

NÚCLEO MINAS GERAIS

SOCIEDADE BRASILEIRA
DE GEOLOGIA

BOLETIM N.º 3

ANAIS DO II SIMPÓSIO DE
GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

GEOLOGIA DO PRECAMBRIANO

1983

NÚCLEO MINAS GERAIS

SOCIEDADE BRASILEIRA
DE GEOLOGIA

BOLETIM Nº 3

ANAIS DO II SIMPÓSIO DE
GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

GEOLOGIA DO PRECAMBRIANO

1983

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA - NÚCLEO MINAS GERAIS

DIRETORIA

Presidente	José Jacob Fanton
Vice-Presidente	Newton Litwinski
1º Secretário	Mauro R. Alves Costa
2º Secretário	Ricardo Rocha Filgueiras
1º Tesoureiro	Luiz Francisco de Oliveira
2º Tesoureiro	Sebastião D. de Oliveira
Diretor de Publicações	José F. Martins de Viveiros
Representante no Con. Diretor	Wilson José Guerra

"II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS - GEOLOGIA DO PRECAMBRIANO"

COMISSÃO ORGANIZADORA

Presidente	Antônio Gomes de Araújo
Secretaria Geral	João Batista Carvalhaes
Coordenação Temática	Atahualpa Valença Padilha
Coordenador Administrativo	José Duarte Alecrim

Colaboradores

Finanças	Lauro Casaes Eurípedes Palazzo Silva Luciano A. Moura
Política Mineral	João Cesar de F. Pinheiro
Serviço Geológico Nacional	Carlos Luiz Ribeiro
Excursões	Mário Nishimura
Edição e Publicação	Kazuo Fuzikawa
Divulgação	Lauri Bez
"Lay-out"	Edézio Teixeira de Carvalho
Recursos Audio-Visuais	Antônio Carlos Pedrosa
Programação Social	Antônio G. Costa Carlos M. Noce Daisy Mary M. Carvalhaes
Especiais	Arnaldo Gramani Silvio Baeta Neves José Carlos Boa Nova

AGRADECIMENTOS

A Comissão Organizadora do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais expressa seus agradecimentos à Universidade Federal de Minas Gerais pela cessão do local para a realização do Simpósio, aos auxílios financeiros prestados pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq e pelas seguintes entidades patrocinadoras:

CMM - Cia. Mineira de Metais
CBA - Cia. Brasileira de Alumínio
Siderúrgica Barra Mansa
MBR - Minerações Brasileiras Reunidas
S.A. Mineração da Trindade
Mineração Diadema Ltda (CBMM)
Indústria Calcinação S.A.
Magnesita S.A.
Ferteco Mineração S.A.
GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda
Mineração Morro Velho S.A.
Unamgem Mineração e Metalurgia Ltda
CVRD - Cia. Vale do Rio Doce.

Comissão Organizadora

A 10 de outubro de 1983 completou-se 10 anos da morte do eminente geólogo Djalma Guimarães. À sua memória é dedicado o II Simpósio de Geologia de Minas Gerais e em sua homenagem transcrevemos algumas notas biográficas, resumidas de um trabalho do saudoso geólogo Manuel Teixeira da Costa.

Djalma Guimarães, nasceu em Santa Luzia, M.G., em 1894 e faleceu em 1973. Terminou o curso de engenharia da Escola de Minas de Ouro Preto em 1919, com prêmio de viagem à Europa. Ingressou no Laboratório do Serviço Geológico e Mineralógico em 1920 e trabalhou como químico sob a direção de T.H. Lee. Em 1923 era petrógrafo do SGM nunca mais se afastando do microscópio petrográfico. Autodidata, adquiriu longe dos centros de pesquisa toda a técnica de manuseio do complicado instrumental petrográfico. O último e mais moderno microscópio com que trabalharia chegou a seu laboratório em Belo Horizonte poucas horas antes de sua morte. Em petrografia, deve-se destacar pela importância que teve no plano internacional, sua teoria de granitização que, em 1938, junto com os trabalhos de Backlund na Suécia, veio reabrir a polêmica sobre a origem das rochas graníticas.

Ainda em 1938, quando a geoquímica engatinhava, propôs uma nova teoria metalogênica que, divulgada em língua inglesa em 1947 na revista *Economic Geology*, ganhou logo apoio e simpatia nos meios científicos. Já em 1928, estudando rochas Igneas do maciço do Roraima, criara uma teoria sobre a transformação intramagmática do clino em ortopiroxênios por uma série de reações de equilíbrio de um magma que antes havia assimilado material sílico. Esta mesma hipótese fundamental levou-o a conceber uma teoria sobre a gênese dos magmas toleíticos quando estudou os basalitos da Bacia do Paraná.

Investigando as rochas alcalinas do Brasil, propôs uma teoria sobre sua gênese, oposta à de R.A. Daly. Simpatizante confesso das teorias geotectônicas de E. Argand, propôs um modelo de evolução para o escudo brasileiro. Foi introdutor dos estudos cronogeológicos no Brasil. Ardoroso defensor da teoria das migrações continentais, contribuiu com grande soma de argumentos em favor dessa teoria e, após a reunião de farta documentação cronogeológica, propôs em 1971 um modelo de como se teria desintegrado o supercontinente Gondwana e a trajetória seguida pela América do Sul, até chocar-se com o escudo das Guianas.

Sua contribuição à Mineralogia inclui a descrição de vários minerais novos: eschwegeita, arrojadita, giannettita e pennaita. Em sua homenagem, C. P. Guimarães deu o nome de djalmaita a um novo niobotantalato.

Introduziu a espectrografia ótica no país, bem como a técnica moderna de análise de rochas. Em Belo Horizonte, organizou no Instituto de Tecnologia Industrial uma equipe de pesquisadores em química e geoquímica que, sob sua orientação, calculou as bases para o desenvolvimento da economia mineral de Minas Gerais. Foi responsável pela descoberta e pesquisa das jazidas de apatita e pirocloro de Araxá. Aí, mostrou-se ele mais uma vez pioneiro, pois o primeiro resultado altamente positivo na história dos métodos aerogeofísicos no mundo foi conseguido sob sua orientação na pesquisa daquela jazida de pirocloro.

Pertenceu a diversas entidades científicas nacionais e estrangeiras, tendo sido o primeiro presidente da Sociedade Brasileira de Geologia.

Este simpósio é um tributo singelo a Djalma Guimarães; é fruto do desejo que todos temos de aperfeiçoar o mais possível o conhecimento geológico do Estado de Minas Gerais, que tanta atenção mereceu deste notável geocientista.

ERRATA

- A figura 1 da página 84 pertence ao trabalho "Reinterpretação das "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro" e deveria estar situada na página 11.
- As figuras 1, 2, 3, 4 e 5 apresentadas nas páginas 11, 12, 13, 14 e 15 pertencem ao trabalho "Geoquímica e Petrologia dos charnockites e rochas afins do Complexo Juiz de Fora, MG-RJ" e deveriam estar situadas a partir da página 84.
- O trabalho "Estrutura do embasamento arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João del-Rei-MG" deve ser lido na seguinte seqüência: páginas 449, 451, 452, 450 e 453.
- O trabalho "Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do Cráton do São Francisco, com base em datações K-Ar em rochas básicas" impresso a partir da página 38, apresenta vários erros, conforme indicação dos autores. O texto corrigido final, enviado pelos mesmos, não é apresentado pois o trabalho original já estava impresso.
- Nos agradecimentos da Comissão Organizadora, deveriam constar ainda os seguintes patrocinadores:

PETROBRÁS -- Petróleo Brasileiro S.A.

NUCLEBRÁS -- Empresas Nucleares Brasileiras S.A.

D.N.P.M. -- Departamento Nacional da Produção Mineral

CPRM -- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

BP -- British Petroleum

APRESENTAÇÃO

Devido à grande extensão que as rochas Precambrianas ocupam no Estado de Minas Gerais, além de sua importância econômica pelos bens minerais que ocorrem associados a elas e procurando uma maior abrangência de assuntos, o tema escolhido para o II Simpósio de Geologia de Minas Gerais foi "Geologia do Precambriano".

O número de trabalhos apresentados e a qualidade técnica dos mesmos, ultrapassou nossa melhor expectativa inicial e, sem dúvida, esses trabalhos contribuirão sobremaneira para o desenvolvimento do conhecimento geológico do Estado de Minas Gerais. Esses Anais enfeixam todos os trabalhos apresentados e mostram um panorama atualizado do conhecimento técnico-científico do Precambriano de Minas Gerais, contendo ainda os roteiros das excursões geológicas, parte integrante da programação do Simpósio, que também foram aqui agrupadas. A responsabilidade sobre o conteúdo técnico-científico dos artigos pertence exclusivamente aos seus respectivos autores, tendo em vista as normas previamente divulgadas pelos organizadores.

Aproveitamos para agradecer à Comissão Organizadora, pelo entusiasmo e empenho com que prepararam o II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, e a todos que colaboraram com este evento.

Sociedade Brasileira de Geologia

Núcleo de Minas Gerais

Í N D I C E

I - GEOLOGIA REGIONAL, GEOTECTÔNICA E GEOCRONOLOGIA

BARBOSA, A.L. de M.; GROSSI SAD, J.H. - Reinterpretação das "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro	1
KARFUNKEL, J.; NOCE, C.M. - Desenvolvimento faciológico do Pré-Cambriano superior da região de Carandaí - São João Del Rei, Minas Gerais	16
KARFUNKEL, J.; NOCE, C.M.; HOPPE, A. - A formação Carandaí no centro-sul do Estado de Minas Gerais: gênese, ambiente de deposição e correlações	30
PARENTI COUTO, J.G.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G. - Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do Cráton do São Francisco, com base em datações K-Ar em rochas básicas	38
WERNICK, E.; ARTUR, A.C. - Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais	50

II - PETROLOGIA E MINERALOGIA

BARBOSA, A.L. de M.; GROSSI SAD, J.H. - Petrografia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa Minas Gerais - Rio de Janeiro	63
BARBOSA, A.L. de M.; GROSSI SAD, J.H. - Geoquímica e Petrologia dos charnockitos e rochas afins do Complexo Juiz de Fora, MG - RJ	75
CHOUHDURI, A.; CARVALHO, S.G. de - Estudo baseado nos elementos traço das rochas metabásicas diferenciados da região de Machado, MG	85
CORREIA NEVES, J.M.; SOARES, A.C.P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; SCLLIAR, C. - Contribuição à geologia e petrografia da região pegmatítica de Virgem da Lapa - Coronel Murta, Minas Gerais	100
DALLWIG, R.; KLEIN, H.; HOPPE, A. - Ocorrência de granada-anfibolito e hornblenda-websterito na região de Guanhaes (leste de Minas Gerais)	115
FERREIRA, C.M. - Vulcanismo ácido no Quadrilátero Ferrífero e sua relação com algumas ocorrências e/ou depósitos minerais	128
GROSSI SAD, J.H. - Geoquímica dos elementos traço em rochas metapelíticas da região do médio Rio Doce, MG	134
HOPPE, A.; HÖRMANN, P.K.; EULERT, M.H. - Padrões de Terras Raras de rochas básicas proterozóicas da Serra do Espinhaço, MG	143
LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P.; TOBSCHALL, H.J. - Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG	149
MAGALHÃES, A.C. - Estudo preliminar de rochas ultramáficas do sul de Minas Gerais	166
ROSIÈRE, C.A. - A recristalização do minério de ferro da Jazida do Pico do Itabrito no Quadrilátero Ferrífero, M.G., e suas implicações genéticas	173
SICHEL, S.E. - Metamorfismo, idade relativa, petrografia e geoquímica do magmatismo básico Proterozóico na região de Barão de Cocais, Quadrilátero Ferrífero, MG	187
SICHEL, S.E.; VALENÇA, J.G. - Geologia do Arqueano da região de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, MG	197
VALERIANO, C. de M. - Geologia de uma área à sudoeste de Aiuruoca, sul do Estado de Minas Gerais	209
WEGNER, R. - Elementos traço em feldspatos e micas de pegmatitos graníticos no norte de Minas Gerais	214

III - GEOLOGIA ECONÔMICA E PROSPECÇÃO MINERAL

ABREU, P.A.A.; MUNHOZ, D.T.V. - A reconstituição paleogeográfica e o estudo dos minerais pesados como indicativos de áreas fontes primárias dos diamantes da Serra do Espinhaço, Minas Gerais	219
ANGELI, N.; LANDIM, P.M.B.; ALVES, R.; TAKIYA, H. - Prospecção geoquímica para níquel e cobre na região do Baixo Santa Maria, municípios de Ipanema e Poço das Antas, Minas Gerais	235
CARVALHO, S.G. de; BATISTA, J.J. - Prospecção geoquímica de solo no cinturão vulcano-sedimentar "Morro do Ferro", Fortaleza de Minas, MG	248
GROSSI SAD, J.H.; PINTO, C.P.; DUARTE, C.L. - Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, MG	259
LOPES, O.F. - A porção central da Bacia Bambuí: um exemplo de convergência metalogenética do Pré-Cambriano superior	271
PIRES, F.R.M.; FREITAS, C.O.; PALERMO, N.; SARCIA, M.N.G. - Geologia e gênese dos depósitos de topázio dos distritos de Ouro Preto, MG	283
SOARES, A.C.P.; COSTA, A.G.; CORREIA NEVES, J.M. - A Mineralização de scheelita nas rochas calcossilicáticas do médio Jequitinhonha, MG	297
UHLEIN, A.; ASSIS, L.C. de; DARDENNE, M.A. - As mineralizações de ouro e cromita da sequência vulcano-sedimentar do Serro, MG	306
VILELA, O.V.; LAGUNA, A.G.M.; SANTOS, O. de M. - Prospecção e geologia da jazida de minério de ferro de Morro do Pilar, MG	321
VILELA, O.V.; SANTOS, O. de M. - Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, MG	333
VIVEIROS, J.F.M. de; VASCONCELOS, J.A. de; SÃ, E.L. de - Pesquisa do minério de ferro na Serra do Piacó - Quadrilátero Ferrífero, MG	347

IV - GEOLOGIA ESTRUTURAL E ESTRATIGRAFIA

ASSIS, L.C. de; MARINI, O.J. - Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço - Minas	361
CHRISPIN, S.J. - Dados preliminares sobre a geologia estrutural das Serras da Bocaina e Faria, Lavras, MG	376
HEILBRON, M. - Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus (MG)	387
MACIEL, R.R. - Geologia estrutural da Serra de Três Pontas, MG. Dados preliminares	402
MORALES, N.; CARVALHO, S.G. de; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M. A.F. de; RODRIGUES, M.F.B.; SOARES, P.C.; ZANARDO, A. - Geologia das folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Resende, MG	411
MORETZSOHN, J.S.; SOARES Fº., B.S. - Geologia da porção meridional da Serra de Bom Sucesso, MG	423
OLIVEIRA, M.A.F. de; CARVALHO, S.G. de; MORALES, N.; RODRIGUES, M.F.B.; ZANARDO, A. - Geologia das quadriculas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, MG	432
PACIULLO, F.V.P. - Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri, MG	440
QUÉMENEUR, J.; BARAUD, R. - Estrutura do embasamento arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João Del Rei, MG	449
RIBEIRO, A. - Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da folha Itumirim, MG	461
TROUW, R.A.J. - Novos dados sobre os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia	469

