. S. — Pirocloro de Araxá, o maior depósito de nióbio do mundo. In: *Semana de Estudos*, 3. Ouro Preto, 17 a 22 set., 1962. *Minerais estratégicos — política mineral*. Ouro Preto, SICEG, 1963, p. 81-108.
- PARAISO, O. S. & FUCCIO, R. — Mining, ore preparation and ferro-niobium production at CBMM. In: *International Symposium Niobium 81*. San Francisco, 1981 (pre-print).
- SILVA, A. B.; MARCHETTO, M. & SOUZA, O. M. de — Geologia do complexo carbonatítico de Araxá (Barreiro), MG: *Mineração e Metalurgia*, 43(415): 14-18, out./nov. 1979.
- SOUZA, O. M. de — Relatório das sondagens profundas de Araxá. São Paulo, CBMM, 1982 (relatório interno).