V - ROTEIRO DAS EXCURSOES

BARBOSA, A.L. de M.; LADEIRA, E.A.; FERREIRA, C.M. - Excursão Geológica nos arredores de Ouro Preto e Mariana: Estratigrafia e Tectônica dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas dos Distritos de Ouro Preto e Mariana e jazida de topázio de Vermelhão, Saramenha.....	478
LADEIRA, E.A.; MENEZES, M.G.; ROESER, H.M.P.; GROSSI SAD, J.H. - Excursão Geológica de Belo Horizonte a Ouro Preto: Estratigrafia e Tectônica dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas.....	484
OLIVEIRA, G.A.I. de; CLEMENTE, P.L.C.; VIAL, D.S. - Excursão a Mina de Ouro de Morro Velho.....	497
SCHRANK, A.; PONTES, H. de A.; FANTON, J.J. - Roteiro da Excursão ao Maciço de Piumhi -MG.....	506

REINTERPRETAÇÃO DAS "SÉRIES" JUIZ DE FORA E PARAÍBA, EM MINAS GERAIS E RIO DE JANEIRO

A. Licínio de M. Barbosa
J.H. Grossi Sad

GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda. - Belo Horizonte - MG

ABSTRACT - The borderline between the States of Minas Gerais and Rio de Janeiro follows the drainage for a long distance, eastward down the Rio Preto into the Paraíba, then taking an ENE course along the Paraíba do Sul, proceeding thereafter until it meets the confluence of the Rio Pirapetinga which it follows for a short stretch, after which the line runs northeastward across the drainage. This line cuts across several structural belts trending between ENE and NE. A broad belt formed by a charnockite complex is represented by the borderline's Rio Preto segment. The Paraíba section crosscuts a belt of predominant biotite gneiss and migmatite, while the Paraíba stretch is located in a granulite belt. These lithologies are also present in belts crossed by the NE extension of the borderline. Only the charnockite complex and the granulite belt are considered in this paper.

The charnockite complex is informally divided in two units, namely a unit in which rocks of the charnockite suite are well preserved, forming the dominant lithology, and another in which they are extensively modified by diaphoresis and migmatization. The designation "charnockite complex" refers to the complex structural nature of practically every outcrop, where basic and intermediate rock types (gabbro, norite, pyroxene diorite) are intricately penetrated or surrounded by masses of the more acid ones (charnockite, enderbite). The diaphoretic rocks are essentially garnet-biotite (sillimanite, graphite) gneisses with greenish feldspar porphyroclasts and irregular inclusions of recognizable charnockitic rocks. The granulites comprise acid, intermediate and basic types, and are identical with those of the type granulite area in Saxony. They are mainly located in a very extensive zone of structural transposition along the course of the Rio Paraíba do Sul.

INTRODUÇÃO

A divisa entre os Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro é formada, em grande parte, por cursos d'água. Um trecho extenso corresponde ao Rio Preto, que corre aproximadamente de oeste para leste até sua foz no Paraíba. Um trecho menor é formado por este rio até sua foz no Paraíba do Sul. Este forma um trecho retilíneo da divisa, com rumo ENE, até encontrar o seu afluente Pirapetinga pela margem esquerda. Após seguir este rio por curta distância, a divisa continua para NE, cortando a drenagem nas bacias dos rios Pomba e Muriaé. Só o trecho do Rio Paraíba é bem ajustado à estrutura, os demais cortam-na obliquamente, de modo que uma série de faixas estruturais passa de um estado para outro. Assim sendo, embora se procure focalizar aqui a geologia do Estado de Minas Gerais na faixa fronteira, é impossível fazê-lo sem mencionar aspectos da geologia do Estado vizinho.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO SE DE MINAS GERAIS PELO DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL

A parte do Estado de Minas Gerais conhecida pelo nome de Zona da Mata tornou-se objeto de levantamentos geológicos sistemáticos por parte do Departamento Nacional de Produção Mineral no começo da década de 50. Os primeiros resultados dos referidos le-

vantamentos são encontrados entre as páginas dos relatórios anuais do Diretor da Divisão de Geologia e Mineralogia do citado Departamento.

Assim, em Relatório Anual do Diretor, Ano de 1951, há breve menção ao trabalho de mapeamento que vinha sendo executado por G.F. Rosier, o qual descreve gnaisses de um "Complexo Paraíba" observado no vale do Rio Paraíba do Sul e na região ao norte de Juiz de Fora.

Referências mais extensas ocorrem em Relatório Anual do Diretor, Ano de 1955. Descrevem-se os conceitos de mapeamento utilizados por H. Ebert na área em questão, ilustrados por um Esboço Geológico do Centro-Sul de Minas Gerais pelo mesmo autor, em cuja legenda se lê:

1. Série Paraíba (Neo-Algonquiano catazonal de granitização)
2. Série Juiz de Fora (Neo-Algonquiano catazonal de charnockitização)

O texto esclarece assim os referidos termos da legenda:

"Acha o autor conveniente restringir a denominação Série Paraíba aos próprios gnaisses da zona do Paraíba, caracterizados petrograficamente por intensa adição de potássio - biotitização e microclivização - e introduzir para os gnaisses de um tipo de metamorfismo também catazonal, mas basicamente diferente - desidratação e descalcinação (sic) - o nome especial de Série Juiz de Fora. Todas três (refere-se às Séries Paraíba e Juiz de Fora mais a Série Andrelândia, que aparece em citação anterior) devem ser da mesma idade estratigráfica, pertencendo, porém, a zonas bem diferentes do ponto de vista tectônico".

Uma terceira publicação da mesma série (Relatório Anual do Diretor, Ano de 1956) mostra um mapa mais elaborado de H. Ebert, cobrindo uma área maior, sob o título: Mapa Geológico Preliminar da Parte Sul do Estado de Minas Gerais e Adjacências, onde aparecem as Séries Paraíba e Juiz de Fora constituindo faixas contíguas de largura sensivelmente uniforme. O contato é uma linha quase reta de rumo NE, que passa pela cidade de Valença e pela foz do Rio Preto, que fica na divisa entre os Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Dentro da área mapeada, as cidades de Barra do Piraí e Três Rios, R.J., e Além Paraíba, M.G., ficam perto do centro da faixa da Série Paraíba, ao passo que Rezende, R.J., Valença, R.J. e Juiz de Fora, M.G., ficam na faixa da Série Juiz de Fora.

Um mapa posterior de Rosier (1965) estende para NE a área mapeada por Ebert, sem contudo se valer da sua nomenclatura estratigráfica. Uma área muito ampla e de litologia variada é representada como Série Paraíba - Desengano. Entretanto, faixas de charnockito são distinguidas das demais litologias mediante convenção gráfica específica dentro da referida série. Assim, o vale do Rio Pomba entre os arredores de Laranjal, M.G., e Santo Antônio de Pádua, R.J., é cortado, no mapa, por várias faixas de charnockito que se alargam para NE. Uma ligação com a faixa da Série Juiz de Fora mapeada por Ebert ficaria fora dos limites deste mapa, embora a distribuição e orientação das faixas sugiram que ela existe.

Em 1976 foi concluída a execução do mapa geológico à escala de 1:250.000 correspondente ao Projeto Vale do Paraíba do Sul, do Departamento Nacional de Produção Mineral cuja execução ficou a cargo da C.P.R.M. Dentro da área em questão fica toda a região SE de Minas Gerais, compreendida entre os vales dos Rios Paraíba e Muriaé, recobrando partes dos mapas de Ebert e de Rosier. Neste mapa, uma unidade designada Complexo Charnockítico deve corresponder essencialmente à Série Juiz de Fora de Ebert. A faixa principal passa por Juiz de Fora. Outras faixas, dispostas transversalmente aos vales dos rios Pomba e Muriaé, aproximam-se bastante das que constam do mapa de Rosier para a referida área. A divergência no traçado dos contatos em relação aos autores anteriores, parece, em parte, o resultado de um detalhamento maior da área. Entretanto, conforme se verá adiante, há problemas petrográficos que dificultam a definição exata dos limites da distribuição do complexo charnockítico.

CONTRIBUIÇÕES GEOLÓGICAS MAIS RECENTES QUE ABRANGEM A DIVISA MINAS - RIO

Vários aspectos petrográficos e estruturais relativos às faixas charnockíticas da Zona da Mata de Minas Gerais e dos estados vizinhos têm sido discutidos em trabalhos isolados, mas, a rigor, o mapeamento geológico regional em escala de 1:100.000 ou maior nas áreas em questão tem se limitado ao Estado do Rio de Janeiro, onde o Departamento de Recursos Minerais da Secretaria de Indústria, Comércio e Turismo fez realizar um levantamento geológico à escala de 1:50.000 extensivo a todo o Estado. A equi-

pe de geólogos da Geosol engajada no referido levantamento, com a participação dos autores, realizou observações através da divisa entre Minas Gerais e o Rio de Janeiro, nas bacias dos rios Preto e Muriaé, e a equipe da CPRM que levantou a Folha Cantagalo também incluiu a área mineira ao N do Rio Paraíba do Sul. Alguns dados estruturais e sobretudo petrográficos colhidos nestes trabalhos são importantes para o conhecimento da geologia do SE de Minas Gerais. Em particular, uma estrutura até então mal caracterizada sob as designações inadequadas de falha ou lineamento de Além Paraíba foi mapeada e definida pelos presentes autores como Zona de Transposição Estrutural do Rio Paraíba do Sul.

O mapa aqui apresentado (Fig. 1) resultou da compilação dos elementos estruturais e litoestratigráficos fundamentais contidos nos mapas correspondentes aos trabalhos supramencionados, com a seleção e compatibilização julgadas necessárias e que são de responsabilidade dos autores. Dada a importância do processo de transposição estrutural na região limítrofe Minas Gerais - Rio de Janeiro, a área mapeada pode ser dividida em dois domínios estruturais, a saber: o domínio regional em que os efeitos de transposição são observados em escala limitada, e a faixa onde eles se tornam predominantes. No primeiro destes domínios o mapa distingue:

1. Rochas da sequência charnockítica e diaforitos e migmatitos, originados a partir delas. Conforme mostraremos, os diaforitos e migmatitos representam uma parte importante do que foi mapeado originalmente, como Série Juiz de Fora, embora Ebert não os mencione. Seu caráter petrográfico presta-se à confusão com os gnaisses da Série Paraíba desse autor.
2. Outras litologias, sem maior interesse para a presente discussão, que o mapa apenas diferencia para mostrar a orientação generalizada dos contatos fora da zona de transposição.

No domínio transposto o mapa distingue:

3. Rochas cataclásticas derivadas de gnaisses da chamada Série Paraíba.
4. Inclusões tectônicas de rochas da sequência charnockítica e seus equivalentes diaforéticos.
5. Granulitos, que formam a faixa principal, em posição essencialmente axial na Zona de Transposição.

As unidades em questão formam um conjunto de faixas cuja largura total vai desde cerca de 50 km no extremo SW até quase 100 km no extremo NE da área representada. As várias faixas são sucessivamente atravessadas pela divisa interestadual Minas Gerais - Rio de Janeiro.

Do vale do Rio Pirapetinga, afluente do Paraíba do Sul, para NE, há um alargamento brusco das faixas charnockíticas e granulíticas, o que pode significar um falhamento transversal cujo traço coincide com este vale.

É interessante observar que a região granito-gnáissica que constitui a Província Pegmatítica da Zona da Mata é perfeitamente delimitada entre a faixa charnockítica de Juiz de Fora, a NW, a Zona de Transposição do Rio Paraíba do Sul, a SE, e as áreas charnockíticas das bacias dos rios Pomba, Muriaé e Itabapoana a NE.

CARÁTER ESTRUTURAL DA ZONA DE TRANSPOSIÇÃO

Poucos livros de geologia estrutural se ocupam do fenômeno de transposição, que apenas começou a ser considerado atentamente com a aplicação dos métodos de análise estrutural iniciados por Sander (1911). As obras de Turner & Weiss (1963) e de Whitten (1966) ilustram-no pormenorizadamente, mas não o definem. Sugerimos a seguinte definição: transposição é o fenômeno associado ao dobramento de rochas com uma estrutura planar preexistente, no curso do qual se realiza a adaptação da referida estrutura aos planos de uma nova foliação metamórfica, inicialmente transversal a ela, e com a qual ela tende a coincidir no fim do processo. A evidência da transposição é constituída por relictos não transportados da antiga estrutura, geralmente formados por charneiras de dobras intrafoliais, observáveis em afloramento ou em amostras de mão. A sequência ideal do processo é resumida por Turner & Weiss (*op. cit.*) da seguinte maneira:

1. Dobramento similar do aleitamento S_1 .
2. Adelgaçamento em flancos alternados das dobras.
3. Substituição dos flancos adelgaçados por planos de escorregamento paralelos a S_2 .
4. Achatamento das charneiras para formar lenticulas paralelas a S_2 .

Se as lentes de material competente forem suficientemente delgadas e extensas elas constituirão um bandejamento que pode passar por aleitamento. Apesar de ser feita em termos mecânicos, esta descrição deve ser entendida como um processo acompanhado continuamente por recristalização e/ou neoformação.

O livro de geologia estrutural de Whitten dá muitos exemplos de transposição que abrangem grandes áreas, mas nenhuma delas tem o caráter de uma faixa de contornos definidos como é o caso da Zona de Transposição do Rio Paraíba do Sul. Em qualquer caso a transposição estrutural é um efeito de compressão acompanhada de metamorfismo sob valores elevados da componente tangencial da tensão em cada ponto. No caso presente, além da deformação interna, a compressão produziu um soerguimento notável, atingindo o máximo na faixa central da Zona de Transposição, que é um verdadeiro *horst*, pois as rochas aí aflorantes sem dúvida foram metamorfosadas antes da transposição a profundidades bem superiores à do metamorfismo das que formam os seus flancos. As faixas laterais sofreram um soerguimento em grau menor, provavelmente tendo, em média, valor decrescente em direção aos bordos da zona, embora com porções soerguidas de origem profunda e distribuição errática, que formam inclusões tectônicas de rochas da sequência charnockítica e de gnaisses kinzigíticos. Além de cortar obliquamente a direção das unidades litológicas externas, a foliação da Zona de Transposição contrasta também quanto ao mergulho em relação às áreas adjacentes. Nestas, observam-se valores geralmente moderados e até baixos para esta coordenada geológica, ao passo que na Zona de Transposição ele pouco se afasta do plano vertical. A orientação da foliação e da lineação mineralógica, bem como a das dobras intrafoliais, confirma a conclusão de que a deformação se realizou em condições em que a tensão normal principal máxima era horizontal e normal à faixa, e a mínima vertical.

Rosier (1965) notou este caráter subvertical da foliação na Zona de Transposição. Entretanto, dentro do seu esquema estrutural, em que prevalece uma tectônica de tipo alpino, ele a considerou como o resultado da ação compressiva exercida por uma suposta "nappe da Serra dos Órgãos" em seu avanço para NW, sem considerar os aspectos da constituição geológica da referida zona.

Quanto ao *strike* da foliação, deve-se notar que há passagem gradual da direção ENE da faixa de transposição para o rumo NNE ao norte e ao sul dela. Isto foi mostrado anteriormente por Rosier (*op. cit.*) em um esboço estrutural que vai do litoral do Estado do Rio até a cidade mineira de Caratinga. A mudança de direção pode sugerir, à primeira vista, que a estrutura em que se encaixa o trecho retilíneo do Paraíba do Sul é uma falha transcorrente dextrorsa que produziu um *drag* das estruturas nas suas imediações. Entretanto, a faixa através da qual se realiza a deflexão estrutural é larga demais para ser afetada pelo atrito em um plano de falha com esta localização, a distribuição das litologias não justifica esta interpretação, e a estrutura interna da Zona de Transposição só é explicável como resultado de compressão e desnivelamento.

Fora da Zona de Transposição a reincidência da deformação plástica é documentada por toda parte por dobras redobradas em escala de afloramento, e localmente, pelo desenvolvimento parcial de nova foliação que corta a primeira. As melhores observações de que dispomos a este respeito vêm da Serra dos Órgãos, onde localmente se observa, em rochas graníticas ricas em biotita, que a antiga foliação é amarrotada e está preservada em massas tabulares ou "microlithons" de 20 a 30 cm de largura, enquanto a nova foliação ocorre em zonas mais finas intercaladas entre os "microlithons" orientando-se segundo os planos que os delimitam. Nestas zonas há notável redução de granulação. A passagem dos "microlithons" às bandas refofiadas é gradacional, observando-se forte encurvamento da primeira foliação até coincidir com a segunda.

LITOLOGIA DA ZONA DE TRANSPosição

A Zona de Transposição acha-se integralmente situada na área mapeada como Série Paraíba por H. Ebert. Entretanto, corresponde a três associações litológicas e geneticamente distintas, a saber: 1) granulitos geralmente bem preservados, localmente modificados por diaforesse; 2) blastomilonitos metamorfisados na facies do anfibólito à *amandina*; 3) rochas da sequência charnockítica e gnaisses kinzigíticos de origem diaforética.

Os granulitos formam a faixa axial da Zona de Transposição a SW do Rio Pirapeitinga, que pode ser observada em território mineiro nos arredores de Além Paraíba. A NE do referido rio sua distribuição é mais complexa, pois a Zona de Transposição, ao mesmo tempo que se alarga, é mais difícil de ser delimitada. Aí há várias faixas de

granulitos alternadas com rochas da sequência charnockítica e com diaforitos destas rochas, além de outras litologias. Algumas faixas granulíticas acompanham a divisa interestadual. A área granulítica mais extensa situa-se na faixa que constitui a projeção setentrional da do Rio Paraíba do Sul, situando-se nela a cidade de Itaperuna, R.J., razão pela qual foi denominada Unidade Itaperuna.

LITOLOGIA DAS FAIXAS CHARNOCKÍTICAS

Segundo o mapa de Ebert, o limite NW da faixa ocupada pela Série Juiz de Fora passa poucos quilômetros a NW da cidade de Juiz de Fora e o limite SE passa por Valença. Dentro desta faixa de rumo NE a Série em questão envolve apenas duas faixas estreitas de gnaisses que são mapeados como Arqueano indiferenciado, supostamente mais antigas que os charnockitos.

A diferença entre as Séries Juiz de Fora e Paraíba seria apenas de grau de metamorfismo, o qual teria sido essencialmente contemporâneo em ambas. Contudo, no mapeamento realizado com a participação dos autores, este conceito foi abandonado, uma vez que se pode demonstrar a existência de uma fase de metamorfismo na facies anfibolítica, acompanhado de migmatização, que é posterior à fase de formação dos charnockitos e rochas afins. Com efeito, parte dos biotita gnaisses e migmatitos são claramente diaforitos de rochas charnockíticas originais. Onde não há evidências de diaforose, eles são considerados como produto de metamorfismo progressivo de rochas mais novas que os charnockitos. Em geral as duas classes genéticas de gnaisses e migmatitos são separadas por falhas, e às vezes observam-se diferenças texturais, mas a falta de distribuição de relictos charnockíticos entre os gnaisses do primeiro tipo é suficiente para convencer que a diferença genética é real. Os gnaisses da segunda categoria fariam parte, junto com rochas graníticas e outras, da Série Paraíba, que aqui não é mantida devido à heterogeneidade de sua constituição. Sem dúvida eles são mais novos do que os charnockitos. No entanto, foi possível delimitar nos mapas as áreas charnockíticas em que os efeitos diaforéticos são subordinados daquelas em que eles se tornam predomnantes. Conquanto os contatos em questão sejam arbitrários não há confusão possível. Assim sendo, e levando em conta as recomendações do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica, propõe-se a designação Complexo Juiz de Fora para substituir a Série do mesmo nome, levando em conta a sua distribuição no mapa de Ebert, que torna necessário o uso de uma definição mais abrangente. O complexo em questão é definido aqui como a associação de duas unidades litológicas intimamente relacionadas, a saber: uma caracterizada essencialmente por rochas da sequência charnockítica, tendo quartzo e biotita gnaiss diaforético como litologias subordinadas, e aqui denominada Unidade Comendador Venâncio; e outra constituída essencialmente por diaforitos com evidências mineralógicas e petrográficas de derivação a partir de rochas da sequência charnockítica, aqui designados como Unidade Raposo. A seção tipo é, no primeiro caso, o trecho do vale do Rio Muriaé que começa pouco a E da divisa Minas - Rio, em Patrocínio do Muriaé, e vai até 4 km a E da localidade de Comendador Venâncio. As melhores exposições ocorrem em cortes da BR-356 e da E.F. Leopoldina (abandonada). No segundo caso, é a faixa limítrofe entre os dois estados, no trecho que vai da localidade fluminense de Raposo para NW até o vale do Ribeirão Gavião, com excelentes exposições na E.F. Leopoldina. Os aspectos fundamentais destas litologias são descritos mais adiante.

DISTRIBUIÇÃO DA UNIDADE ITAPERUNA EM MINAS GERAIS

Na área fronteira entre Patrocínio do Muriaé, MG, e Barão do Monte Alto, MG, ocorrem estreitas faixas granulíticas intercaladas entre as rochas do Complexo Juiz de Fora. Ao N de Purilândia, RJ, até o limite da área estudada, na Serra da Caiana, eles se tornam predominantes.

Na região mais setentrional do presente mapa é difícil separar os granulitos propriamente ditos das rochas mais ou menos milonitizadas do complexo charnockítico. Também há transições para rochas diaforéticas, i.e., milonito gnaisses e blastomilonitos a biotita e granada. Os granulitos apresentam variedades leucocráticas, mesótípicas e melanocráticas. Os primeiros geralmente têm feldspato esbranquiçado, mas às vezes ele pode ser esverdeado, denunciando seu parentesco com os charnockitos. Também se observa ocasionalmente um feldspato róseo, em faixas de transição para rochas mais grosseiras, em geral venulando o feldspato esverdeado. Muitos granulitos claros são

granatíferos, e às vezes a granada é o único mineral máfico discernível a olho nu. Em outros, ela é associada a piribólio, presente em lenticulas ou bandas. A granada destes agregados é mais fina do que a que ocorre esparsa entre os minerais félsicos. Os piroxênio granulitos máficos, examinados em fratura fresca, em geral são afaníticos e homogêneos, sem foliação perceptível. Quando ocorrem em massas espessas dão origem a acentuada disjunção esferoidal, cujos blocos apresentam uma crosta esbranquiçada, onde se observa foliação penetrativa devida ao arranjo paralelo de bastonetes negros de piribólio separados por agregados félsicos afaníticos.

Os granulitos mesótipos são os que mais chamam a atenção em afloramento, tanto pelo caráter perfeitamente plano e subvertical de foliação e do bandeamento quanto pela regularidade do seu diaclasamento. As bandas máficas de espessura centimétrica invariavelmente se acunham numa extensão de alguns metros, havendo um trespasse característico que mantém mais ou menos constante o número de bandas em qualquer seção observada.

Os porfiroclastos angulosos de feldspato, que podem ser numerosos ou esparsos, podem atingir vários centímetros de diâmetro, e as dobras intrafoliais são comuns em todos os afloramentos deste tipo.

O trecho da Zona de Transposição a jusante de Além Paraíba é descrito por Matos *et alii* (1980) como "gnaisse laminados da faixa cataclástica". No mapa dos referidos autores, a foliação cataclástica é caracterizada pela presença de quartzo discóide. A estrutura é descrita como granulítica, mas sendo a biotita o mineral máfico predominante ou exclusivo, é de se supor que as rochas em questão sejam blastomilonitos granulitoides, derivados de granulitos por diaforesse. Esta derivação não é meramente especulativa, pois são descritas intercalações de "rochas básico-intermediárias pertencentes a uma série charnockítica" ou seja "rochas de composição norítica a quartzodiorítica, coloração negra a esverdeada e granulação média, gnaissificadas, ocorrendo com jazimentos estratiformes segundo a orientação da sequência de gnaisse cataclásticos". O Rio Paraíba do Sul, que forma a divisa interestadual, corre dentro desta faixa. Ocorrências de charnockito não laminado, em sua maioria pontuais, são representadas tanto ao norte quanto ao sul da faixa granulitoides, no que seria ainda parte integrante da Zona de Transposição, de acordo com nossa interpretação.

UNIDADE COMENDADOR VENÂNCIO AO NORTE DO RIO MURIAÉ

As exposições da Unidade Comendador Venâncio são, de modo geral, muito semelhantes entre si. Os afloramentos e cortes rodoviários e ferroviários dos arredores de Comendador Venâncio fornecem exemplos típicos e acessíveis. Descrevendo-os de leste para oeste, observamos as primeiras exposições nos cortes da BR-356, no trecho em que ela acompanha o Ribeirão São Vicente. Predomina aí uma rocha negra mosqueada, fanerítica fina a média, discretamente foliada ou aparentemente homogênea e gabróide, constituída essencialmente por piroxênio e por feldspato verde cana, este em menor proporção. Esta mesma rocha, ou uma modalidade mais biotítica e foliada, aparece em todos os afloramentos como o componente litológico melanocrático do complexo charnockítico, cuja composição, determinada ao microscópio, é de piroxênio diorito ou gabro. Esta rocha é penetrada a espaços irregulares, por veios paralelos à foliação pouco nítida, e às vezes transversais, constituídos por material quartzo-feldspático, onde o feldspato tem a cor verde cana. Ocorre granada disseminada em toda a exposição, o que é uma característica da maior parte do complexo charnockítico nesta região, mas não necessariamente de toda a Unidade. No corte da ponte sobre o São Vicente, o componente melanocrático é uma rocha negra de tonalidade esverdeada, microbandeada, de granulação fanerítica fina a afanítica. Na crosta de alteração observa-se bem as microbandas inteiramente negras de poucos milímetros de espessura em destaque sobre um fundo esverdeado. Aparentemente não há filossilicatos e não se percebe orientação dos grãos minerais. Ocorre dobramento isoclinal.

Um pouco mais para oeste observa-se uma rocha escura sem foliação perceptível, mosqueada, com piribólios associados a um feldspato verde cana, em contato brusco com rocha gnaissóide constituída essencialmente por quartzo, feldspato, biotita e granada tendo bandas hololeucocráticas a quartzo discóide. O gnaiss é milonítico e é interpretado como um produto de diaforesse do complexo charnockítico.

Ao longo da rodovia, seguem-se outros cortes com exposição do complexo charnockítico até Comendador Venâncio. O charnockito ou enderbita apresenta-se sempre como ma-

terial venulante em uma rocha escura, diorítica ou gabróide. O próprio material venulante pode apresentar piroxênio, quer em cristais isolados na massa feldspática, neste caso podendo constituir porfiroblastos de até 3,5 cm, quer em nesgas orientadas, esgarçadas, onde os seus grãos estão intercalados por grãos de quartzo e de feldspato.

Em um corte da antiga estrada de ferro à entrada norte de Comendador Venâncio, novamente se observa o complexo charnockítico constituído por massas verdes escuras foliadas de granulação fina, predominantemente piribólicas, mas contendo ainda proporções significativas de biotita e granada, e massas venulantes de material félsico mais grosseiro, que penetram aquelas só ao longo da foliação como em vênulas discordantes. Em grande parte o contato entre estes materiais é transicional, mas localmente é brusco. A foliação é devida principalmente, no que tange à observação mesoscópica, à orientação da biotita. Os cristais de granada, neste ponto, alcançam 1 cm de diâmetro. As partes claras do complexo são caracterizadas pelo predomínio de feldspato esverdeado, encerrando ainda quartzo, piroxênio e anfíbólio. Em certos locais é possível observar "restos" de piroxênio diorito não inteiramente assimilados pelo material enderbítico.

Pequenos corpos graníticos cortam habitualmente o complexo charnockítico. A oeste de Comendador Venâncio, no ponto em que a BR-356 mais se aproxima do Rio Muriaé, o granito foi injetado sob a forma de soleiras e diques, tirando partido do alto grau de deformação local. A rocha predominante é charnockito ou enderbito, com blocos de piroxênio diorito caoticamente orientados e deformados, ao modo de uma brecha intrusiva. O enderbito apresenta um bandejamento nebulítico, que parece resultar da assimilação da rocha máfica, e a estrutura foliada e bandeada tem dobramento invertido. O granito tem partes grosseiras a pegmatóides e outras de granulação fanerítica fina a média, foliadas, a feldspato acaramelado, extremamente granatíferas. A granada é submilimétrica, e dispõe-se em agregados orientados segundo a foliação. O quartzo e o feldspato têm talhe médio de 0,5 a 1 mm. A foliação parece de origem tectônica.

Daí para oeste até o limite da faixa, o charnockito-enderbito apresenta textura acentuadamente porfiroclástica, com grãos de feldspato de até 2 cm e de piroxênio até 3 mm, e ao sul do Rio Muriaé a sua laminação tectônica é acentuada, com passagem para tipos granulitoides. Também ao sul de Comendador Venâncio estes tipos ocorrem, sendo que, nos arredores de Laje do Muriaé, o complexo charnockítico tem porções melano-, meso- e leucocráticas. A parte mesocrática é de foliação pronunciada dada pelo arranjo paralelo dos máficos e do quartzo, e constitui uma pedra utilizável na fabricação de paralelepípedos. A parte melanocrática é uma rocha homófana negro-esverdeada, afanítica a fanerítica muito fina, onde se destacam cristais de feldspato de cerca de 3 mm em um fundo escuro, no qual predominam grânulos arredondados submilimétricos de piribólio.

A área mapeada a oeste de Antônio Prado de Minas como fazendo parte da Unidade Comendador Venâncio apresenta características peculiares, só reproduzidas em um pequeno trecho da área que integra a mesma unidade na cabeceira do Córrego Lambari. Ambas estão em contato de falha com a Unidade Eugenópolis e com o Granito Córrego do Pangarito e são constituídas não por um complexo e sim por uma rocha sempre homogênea, cinzenta, de foliação pronunciada junto aos contatos mas homófana a maior distância destes, de granulação fanerítica média a fina, na qual se destacam prismas curtos de piribólio de menos de 3 mm de aresta, grãos milimétricos esparsos de granada e pequenas escamas de biotita. Estes minerais máficos são densamente distribuídos, intercalando-se entre eles os grãos claros de quartzo e feldspato, em proporção estimadamente equivalente. Desta matriz destacam-se raros fenocristais de feldspato com cerca de 4 mm de aresta e porfiroblastos não orientados de biotita. Por se tratar de um piroxênio diorito, que é uma das variedades petrográficas características da Unidade Comendador Venâncio. Esta rocha foi atribuída tentativamente à referida unidade, a despeito da grande diferença estrutural na sua distribuição.

UNIDADE COMENDADOR VENÂNCIO AO NORTE DO RIO PRETO

Dentro de um raio de 600 m de São José das Três Ilhas, são encontrados afloramentos de rochas homófanas da sequência charnockítica. A NW da referida localidade trata-se de um charnockito esverdeado escuro, granoblástico, de granulação média a grosseira, cujos constituintes determináveis à vista desarmada são quartzo azulado, feldspato acaramelado, biotita e piroxênio. Por intemperismo, o afloramento adquiriu disjunção esferoidal.

Ao S da mesma localidade, a rocha homófila observada é um piroxênio diorito ou enderbitito cinza-escuro, de granulação predominantemente fina, com feldspato branco e minúsculos cristais de granada em destaque no fundo escuro. Há partes de granulação mais grosseira, nas quais se percebem claramente as superfícies de clivagem de um feldspato de cor verde-cana. Também neste caso, a disjunção observada é esférica. A cerca de 3 km a NE do primeiro afloramento mencionado ocorre um afloramento de microgabbro cinza-esverdeado.

Os demais afloramentos observados na área, com exceção dos de quartzito, são de rochas intimamente intercaladas entre si, que vão de piroxênio diorito (ou granulito) a charnockito, cuja associação é convenientemente designada como "complexo charnockítico". A estrutura característica é um bandeamento ou venulação dos termos mais escuros da sequência charnockítica por material mais claro e grosseiro, à maneira de um migmatito. Estas rochas são foliadas e, em parte, catacladas intensamente. Neste caso, pode-se atingir, nos tipos mais claros, a estrutura de um milonito gnaisse ou blastomilonito, e nos mais escuros e ricos em biotita, e de um milonito xisto.

Os minerais característicos dos charnockitos e enderbititos, identificáveis mesopicamente, são quartzo (azulado, às vezes), feldspato acaramelado ou cor de cana, biotita e piroxênio de tom bronzeado (hiperstênio). Nas rochas escuras a granulação geralmente é mais fina, distinguindo-se apenas o feldspato e piroxênio, com ou sem biotita. Nas variedades mais grosseiras pode-se distinguir o anfíbólio do piroxênio. A granada aparece com muita frequência na área em todas estas variedades, caracterizando mais da metade dos afloramentos descritos.

Em casos mais complexos chegam a ser geradas estruturas semelhantes à de um migmatito do tipo *schollen*. O charnockito frequentemente é porfiroblástico, podendo seus megacristais de feldspato atingir 5 cm de diâmetro.

Em dois pontos da área foi encontrada uma rocha granitóide foliada de cor rósea acinzentada cortando o complexo charnockítico. Esta rocha granitóide chega a assimilar o material do complexo charnockítico, originando estruturas complexas, fortemente amarrotadas e de caráter nebulítico. Estas ocorrências parecem volumetricamente inexpressivas.

Em associação com o complexo charnockítico foram encontrados quartzitos geralmente bastante puros, com alguma moscovita e subordinadamente com feldspato. Esta rocha tende a recristalizar, tomando o aspecto de quartzo filoniano.

UNIDADE RAPOSO EM MINAS GERAIS

As rochas predominantes na Unidade Raposo são biotita gnaisses mais ou menos cataclados. Seu caráter distintivo é a transição para rochas da sequência charnockítica, perceptível na maioria dos afloramentos, embora, em alguns, só o seja com a atenção voltada para os detalhes, como a presença de porfiroclastos de feldspato esverdeado. Se bem que esta Unidade tenha sido mapeada também ao norte do Rio Preto, aqui descreveremos apenas as adjacências da seção tipo. Nos arredores de Raposo, encontram-se os melhores exemplos das transições acima referidas. Há múltiplas faixas da Unidade Raposo intimamente associadas às da Unidade Comendador Venâncio, seja por intercalação da primeira na segunda, seja de forma oposta. Os contatos entre as duas unidades são transicionais.

Uma grande faixa da Unidade Raposo encontra-se em uma área aproximadamente triangular, com ângulo agudo situado a SW de Patrocínio do Muriaé. Um dos lados tem rumo NNE, atingindo um ponto a NE de Antônio Prado de Minas: trata-se de um contato de falha com gnaisses que são considerados mais jovens. O outro lado é voltado para NE, passando ao sul de Raposo e seguindo o vale do Córrego Marambaia. Representa um contato que também é geralmente falhado com a Unidade Comendador Venâncio. Várias faixas desta unidade ficam inclusas dentro da área assim delimitada, na qual a Unidade Raposo ocupa mais de 30 km².

Nos afloramentos entre a BR-356 e Patrocínio do Muriaé, os agregados de grãos de almandina atingem 1 cm e os porfiroclastos oclares de feldspato chegam a 2 cm.

Dos arredores de Eugênio Prado de Minas, a linha de cumeeada que forma a divisa entre os Estados de Minas Gerais e do Rio de Janeiro apresenta uma faixa de 1,5 a 2 km de largura cujas rochas parecem particularmente ricas em grafita. Este mineral foi observado não só em gnaisses kinzigíticos, mas também em alguns núcleos preservados de charnockito. Por outro lado, a sillimanita foi observada em poucos afloramentos, na parte oeste da faixa. Pode-se notar uma descoloração gradual do

feldspato na periferia dos núcleos charnockíticos, passando à cor branca no gnaiss kinzigítico. Ao sul de Antônio Prado de Minas, no Córrego Capoeirão, obtêm-se uma visão muito clara da passagem de um charnockito granatífero grafitoso para biotita - granada gnaiss migmatítico.

Um pouco ao norte da linha Raposo - Morro do Brito - Eugenópolis, há numerosos e excelentes afloramentos. A rocha predominante é um milonito gnaiss constituído essencialmente por quartzo, feldspato, biotita e granada, de estrutura lenticular e discretamente bandeada, de granulação fanerítica fina a média. Os porfiroclastos de feldspato concentram-se em certas zonas paralelas à foliação, sendo esta marcada pela orientação da biotita. A granada é abundante, podendo associar-se a lentículas biotíticas ou pintalgar toda a rocha. Sua cor arroxeada é característica dos gnaisses kinzigíticos. A grafita é um mineral ubíquo nesta área. Em vários afloramentos notam-se massas decimétricas ou menores, de contornos indistintos, nas quais os porfiroclastos de feldspato verde claro revelam a afinidade com os charnockitos. Às vezes é possível identificar este material como um charnockito gnaissificado, rico em biotita fina, com cristais preservados e orientados segundo a foliação de um piroxênio cor de bronze. Localmente ele passa a um granulito cinza-esverdeado, afanítico, alternado com bandas faneríticas onde predominam o feldspato esverdeado e o quartzo.

CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS. CONCLUSÕES

A facies granulítica definida por Eskola é um conjunto de associações paragenéticas que compreende, entre outras, as rochas de estrutura blastomilonítica do tipo que ocorre na Saxônia, que são os granulitos propriamente ditos. Segundo as evidências de campo e de laboratório, a facies em questão resulta do metamorfismo a alta temperatura, numa faixa de pressão média a alta. A estrutura dos granulitos fala a favor de valores elevados tanto para o componente normal quanto para a tangencial da tensão interna da crosta na região onde eles se formam, e portanto, condições mais resitas do que as da facies que leva o seu nome. A este propósito, vale a pena comentar que Raguin (1970) usa a designação "facies charnockítica" em vez de granulítica, a nosso ver com mais propriedade que a designação de Eskola. A sequência charnockítica, amplamente representada na região em estudo, apresenta os exemplos menos deformados de rochas desta facies. Onde a tensão tangencial atingiu valor superior à resistência das rochas ao cisalhamento elas sofreram a modificação estrutural característica dos granulitos. A prova de que a transformação mineralógica precede a estrutural é dada pelos porfiroclastos e agregados minerais relictos que escaparam à cataclase, os quais pertencem à facies granulítica, do mesmo modo que a matriz que os envolve. Note-se que os chamados "granulitos a cordierita" em geral não sobreviveram a estas pressões mais altas. Por outro lado, o gradiente de temperatura *versus* pressão é necessariamente superior ao que se verifica nas cadeias orogênicas alpinas, com a consequência de que, no arqueano, a facies granulítica é favorecida e a eclogítica excluída. Um gradiente térmico de 25°C/km para a crosta arqueana parece bastante razoável (Drury, 1973).

As rochas que foram metamorfizadas na facies anfibolítica compreendem paragnais se, mármore, quartzito, rocha calciossilicatada, anfibolito, etc. A almandina é um mineral relativamente frequente. Faixas de mármore olivínico estendem-se por muitos quilômetros, e a associação diopsídio-tremolita-bytownita é extremamente comum nas calciossilicatadas. Localmente há faixas de rochas kinzigíticas, tanto formadas por metamorfismo progressivo quanto regressivo. Segundo Hsu (1968), *apud* Newton & Fyfe (1976) a almandina só pode coexistir com H₂O a pressões acima de 1 kbar quando a temperatura é no mínimo de 550°C. Levando-se também em conta dados de Winkler (1965) para as condições de formação da almandina, de Miyashiro (1973) sobre a temperatura de aparecimento da sillimanita nos Appalaches, e de Green e Ringwood, 1967 (*apud* Winkler, 1965) sobre as condições termodinâmicas da facies granulítica, é razoável admitir-se valores em torno de 6 kbars e 550°C para o metamorfismo regional dos paragnaises na área em estudo, valores de cerca de 8 kbars e 700°C para o metamorfismo dos granulitos e intermediários para as rochas kinzigíticas. Se o gradiente térmico de 25°C/km for aplicável, é necessário admitir o efeito da sobrepressão tectônica na região durante a formação dos granulitos, o que é perfeitamente compatível com o fato de que $P_s > P_{H_2O}$ na facies granulítica. A passagem a áreas em que $P_s = P_{H_2O}$ deve ser gradual.

A deformação tectônica soergueu as rochas de facies metamórfica mais alta ao nível das de facies mais baixa, tanto na zona de transposição quanto alhures. O contra-

te estrutural em relação às outras áreas é acompanhado também por um contraste de comportamento face às modificações nas condições termodinâmicas: na zona de transposição o efeito cataclástico atingiu os valores máximos, sem acompanhamento de efeitos diafrotéticos notáveis. Em outras áreas, ao contrário, a diafotose tornou as rochas da facies granulítica quase irreconhecíveis quanto à sua origem. Sugere-se que na zona de transposição o processo de deformação tenha sido rápido demais para provocar reações químicas, de modo que não houve ativação suficiente para romper o equilíbrio metastável. O processo terá sido mais lento nas outras áreas (ou, alternativamente $P_8 - P_{H_2O}$ menor que no caso anterior).

BIBLIOGRAFIA

- Drury, S.A. (1978). Basic factors in Archaean geotectonics. *In* Archaean Geochemistry (B.F. Windley and S.M. Naqvi, ed.), Elsevier. Amsterdam.
- Ebert, H. (1955). Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. *In* Relatório Anual do Diretor, DNPM-DGM, 62-81.
- Matos, G.M.M., Ferrari, P.G. & Cavalcante, J.C. (1980). Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo. Rel. Final, I. DNPM-CPRM, Belo Horizonte.
- Miyashiro, A. (1973). Metamorphism and Metamorphic Belts. Wiley, N. York.
- Newton, R.C. & Fyfe, W.S. (1976). High pressure metamorphism. *In* Evolution of the Crystalline Rocks (D.K. Bailey & R. Macdonald, ed.) Academic Press. London.
- Raguin, E. (1970). Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Masson, Paris.
- 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.
- Sander, B. (1911). Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung un Gefüge in Gesteine. Tsch. Mineral. Petrog. Mitt., 30, 305-306.
- Turner, F.J. & Weiss, L.E. (1963). Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw Hill. N. York.
- Whitten, E.H.T. (1966). Structural Geology of Folded Rocks. Rand MacNally, Chicago.
- Winkler, H.G.F. (1965). Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, N. York.

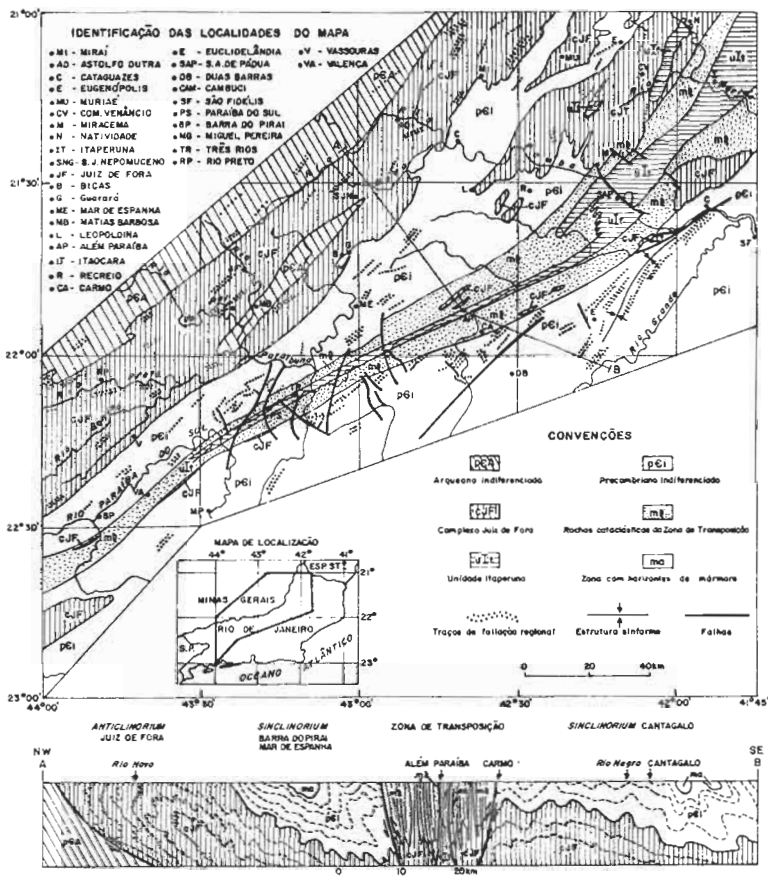


Fig. 1 - Charnockites e granulitos da região lindeira Minas - Rio

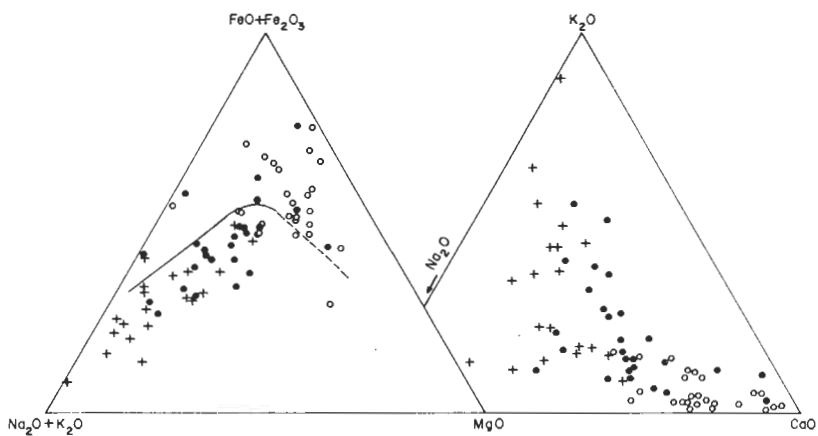


Fig. 2 - Diagramas AFM e NKC para charnockitos e granulitos da região limítrofe dos estados de Minas e Rio. A linha separando a campo toleítico e calcoalcalino é de Irvine e Baragar (1971). Os circulos referem-se às rochas básicas, os circulos cheios às rochas intermediárias e as cruces, às rochas ácidas.

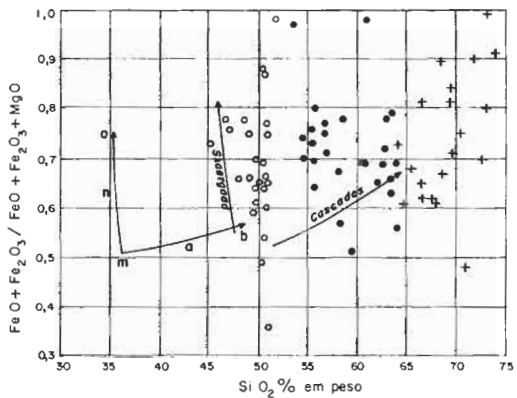


Fig. 3 - Diagrama de Kushiro (1979) para diferentes tendências de cristalização. Registro para rochas charnockíticas e granulíticas da região limítrofe entre Minas e Rio. Mesmos símbolos que na Fig. 1. Observar a acentuada tendência foleítica das rochas da divisão básica e a forte dispersão das rochas das divisões intermediária e ácida.

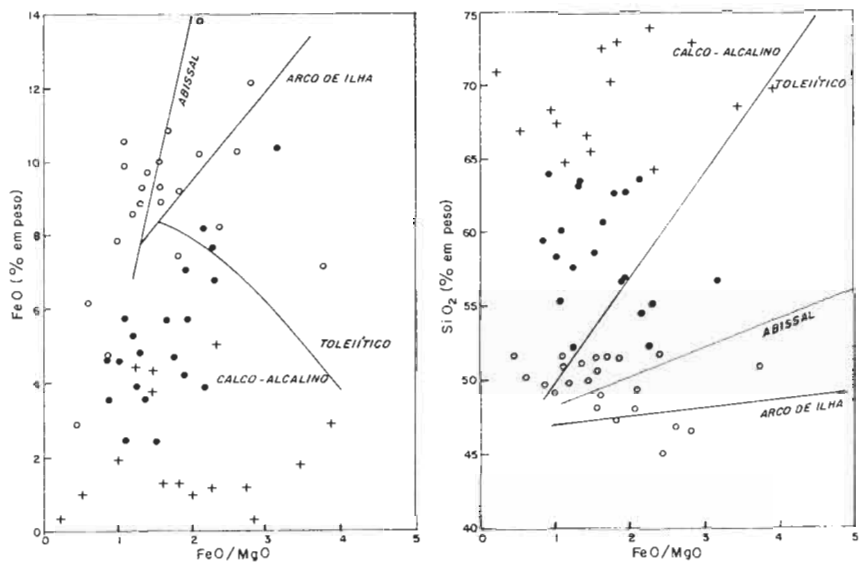


Fig. 4 - Diagramas FeO/MgO versus FeO e SiO₂ para os charnockitas e granititos da região imitrate Minas-Rio. Os campos assinalados são aqueles indicados por Miyashiro, 1975. Mesmos símbolos que na Fig. 1.

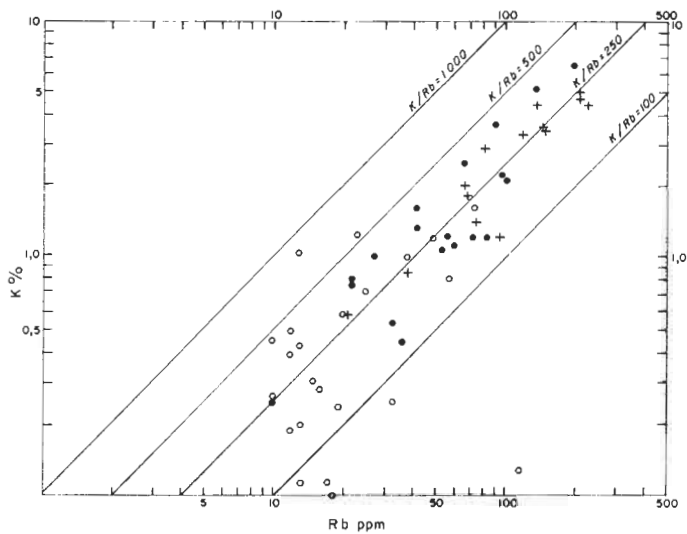


Fig. 5 - Relações K/Rb em charnockitos e granulitos da divisa Minas - Rio. Mesmos símbolos da Fig. 1.

DESENVOLVIMENTO FACIOLÓGICO DO PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR DA REGIÃO DE CARANDAÍ - SÃO JOÃO DEL REI, MINAS GERAIS

Joachim Karfunkel
Carlos Maurício Noce

Instituto de Geociência - UFMG - Belo Horizonte, MG

ABSTRACT

The paper reports the results of a 1:25.000 and 1:50.000 systematic mapping of an area located between Carandaí and São João del Rei, MG. The facies problem and a new definition of the lithostratigraphic sequence of the Upper Precambrian were given special emphasis.

Two lithostratigraphic units stand out in the area:

- the first belongs to the Archean, is very complex and heterogenous and has a polycyclic character. It is mainly composed by gneissic-migmatitic-anatexitic-granitic litologies, but green-schist, metamorphosed mafic and ultramafic rocks occur also.
- the second is of Upper Precambrian age and rests discontinuously on the basement. The São João del Rei Group belong to this unit. The polyphasic evolution that occurred during the Upper Proterozoic is discussed. The new definition of the São João del Rei Group in the base of correlation with the lithostratigraphic sequence of the Araçuaí Fold Belt is attempted.

INTRODUÇÃO

Os primeiros estudos realizados na região foram desenvolvidos por ERICHSEN (1927-1929). Na "Carta Geológica de São João d'el Rei" o referido autor reconhece três unidades: um complexo cristalino de idade Arqueana, micaxistos e calcários correlacionados à "Série Minas" e os quartzitos das serras do Lenheiro e de São José, presumivelmente do Cambriano e correlacionados à "Série Lavras". Em 1937 GUIMARÃES correlaciona estes quartzitos à "Série Itacolomi". ALVES DE SOUZA (1943) reconhece que os quartzitos estão na base dos filitos e xistitos algonquianos. Em 1940 O.H. LEONARDOS descreve nas proximidades da cidade de Carandaí uma discordância entre as rochas granitoides e uma sequência meta-sedimentar, composta por tilitos metamorfisados na base e calcários e rochas filíticas no topo, a qual denomina Formação Carandaí.

Foi apenas na década de 50, através de H. EBERT, que esta região do Estado mereceu estudos mais detalhados. Em 1955 EBERT redefine a "Série Barbacena", que na concepção de O. BARBOSA (1954) incluiria a Formação Carandaí. Neste trabalho já está bem delineada a coluna estratigráfica da região, compreendendo unidades Arqueanas ("Formações" Barbacena e Lafaiete), Paleo-algonquianas ("Série Minas" na serra de Bonsucesso) e Neo-algonquianas (formações Tiradentes, Carandaí e

Prados). No ano seguinte (EBERT, 1956) é introduzido o nome Formação Barroso para os calcários da sequência superior da Formação Carandaí. Neste mesmo trabalho EBERT questiona a posição dos quartzitos da Formação Tiradentes na lapa da Formação Carandaí, sugerindo uma transição faciológica. Nos artigos de 1957 e 58 EBERT detalha a descrição das unidades neo-algonquianas (Proterozóico Superior) e propõe a correlação das formações Carandaí e Barroso com a Formação Macaúbas. Em 1967 sugere a denominação Grupo São João del Rei para englobar os meta-sedimentos das formações Tiradentes, Carandaí, Barroso e Prados. EBERT (1968) introduziu o termo Formação Rio Elvas para as rochas que constituem a lapa da sequência carbonática na área de São João del Rei. Desta maneira o nome "Carandaí" ficaria restrito às rochas grossas da localidade tipo, ou seja, aos tilitos metamorfisados de LEONARDOS (op. cit.).

Afora os trabalhos relacionados acima, citações ao Grupo São João del Rei tem sido encontradas principalmente em artigos de cunho regional, em especial aqueles que tratam das faixas marginais ao Cráton do São Francisco. Poderíamos relacionar, entre outros, os trabalhos de ALMEIDA (1977), HASUI et al. (1978), BRAUN & BAPTISTA (1978), WERNICK et al. (1981), WERNICK & FIORI (1981), além do mapeamento na escala 1:250.000 realizado pela CPRM (1978).

ALMEIDA (op. cit.) considera que o Grupo São João del Rei representa a continuação da Faixa de Dobramentos Brasília no sul de Minas. O mesmo autor supõe ter existido à borda do Cráton uma continuidade entre os grupos São João del Rei e Macaúbas, e que foi desruída pela erosão, acentuada pelo soergimento verificado no Fanerozóico da região adjacente às bordas sul e sudeste do Cráton. A inclusão do Grupo São João del Rei na Faixa de Dobramentos Brasília é endossada por HASUI et al. (op. cit.). Uma questão que tem merecido discussão é a relação entre os grupos São João del Rei e Andrelândia. RIBEIRO & HEILBRON (1982) mostram-se de acordo com a idéia expressada por EBERT (1956) de que ambas as unidades correspondem a um único ciclo sedimentar, ocorrendo um progressivo aumento do grau metamórfico do norte (G. São João del Rei) para o sul (G. Andrelândia). De um modo geral, pode-se afirmar que a datação do Grupo São João del Rei como Proterozóico Superior tem sido amplamente aceita na literatura geológica.

ESTRATIGRAFIA

A sistemática e a definição de unidades litoestratigráficas na borda sul do Cráton do São Francisco é ainda relativamente confusa. Os maiores problemas para o estabelecimento de uma coluna litoestratigráfica para a região centro-sul de Minas Gerais são, entre outros, as relações de contato pouco nítidas, transições faciológicas, um espesso manto de alteração, além da evolução estrutural ainda não suficientemente elucidada.

Para a região em estudo, situada aproximadamente no triângulo formado pelas cidades de Carandaí, São João del Rei e Barbacena, o quadro I mostra a coluna litoestratigráfica definida por EBERT em 1957 e modificada em 1968, e aquela proposta pelos autores. A principal modificação introduzida na coluna de EBERT foi a utilização do termo Formação Rio Elvas englobando as formações Barroso e Prados. Em relação à Formação Barroso, sua eliminação como unidade independente já havia sido proposta pela CPRM (1978). As formações Prados e Rio Elvas (no sentido de EBERT, 1968) constituem na realidade um único pacote sedimentar, onde se interdigitam lateral e verticalmente sedimentos de caráter pelítico e psamo-pelítico, não se justificando sua divisão em unidades distintas. Outro postulado dos autores refere-se à origem glacial da Formação Carandaí (vide HOPPE et al., 1983).

QUADRO I: SEQUÊNCIA LITOESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO CARANDAÍ - SÃO JOÃO DEL REI

EBERT (1957)	EBERT (1968)	KARFUNKEL & NOCE
<p>F. Prados-metassilititos listrados</p> <p>F. Barroso-calcanhos e calcio-filitos</p> <p>F. Carandaí-xistos ou micto- (fácies fina) gnauvacas</p> <p>F. Carandaí-meta-gnauvacas (fácies grosseira) conglomeráticas</p> <p>F. Tiradentes-quartzitos, quartzitos conglomeráticos, metassilititos</p> <p>Grupo Barbacena</p> <p>rochas graníticas-migmatíticas (tremeljeiros), metabasitos, mica-xistos, quartzitos, conglomerados</p>	<p>F. Prados-metassilititos listrados</p> <p>F. Barroso-calcanhos e calcio-filitos</p> <p>F. Rio Elvas-micaxistos, filitos e gnauvacas</p> <p>F. Carandaí-meta-gnauvacas conglomeráticas</p> <p>F. Tiradentes-quartzitos, quartzitos conglomeráticos, metassilititos</p> <p>Grupo Barbacena</p>	<p>quartzito-mica-xistos, metabasitos, calcianitos, calcio-xistos</p> <p>F. Rio Elvas-calcanhos, filitos, calcianitos, calcio-xistos</p> <p>F. Carandaí-metafilitos e sedim. gláccio-marinhos</p> <p>F. Tiradentes-quartzitos, quartzitos conglomeráticos, metassilititos</p> <p>Embasamento</p> <p>gnáissos, migmatitos, anafixitos, granitoides; subonda-xistos, metabasitos e metabasitos; raras conglomerações</p>

Uma descrição detalhada das unidades litoestratigráficas que compõem o Proterozóico Superior da área a ser apresentada a seguir. Inicialmente serão feitas algumas considerações sobre o embasamento dessas unidades, presumivelmente de idade Arqueana.

Embasamento

Adotou-se informalmente a designação embasamento para o conjunto de litologias situadas na base da sequência do Proterozóico Superior. As rochas do embasamento distribuem-se amplamente na área estudada. Predominam gnaisses, migmatitos, anatexitos e rochas granitoides; subordinadamente ocorrem xistos, metabasitos e metaultrabasitos.

A separação de unidades litológicas no embasamento, além de fugir aos objetivos do trabalho, é dificultada pelo profundo intemperismo e a falta de afloramentos que caracterizam grandes porções da região, mascarando as relações de contato. Nas regiões de Carandaí e Barroso-Barbacena as rochas gnáissicas-migmatíticas, intrudidas por basitos e ultrabasitos, constituem a maior parte da área do embasamento. Já na região de São João del Rei os autores pretendem reconhecer a existência de uma unidade sobreposta às rochas cristalinas, compreendendo xistos de composição variada (clorita-xistos, sericita-xistos, anfíboleo-xistos), além de um conglomerado que evidencia o retrabalhamento das rochas gnáissicas-migmatíticas.

Grupo São João del Rei

O grupo São João del Rei engloba as litologias do Proterozóico Superior da região, divididas em três formações de tipos litológicos distintos e separadas por discordâncias. Apresenta caráter essencialmente sedimentar; apenas a formação basal, Formação Tiradentes, mostra indícios de atividades magmática representada por raros diques de metabasito. A sedimentação foi predominantemente clástica, excessão feita aos calcários a que EBERT (1958) atribuiu origem orgânica.

As litologias do Grupo São João del Rei, na região estudada, estão dispostas em duas extensas faixas limitadas pelas rochas do embasamento, e que têm seu ponto de convergência próximo a São João del Rei. Uma das faixas apresenta direção NE-SW e termina a nordeste de Carandaí, enquanto a outra está orientada E-W interrompendo-se a oeste de Barroso. Os contatos do Grupo São João del Rei com o embasamento são tectônicos em sua grande maioria, resultando da conjugação de um mínimo de três sistemas de falhas, dos quais os principais seriam o sistema NE-SW e o sistema E-W (vide CPRM - 1978).

Formação Tiradentes

A Formação Tiradentes aflora apenas na porção oeste da área estudada, na forma de duas pequenas serras isoladas, a saber: "Serra de São José", que representa estruturalmente um homoclinal direcionado NE-SW e mergulhando para NW e "Serra do Lenheiro", uma estrutura em anticlinal com caimento do eixo para ENE.

O contato basal da Formação Tiradentes é quase sempre marcado por falhamentos, sendo observado apenas no centro erodido do Anticlinal do Lenheiro, onde repousa discordantemente sobre xistos do embasamento.

EBERT (1957) dividiu a Formação Tiradentes em três membros que se distinguem pelo caráter litológico, mostrando contatos gradacionais. Os membros inferior e superior são quartzíticos, enquanto o membro médio possui granulometria mais fina, predominando metassiltitos. O referido autor estimou a espessura da formação em 800m., assim divididos: membro inferior - 300m.; membro médio - 150m.; membro superior - 350m. Estes valores representam na realidade uma média das espessuras tomadas nos dois locais de ocorrência da formação.

O membro inferior da Formação Tiradentes mostra na parte basal um leito de quartzitos conglomeráticos com cerca de 5m. de espessura. No restante da unidade predominam quartzitos de granulação fina a média, onde estão bem preservadas estruturas sedimentares primárias como estratificações cruzadas e marcas de onda. O quartzito porta sempre alguma sericita que é responsável pela xistosidade apresentada pela rocha. Foram observados também a presença de níveis arcosianos nos quartzitos e intercalações centimétricas a métricas de metassiltitos.

O membro médio é constituído por metassiltitos com intercalações de quartzitos finos e friáveis, localmente arcosianos e portando eventualmente estratificações cruzadas. Esta unidade dá origem a uma morfologia que facilita sua identificação no campo, formando depressões ou patamares entre as escarpas do quartzito mais resistente.

Os quartzitos do membro médio podem portar seixos, constituindo alguns raros níveis conglomeráticos. Na porção central da Serra de São José constatou-se a presença de quartzitos contendo seixos e fragmentos de quartzo, quartzito e quartzito ferruginoso. Como próximo a este local o quartzito apresenta pequenos níveis ferruginosos, ficou caracterizada a existência de conglomerados intraformacionais.

O membro superior é composto por quartzitos conglomeráticos e quartzitos grosseiros, sericíticos, subordinadamente quartzitos finos e pequenas intercalações de metassiltitos. No caso dos quartzitos conglomeráticos predominam seixos bem arredondados e alongados, constituídos essencialmente de quartzo, geralmente entre 0,5 e 2,0 cm. de diâmetro.

Característica marcante desta unidade são os leitões conglomeráticos de ocorrência ampla e com até 1,5m de espessura. Semelhantemente aos quartzitos conglomeráticos, os seixos são basicamente de quartzo, raramente de quartzito.

O membro superior apresenta bancos de quartzito ricos em estratificações cruzadas do tipo tabular. Marcas de onda são encontradas principalmente na parte superior da sequência, onde observa-se também níveis de brechas intraformacionais, indicando um retrabalhamento sindeposicional das rochas.

De uma maneira geral, a Formação Tiradentes não apresenta variações faciológicas de maior relevância. As mudanças litológicas são basicamente granulométricas e na vertical. As estruturas sedimentares primárias, muito bem preservadas em toda a sequência, e a natureza do material detrítico permitem considerar algumas hipóteses a cerca do ambiente deposicional. Um fato evidente é o de que a deposição ocorreu em águas bastante rasas (brechas e conglomerados intraformacionais, marcas de onda, etc.). Isto indica uma bacia subsidente em equilíbrio com o volume de material acumulado. A área-fonte principal, conforme demonstrado pela análise quantitativa das estratificações cruzadas e marcas de onda, estava situada a NW da bacia. Entretanto, detectou-se também a existência de outras paleocorrentes com direções as mais variadas, o que pode caracterizar uma bacia do tipo intermontano. A favor desta hipótese conta a distribuição restrita da unidade em questão.

Formação Carandaí

A designação Formação Carandaí é utilizada no presente trabalho com o sentido proposto por EBERT (1968): "O nome Carandaí seria restringido às rochas grosseiras da localidade típica...". As pesquisas desenvolvidas pelos autores determinaram a ocorrência próxima a São João del Rei de sedimentos de caráter petrográfico e posição estratigráfica semelhante àqueles de Carandaí. Deste modo, a Formação Carandaí passa a compreender estas duas ocorrências, isoladas e de reduzida extensão.

A ocorrência de Carandaí foi primeiramente descrita por LEONARDOS (1940), e classificada por este como um tilito metamorfisado.

EBERT (1958) classifica a mesma rocha como uma grauvaça conglomerática ou brechosa. Interpretação radicalmente oposta é encontrada em GUIMARÃES (1966), onde o autor fala em brecha vulcânica cimentada por material tufoáceo.

O afloramento em questão está localizado a norte de Carandaí, próximo à Estação de Pedra do Sino. Suas dimensões não ultrapassam a 200 m. de comprimento por 50 m. de largura. A rocha poderia ser classificada como um diamictito (no sentido de FLINT, 1960), constituído por uma matriz fina e seixos de composição, tamanho e grau de arredondamento bastante variável. Econtrat-se o diamictito sobrejacente aos gnaisses do embasamento. A maioria dos seixos são de rochas graníticas, (trondhjemitos - EBERT, 1958), cujo tamanho varia de centimétrico até blocos de 1,5 m. Ocorrem ainda seixos de migmatito, anfíbolito, filito grafitoso, quartzito de veio, quartzito, xisto verde e pegmatito. A matriz é de granulação fina, composta por quartzito e biotita, subordinadamente plagioclásio, carbonato, clorita e sericita. As características petrográficas da matriz são o principal argumento utilizado por GUIMARÃES (op cit) para sua hipótese vulcânica. Escreve o autor: "O cimento xistoso da brecha não tem como constituintes essenciais os minerais das rochas granitizadas adjacentes, que são leucocráticas e não são ricas em biotita como o cimento... sua riqueza em biotita não indicam origem sedimentária a custa da erosão das rochas arqueozóicas..." A respeito desta afirmação deve-se considerar a presença no diamictito de fragmentos de rochas que também não são encontradas na região, ou o são apenas na sequência sobrejacente ao diamictito, como quartzitos, filitos grafitosos e calcários (citados por LEONARDOS, 1940). Tal fato poderia mesmo constituir um argumento favorável a origem glacial do diamictito.

Em verdade, não existem evidências conclusivas quanto a gênese do diamictito de Carandaí. Entretanto, se a gênese glacial da Formação Carandaí pode ser contestada em sua localidade-tipo, o mesmo não ocorre em São João del Rei. Também neste local a área de ocorrência da Formação Carandaí é restrita, atingindo cerca de 850 m. de extensão e com largura variando entre 50 e 300 m. A sequência, assentada em discordância erosiva sobre quartzitos da Formação Tiradentes, atinge uma espessura de 50 m. Sua parte basal é constituída por metarenitos de granulação média a grossa, subordinadamente metassiltitos e metargilitos. Erraticamente distribuídos ocorrem seixos de dimensões centimétricas a decimétricas, compostos de gnaiss, granito, quartzito, quartzito ferruginoso, filito, rocha básica. Ligadas às intercalações pelíticas podem ser observadas estruturas do tipo "décollement", causada pelo arrasto da geleira. No topo da sequência são encontrados metarenitos de granulação fina e metassedimentos silto-arenosos, frequentemente laminados, ricos em seixos e fragmentos de rochas de formas e dimensões variadas, atingindo até 1,0 m. Entre estes constatou-se a ocorrência de seixos pingados ("dropstones") bem típicos.

O autores estão convencidos do caráter glacial dos sedimentos da Formação Carandaí, que poderiam ser correlacionados aos depósitos semelhantes encontrados nas sequências da Faixa de Dobramentos Araçuaí e Faixa de Dobramentos Brasília. Em ambos os casos os tilitos ocorrem somente na forma de poucos relictos, denotando uma intensa fase erosiva posterior a sua deposição. A erosão pode ter sido ainda mais pronunciada na região ao sul do Craton do São Francisco, de maneira a preservar apenas os dois testemunhos conhecidos da sedimentação glacial.

Formação Rio Elvas

O termo Formação Rio Elvas foi introduzido por EBERT (1968) "para os mica-xistos, filitos e metagrauvascas que constituem a lapa da sequência carbonática na área de São João del Rei". No presente trabalho esta designação passa a incluir também os calcários da Formação Barroso e os metassiltitos da Formação Prados. Tal proposição parte das seguintes observações:

- os calcários da Formação Barroso apresentam caráter descontínuo, conta-

tos gradacionais e não encontram-se em uma posição estratigráfica bem definida. De fato, se calcários estão no topo de sedimentos detríticos-finos da Formação Rio Elvas em alguns locais, podem também ser encontrados diretamente sobrejacentes ao embasamento. Tais evidências levaram os autores a eliminar a Formação Barroso, que passa a constituir um fácies carbonático da Formação Rio Elvas. Proposta semelhante foi colocada por GUIMARÃES (1966) e CPRM (1978).

- As formações Rio Elvas e Prados de EBERT não apresentam uma diferença litológica que justifique esta separação em duas unidades. As litologias "Rio Elvas" e "Prados" correspondem a uma transição faciológica, lateral e vertical (como na região entre Barroso e Barbacena), de uma sedimentação psamo-pelítica (quartzo-mica-xistos) para outra predominantemente pelítica (metassilitos).
- As supostas discordâncias angulares a separar os mica-xistos, metassilitos e calcários (EBERT, 1958) foram interpretadas como de origem tectônica. Esta posição coincide com a expressa por GUIMARÃES (op. cit.), como mostra o trecho transcrito a seguir: "As formações foram propostas na base de presumíveis discordâncias e, no entanto, ... não foi considerada a superposição de efeitos tetônicos, com falhas divergentes, transversais as camadas, de modo a se produzirem discordâncias, com dobras falhadas. Além disto há a considerar a diferença de competência, perante esforços tectônicos, entre os bancos calcários e as camadas filíticas ou micaxísticas".

A formação Rio Elvas ocupa a maior parte da área de ocorrência do Grupo São João del Rei, tendo se depositado sobre as formações inferiores e também diretamente sobre o embasamento.

Na faixa Barbacena-São João del Rei a litologia predominante são quartzo-mica-xistos, que encerram lentes e mega-lentes carbonáticas. Os xistos, quando no estado fresco, mostram coloração acinzentada, são comumente microdobrados, levemente calcíferos e ricos em vênulas e lenticulas de quartzo. Análises petrográficas revelaram a seguinte composição mineralógica essencial: quartzo, sericita, feldspato, clorita e biotita.

Os xistos apresentam variações granulométricas e composicionais, as mais notáveis sendo observadas nas zonas de contato com os calcários. Como este contato é gradacional, verifica-se um progressivo aumento do teor em calcita nas rochas detríticas, dando origem a corpos relativamente extensos de calco-xistos. Uma transição para níveis predominantemente arenosos foi também observada em alguns locais.

As ocorrências de calcários da Formação Rio Elvas estão concentradas na mesma faixa dos quartzo-mica-xistos, entre as cidades de Barroso e São João del Rei, sendo que a espessura e dimensões dos corpos lenticulares diminuem no sentido E-W. Na faixa Carandaí-São João del Rei a única ocorrência importante de rochas carbonáticas é aquela situada próximo a primeira cidade. Neste local, técnicos da Cia de Cimento Tupi dividiram a sequência carbonática em três membros, assim descritos da base para o topo: calcário de cor esbranquiçada com frequentes níveis silicatos milimétricos ricos em biotita e quartzo; calcário cinza-escuro, aspecto plaqueado e micáceo; calcário cinza-escuro, textura sacaróide e alta pureza. Esta subdivisão revelou-se funcional apenas para a região de Carandaí e parcialmente para a região de Barroso.

Na faixa da Formação Rio Elvas que se estende de Carandaí a São João del Rei predominam metassilitos, encontrados discordantemente sobre o embasamento ou em aparente concordância sobre os quartzitos da Serra de São José. Nesta faixa foram observados também filitos grafitosos, pequenas intercalações de quartzitos e metaarcósios muito finos e lentes carbonáticas.

Os metassilitos mostram um bandejamento característico devido a presença de bandas milimétricas alternadamente claras e escuras, o que confere a rocha um aspecto laminado. Estas observações são válidas

apenas para a rocha intemperizada, cuja coloração varia entre amarela, ocre e arroxeadada. Nos raros afloramentos frescos o metassiltito é uniformemente de cor cinza-esverdeada. Mineralógicamente a rocha é constituída por quartzo, biotita, clorita, sericita, carbonato e raros feldspatos.

O posicionamento estrutural da faixa norte da Formação Rio Elvas (correspondendo a Formação Prados de EBERT, 1955), limitada quase exclusivamente por falhamentos, levaram a CPRM (op. cit.) a classificar esta faixa como cataclástica e definir os metassiltitos como filonitos. Na realidade, a primazia desta idéia cabe a GUIMARÃES (op. cit.), que baseou-se principalmente em estudos petrográficos. O cataclasmamento dos metassiltitos é um fato incontestável, especialmente nas zonas de falha que marcam o contato com o embasamento. Entretanto, os autores estão convencidos de que este cataclasmamento não foi tão generalizado a ponto de destruir todas as feições originais da rocha, que seria de fato um meta-sedimento pelítico. Esta afirmação está baseada nos seguintes argumentos:

- O metassiltito apresenta intercalações de rochas sedimentares com identidade bem preservada, como filitos grafitosos, calcários e quartzitos.
- a presença nos metassiltitos de dobramento convoluto resultante de "slumping".
- ocorrência dentro dos limites da suposta faixa cataclástica de uma sequência tipicamente sedimentar, rica em estruturas primárias, que é a Formação Tiradentes.

Concluindo, é importante ressaltar a existência de não mais que quatro afloramentos frescos da rocha em questão, o que sem dúvida da dificulta uma definição petrogenética de âmbito mais regional.

CONCLUSÕES

A litoestratigrafia do Grupo São João del Rei, proposta pelos autores, está baseada em parte na comparação com a sequência litoestratigráfica da Faixa de Dobramentos Araçuaí, no norte de Minas Gerais (Grupo Macaúbas). O quadro II visualiza a correspondência entre as duas seqüências:

QUADRO II: Correlação entre os grupos Macaúbas e São João del Rei

GRUPO MACAÚBAS	F. <u>Inferior</u> quartzitos, metaconglomerados (\pm 200 m)	F. <u>Média</u> metatilitos (30 m ?)	F. <u>Superior</u> sequência psamopelítica com intercações de xisto verde (sup. a 1000 m)
GRUPO SÃO JOÃO DEL REI	F. <u>Tiradentes</u> quartzitos, metassiltitos, metaconglomerados (\pm 600 m)	F. <u>Carandaí</u> metatilitos (\pm 50 m)	F. <u>Rio Elvas</u> sequência psamopelítica com intercações de ro- chas carbonáticas

A base do Grupo Macaúbas está representada por quartzitos com intercalações conglomeráticas, espessura em torno de 200 m, frequentemente em discordância angular sobre o Super Grupo Espinhaço (KARFUNKEL e KARFUNKEL, 1977). A correlação entre estes quartzitos e os da Formação Tiradentes parece mais provável que a correlação Tiradentes/Itacolomi. Esta última foi defendida por EBERT (1957) com base nos aspectos litológicos semelhantes e na divisão em três membros, comum às duas se-

quências. Entretanto, BARBOSA, A.L.M. (1965) nega esta divisão para a "Série Itacolomi", referindo-se a uma mera repetição de camadas por efeitos tectônicos.

Na sequência intermediária dos grupos São João del Rei e Macaúbas são encontrados os sedimentos resultantes da glaciação continental ocorrida no Proterozóico Superior, cujos vestígios são conhecidos também na borda oeste do Cráton do São Francisco.

A Formação Rio Elvas do Grupo São João del Rei é comparável a sequência superior do Grupo Macaúbas no norte de Minas Gerais: de posição de sedimentos de caráter pelítico e psamo-pelítico, contemporaneamente a rochas carbonáticas, ocorrendo hoje em duas faixas; Carandaí - São João del Rei (NE/SW) e Barbacena-São João del Rei (E/W). É bem provável que na faixa W/E se depositaram sedimentos grauvaquianos (vide EBERT, 1957), às vezes interrompidos por pelitos, ao passo que na faixa NE/SW os pelitos predominaram. Condições locais favoreceram a deposição de rochas carbonáticas, constituindo corpos lenticulares.

Com base nos resultados apresentados, a evolução litotratográfica do Proterozóico Superior na região Carandaí-São João del Rei pode ser assim resumida:

- Formação Tiradentes: deposição de sedimentos predominantemente psamíticos em bacia possivelmente do tipo intermontano e de dimensões restritas. Magmatismo representado pela intrusão de diques básicos, em número pouco expressivo. Erosão parcial desta sequência anteriormente à deposição da formação sobreposta.
- Formação Carandaí: deposição de sedimentos de caráter glacial e e glácio-marinho, em parte recobrendo a Formação Tiradentes e em parte diretamente sobre o embasamento. Seguiu-se uma profunda fase erosiva, de modo a preservar apenas dois pequenos afloramentos desta sequência.
- Formação Rio Elvas: transgressão marinha e deposição de sedimentos de tríficos finos e sedimentos carbonáticos, recobrendo as formações inferiores e grandes extensões do embasamento.
- Deformação e metamorfismo. O Grupo São João del Rei sofreu uma tectônica complexa, como é atestado por TROUW et al. (1982), que reconheceram a existência de três fases deformativas.

AGRADECIMENTOS

São aqui registrados ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, Conselho de Pesquisa da UFMG - CPq, Instituto de Geociências da UFMG e a todos os alunos e colegas que participaram do projeto.

BIBLIOGRAFIA

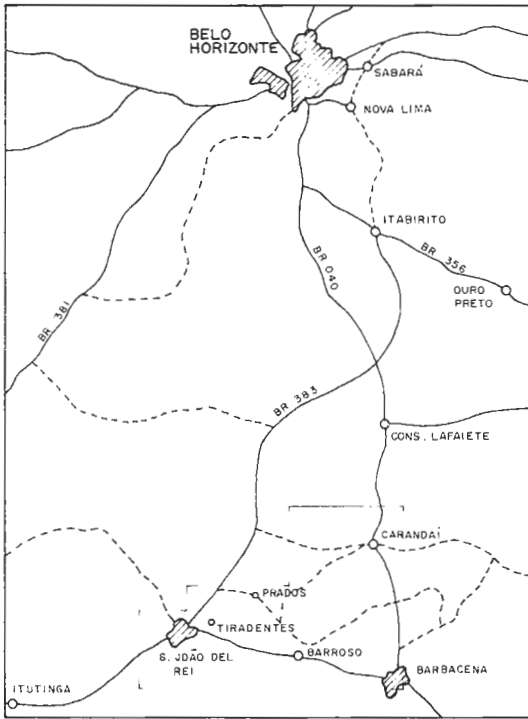
- ALMEIDA, F.F. de - 1977 - O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. de Geociências, 7(4): 349-364.
- ALVES DE SOUSA, H.C. - 1943 - As bétas e a cassiterita de São João del Rei. Rev. Bras. de Geografia, 5(2): 195-214.
- BARBOSA, A.L.M. - 1965 - Resumo sobre a Série Itacolomi no distrito de Ouro Preto. Rel. inédito.
- BARBOSA, O. - 1954 - Evolution du géosynclinal Espinhaço. C.R. Congr. Géol. Int., 19 (Alger, 1952), Fasc. 14, pp 17-36.
- BRAUN, O.P.G. e BAPTISTA, M.B. - 1978 - Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais; SBG, Núcleo da Bahia, publ. especial nº3, pp 225-350.

- BUENO DO PRADO, M.G. e NOCE, C.M. - 1980 - A geologia da parte oriental da Serra do Lenheiro e áreas adjacentes, São João del Rei/MG. Trabalho de Graduação, IGC/UFGM, inédito.
- BUCHI, B. e ALVES, W.M. - 1981 - A geologia da região de Carandaí, Minas Gerais. Trabalho de Graduação, IGC/UFGM, inédito.
- CARRUSCA, E.O. e FERREIRA, T. - 1980 - A geologia da quadrícula de Cabuçu, Minas Gerais. Trabalho de Graduação, IGC/UFGM, inédito.
- CPRM - 1978 - Projeto Mantiqueira-Furnas. Rel. Final, Vol. 1 texto.
- DARDENNE, M.A.; FARIA, A.; MAGALHÃES, L.F. e SOARES, L.A. - 1978 - O Tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Craton do São Francisco. Bol. Informativo nº 7/8, SBG, Núcleo Centro-Oeste.
- DNPM - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape.
- EBERT, H. - 1955 - Rel. An. Diretor, Div. Geol. Mineral., DNPM, pp 62-81.
- EBERT, H. - 1956 - Rel. An. Diretor, Div. Geol. Mineral., DNPM, pp 97-107.
- EBERT, H. - 1957 - Beitrag zur Gliederung des Praekambriums in Minas Gerais. Geol. Rdsch., 45 (3): 471-521. Stuttgart.
- EBERT, H. - 1958 - Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. DNPM, Div. Geol. Mineral., bol. nº 183, Rio de Janeiro.
- EBERT, H. - 1967 - A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. Programa, Resumo das Comunicações e Roteiro das Excursões, XXI Congr. Bras. de Geol., bol. Paranaense de Geociências nº 26, pp 42-45.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: (hipóteses sobre sua origem). An. Acad. Bras. Ciênc., 40 (Suplemento) pp 215-219.
- ERICHSEN, A.I. - 1929 - Geologia da Folha de São João del Rei, Estado de Minas Gerais. Serv. Geol. Mineral. Bras., bol. 36.
- FLINT, R.F.; SANDERS, J.E. e RODGERS, J. - 1960 - Diamictite, a substitute term for Symmictite. Bull. Geol. Soc. Amer., 71: 1809.
- FLORENCIO, E. e PRATES, G. - 1980 - A geologia da Serra de São José e adjacências, Minas Gerais. Trabalho de Graduação, IGC/UFGM, inédito.
- GUIMARÃES, D. - 1937 - Contribuição à Metalogênese do Maciço Brasileiro. Serv. Pom. Prod. Min., bol. 16.
- GUIMARÃES, D. - 1966 - As formações Carandaí - Prados, in: Os metamorfismos denominados "Micaxistos Seridó". Div. Geol. Min., bol. 237, pp. 20-31.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R. e CARNEIRO, C.D.R. - 1978 - A zona marginal sul do Craton do São Francisco. Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais; SBG, Núcleo da Bahia, publ. especial nº 3, 205-213.
- HETTICH, M. - 1975 - Zur Genese des Macaúbas und Geologie des Gebietes noerdlich der Serra Negra (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jb. 14: 47-85. Hannover.
- HETTICH, M. - 1977 - A Glaciação Proterozóica no Centro-Norte de Minas Gerais. Rev. Bras. de Geociências, 7 (2), pp 87-101, São Paulo.
- HETTICH, M. e KARFUNKEL, J. - 1978 - Um esker, um varvito e seixos estratificados no Grupo Macaúbas, Norte de Minas Gerais. Rev. da Esc. de Minas, 34 (2), pp 5-8, Ouro Preto.
- HOPPE, A.; KARFUNKEL, J. e NOCE, C.M. - 1983 - Evidências da Glaciação Proterozóica no Centro-Sul do Estado de Minas Gerais. Ciências da Terra, nº 9 (no prelo).
- KARFUNKEL, J. - 1981 - A geologia da região de Carandaí - São João del Rei, Minas Gerais. Rel. inédito, IGC/UFGM.
- KARFUNKEL, J. - 1982 - Versuch einer Neugliederung des Oberen Praekambriums in sued Minas Gerais. 89 Geow. Lateinamer. Koll. Goettingen.
- KARFUNKEL, J. e KARFUNKEL, B. - 1976 - Estudo petrofaciológico do Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. Anais do XXIX Congr. Bras. Geol., pp 179-188, Ouro Preto.
- KARFUNKEL, J. e KARFUNKEL, B. - 1977 - Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Beruecksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien), Geol. Jb. 24: 3-91. Hannover.

- KARFUNKEL, J. e NOCE, C.M. - 1982 - Estratigrafia do Pré-Cambriano Superior da região de Carandaí - São João del Rei, Minas Gerais. Anais do XXXII Congr. Bras. de Geol., SBG, bol. nº 2, Breve Com.
- KARFUNKEL, J.; SCHMIDT, J. C. e KARFUNKEL, B. - 1981 - Contribuição a estratigrafia e tectônica da Faixa de Dobramentos Araçuaí. Anais do Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais. SBG, Núcleo da Bahia, pp 158-163. (Salvador, 1979).
- LEONARDOS, D. H. - 1940 - Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. Anais da Acad. Bras. de Ciênc. 12: 243-259.
- PEREIRA, A.D.; MENEZES DE PAIVA, J.A. e PINTO DA SILVA, R.M. - 1981 - Geologia da região de São João del Rei - Tiradentes, MG. Trabalho de Graduação, IGC/UFMG, inédito.
- POSSAS, J.C. e VIEIRA, M.B.H. - 1981 - A geologia da região de Barroso - Barbacena, Minas Gerais. Trabalho de Graduação, IGC/UFMG, inédito.
- RIBEIRO, A. e HEILBRON, M. - 1982 - Estratigrafia e metamorfismo dos grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. Anais do XXXII Congr. Bras. de Geol., SBG, vol. 1, pp 177-181.
- SCHWARZBACH, M. - 1963 - Criteria for recognition of ancient Glaciation. in: NAIRN, A.E.M. (Ed.) - Problems in Climatology, pp 81-85, New York (Interscience).
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1982 - Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. Anais da Acad. Bras. de Ciências, Vol. 54 nº 3 (no prelo).
- WALDE, D. - 1976 - Neue Hinweise fuer eine Proterozoische Vereisung in Ostbrasilien. Muenst. Forsch. Geol. Palaeont., 38/39:47-59. Muenster.
- WALDE, D.; KARFUNKEL, J. e KARFUNKEL, B. - 1978 - O Grupo Macaúbas em Minas Gerais: Estratigrafia, gênese e correlações. Bol. Informativo nº 7/8, SBG, Núcleo Centro-Oeste.
- WERNICK, E. e FIORI, A.P. - 1981 - Contribuição à geologia da borda sul do Craton de São Francisco. Anais do Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais. SBG, Núcleo da Bahia, pp 169-179. (Salvador, 1979).
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S. e CHODHURIS, A. - 1981 - A tectônica rígida do fim do ciclo Brasileiro e sua importância na estruturação da borda sul e sudeste do Craton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. Anais do Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais. SBG, Núcleo da Bahia, pp 164-168. (Salvador, 1979).

Fig. 1

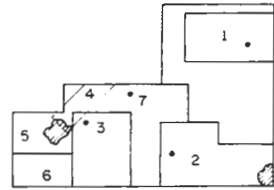
MAPA DE LOCALIZAÇÃO



MAPEAMENTO

1 : 25.000 / 1 : 50.000

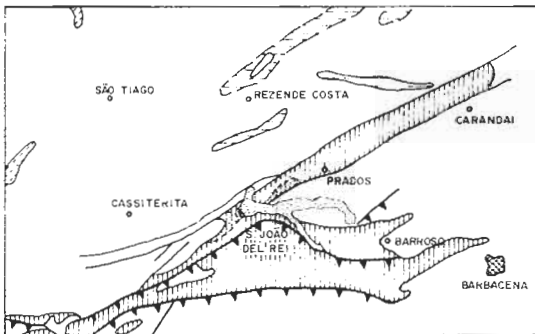
1. CASTANHEIRA, BUCHI, ALVES (1981)
2. ALBURQUERQUE, POSSAS, VIEIRA (1981)
3. PEREIRA, MENEZES DE PAIVA, PINTO DA SILVA (1981)
4. TEIXEIRA (1979)
FLORÊNCIO, PRATES NETO (1980)
5. BUENO DO PRADO, NOCE (1980)
QUEMENEUR, FERREIRA JR. OLIVEIRA (1980)
6. QUEMENEUR, VIEIRA DA SILVA SOUZA (1981)
7. BESSA, CAVALCANTE (1982)



0 30 60 km

Fig. 2

MAPA GEOLÓGICO (DNPM 1979)



0 1 2 3 4 5 km

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE
CARANDAÍ - SÃO JOÃO DEL REI / MG

- aluvião
 - a. b. intrusões de caráter:
 - granito (a)
 - diorito (b)
 - cataclásticos
 - a. b. c. predominância de rochas de caráter psamito-siltítico (a), silte (b), carbonático (c)
 - metatufos
 - quartzitos cong.
 - metassiltitos
 - quartzitos
- FORM. RIO ELVAS
- a. b. c. predominância de rochas de caráter psamito-siltítico (a), silte (b), carbonático (c)
 - metatufos
 - quartzitos cong.
 - metassiltitos
 - quartzitos
- FORM. CARANDAÍ
- gnaissés, migmatitos
 - granitoides, siltitos
 - variados, meta-basites
 - metultra-basites
- FORM. TIADEN-
TES
- gnaissés, migmatitos
 - granitoides, siltitos
 - variados, meta-basites
 - metultra-basites

GRUPO SÃO JOÃO DEL REI
PROTEROZOICO SUPERIOR

- eixo anticlinal
- eixo sinclinal
- foliação
- falha
- contato litológico
- altitude (s.e.)

5 km

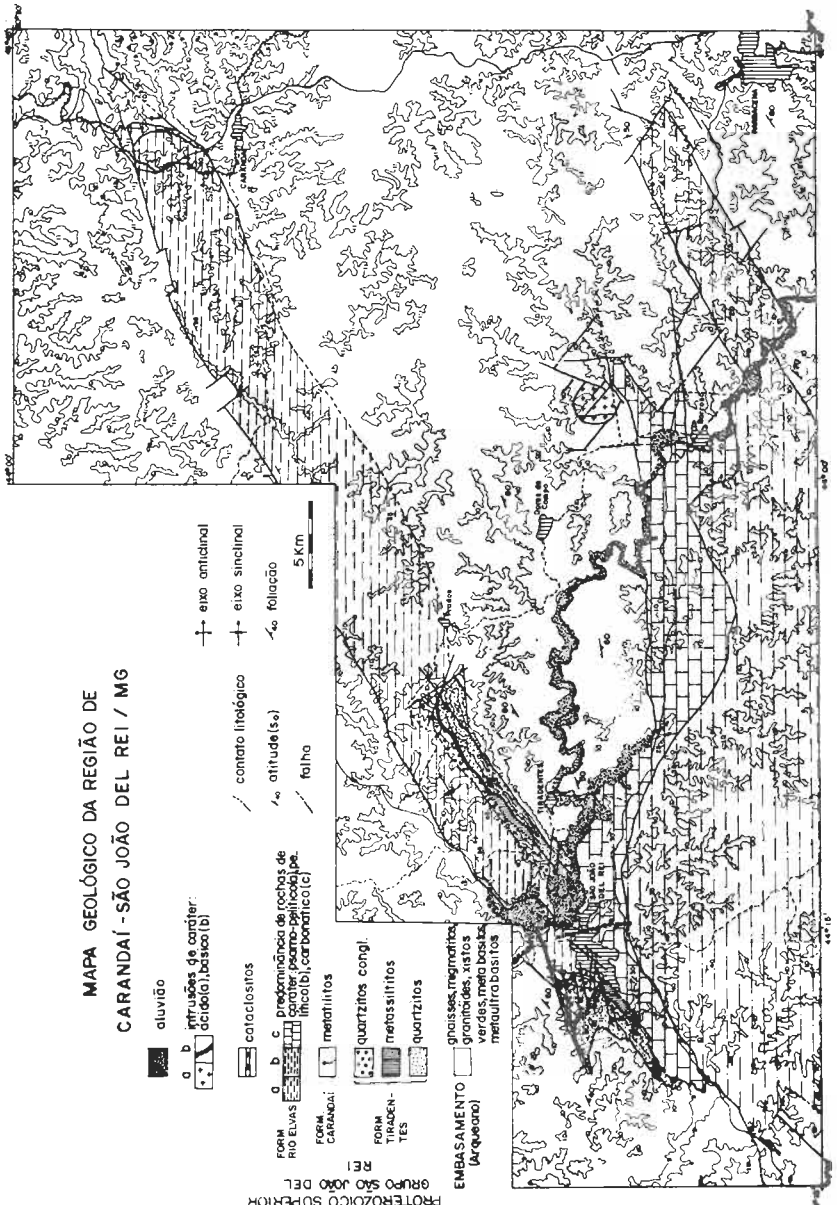
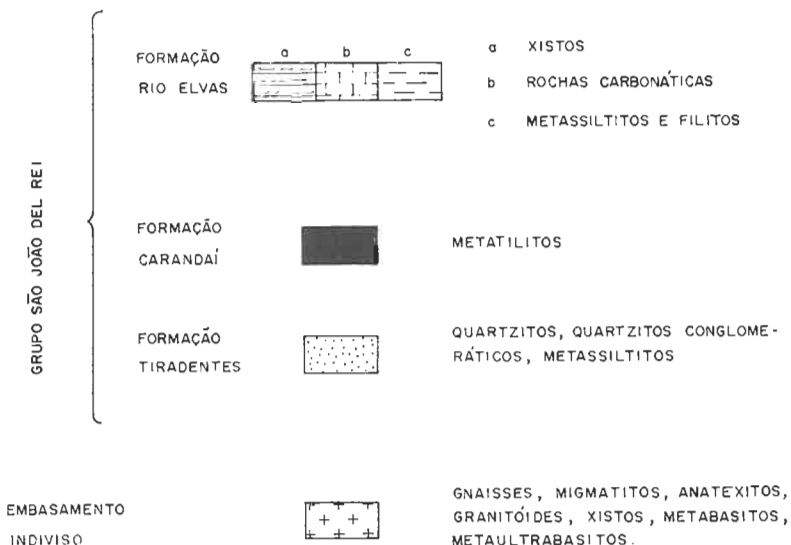
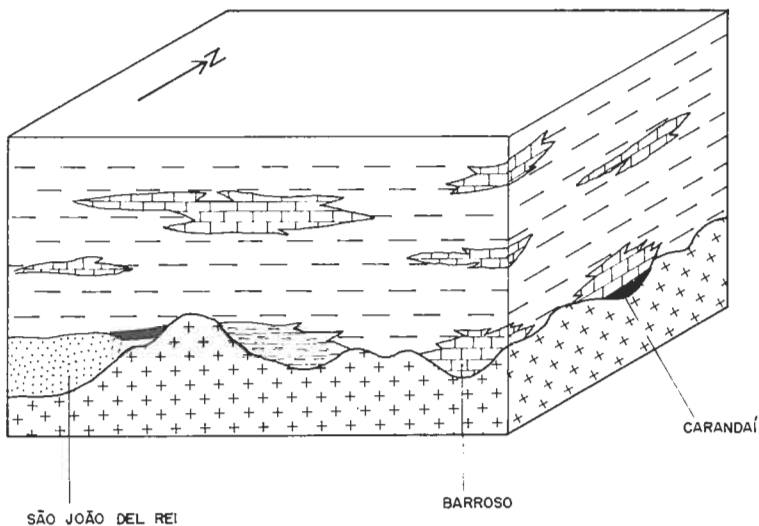


FIG. 4

O DESENVOLVIMENTO FACIOLÓGICO DA REGIÃO CARANDAÍ-SÃO JOÃO DEL REI DURANTE O PROTEROZÓICO SUPERIOR



A FORMAÇÃO CARANDAÍ NO CENTRO-SUL DO ESTADO DE MINAS
GERAIS, GÊNESE, AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO E CORRELAÇÕES

Joachim Karfunkel
Carlos Maurício Noce
Instituto de Geociências - UFMG - Belo Horizonte - MG
Andreas Hoppe
Geol. Inst. Univ. Freiburg, RFA

ABSTRACT

The Carandaí Formation, in the sense proposed by EBERT (1968), is related only to the coarse metasediments found in the nomotypic site. LEONARDOS (1940) conferred to these rocks a glacial origin, but this interpretation has been contested by other authors.

Studies conducted in the region of São João del Rei identified sediments whose characteristics and stratigraphic position allowed them to be included in the Carandaí Formation. Such sediments have signs which make evident the genesis by glacial processes.

The sequence with a thickness of aprox. 50 m shows a basal unit formed by tillites where structures of the type "décollement" may be observed, originated by the thrust of the overriding glaciers. In the upper unit glacial marine sediments with dropstones were recognized.

The confirmation of the glacial character of the Carandaí Formation, in the central-south region of the State of Minas Gerais, reasserts the existence of a continental glaciation during the upper Proterozoic whose vestiges were already known in the eastern and western borders of the São Francisco Craton.

INTRODUÇÃO

O termo "Formação Carandaí" foi introduzido por LEONARDOS (1940) ao descrever, na localidade homônima, "...uma estreita faixa de rochas metamórficas não granitizadas, assentando em discordância angular sobre o embasamento gnáissico, arqueano...". Segundo LEONARDOS a Formação Carandaí seria constituída por metatilitos na base e calcários e filitos no topo.

EBERT (1955, 1956, 1957, 1958) restringe a denominação "Carandaí" para a sequência subjacente às rochas carbonáticas, criando as formações Barroso e Prados. O referido autor divide a Formação Carandaí em uma fácies grosseira, constituída por grauvacas conglomeráticas (os metatilitos de LEONARDOS), e uma fácies fina, compreendendo mica-xistos e micrograuvacas aflorantes entre as cidades de Barbacena e Barroso. EBERT (1968) altera sua proposição original, introduzindo o termo Formação Rio Elvas para as rochas da fácies fina. Deste modo, a Formação Carandaí ficou restrita às rochas grosseiras da localidade nomotípica.

No presente trabalho a Formação Carandaí é considerada segundo a definição de EBERT (1968), excluindo sua interpretação genética. Na concepção dos autores a unidade em questão é constituída por metassedimentos do Proterozoico Superior, depositados parcial ou totalmente durante um clima frio, apresentando caráter glacial e glácio-marinho e englobando possíveis sedimentos de fases interglaciais. A confirmação da origem glacial da Formação Carandaí permite estabelecer comparações com sedimentos semelhantes, encontrados nas sequências litoestratigráficas da Faixa de Dobramentos Araçuaí e da Faixa de Dobramentos Brasília.

O estudo da Formação Carandaí forneceu importantes subsídios para a reestruturação do Grupo São João del Rei proposta por KARFUNKEL e NOCE (1982, 1983), onde são distinguidas apenas três formações (base para topo): Formação Tiradentes, Formação Carandaí e Formação Rio Elvas.

DESCRIÇÃO DAS OCORRÊNCIAS DA FORMAÇÃO CARANDAÍ

Afora a ocorrência descrita por LEONARDOS (op. cit.) na localidade de nomotípica, até então não foram citadas rochas de caráter e idade semelhantes no centro-sul de Minas Gerais. Durante o mapeamento nas escalas 1:25000 e 1:50000 da região compreendida entre Carandaí e São João del Rei (KARFUNKEL e NOCE, op. cit.), foram observadas nos arredores da segunda cidade metassedimentos cujas características petrográficas permitem sua inclusão na Formação Carandaí.

A ocorrência de Carandaí

O afloramento em causa está localizado ao longo do córrego Frio, cerca de 5 km a norte de Carandaí (Fig. 1), não ultrapassando 200 m de extensão por 50 m de largura. Neste local a Formação Carandaí está assentada diretamente sobre o embasamento, mas os contatos não são aflorantes. A rocha pode ser classificada como um diamictito (segundo FLINT et al., 1960), apresentando uma matriz fina e seixos de composição, tamanho, grau de arredondamento e esfericidade bastante variável. Os seixos não mostram nenhuma orientação preferencial.

A matriz tem como constituintes principais o quartzo e biotita, mostrando textura lepidoblástica. Subordinadamente observa-se plagioclásio, sericita, calcita, zircão, turmalina, apatita e opacos. EBERT (1958) escreve: "... sua composição (da matriz) quantitativa corresponde quase exatamente à de um quartzo-diorito, somente o teor em carbonatos indica uma origem sedimentar".

A maioria dos seixos é composta por granitoides (trondhjemitos aplíticos segundo EBERT, op. cit.). A análise em vários pontos do afloramento revelou a seguinte relação entre os seixos:

<u>Composição</u>	<u>%</u>
granito (fino a médio).....	47,9
gnaisse bandeado e migmatito....	32,3
granito grosso.....	8,4
quartzito.....	6,6
granito gráfico.....	2,8
filito grafitoso.....	0,3
xisto.....	0,25
gnaisse cataclásico.....	0,25
pegmatito.....	0,15
metabasito.....	0,15
quartzito.....	0,10
calcário.....	0,10
não identificados.....	0,7

O tamanho dos seixos varia de milimétrico até 1,5 m, ficando o valor médio em torno de 10 cm. A forma dos seixos é também muito diversificada, apresentando alguns a forma de ferro de enqomar ("flat-iron form").

A ocorrência de São João del Rei

A ocorrência da Formação Carandaí na região de São João del Rei foi constatada nas imediações orientais da Vila de Santa Cruz, extremidade sudoeste da Serra de São José (Fig. 1). A referida unidade é observada em uma faixa de aproximadamente 850 m de extensão e largura variando entre 50 e 300 m, atingindo até 50 m de espessura. O contato basal, com os quartzitos do membro inferior da Formação Tiradentes, é marcado por uma discordância erosiva (Fig. 2c).

O pacote sedimentar pode ser dividido em duas unidades. Na unidade de inferior, de aspecto maciço, predomina uma matriz arenosa de granula

ção m \ddot{e} dia a grossa, subordinadamente silto-argilosa, com colora \tilde{c} o branco-amarelada a cinza. Dispersos na matriz ocorrem seixos e fragmentos de gnaiss, granito, quartzito, quartzito ferruginoso, quartzito, filito e metassiltito. A fei \tilde{c} o mais t \acute{u} pica desta seq \ddot{u} encia \acute{e} derivada da deforma \tilde{c} o do material pel \acute{t} ico, originando estruturas "d \acute{e} collement", as quais indicam um esfor \tilde{c} o no sentido norte-sul (Fig. 2a).

A unidade superior distingue-se por seu aspecto laminado. A matriz \acute{e} arenosa, parcialmente siltosa, e os seixos e fragmentos mostram a mesma composi \tilde{c} o da unidade inferior, com excess \tilde{a} o dos seixos de rochas b \acute{a} sicas observados apenas nesta seq \ddot{u} encia. As dimens \tilde{e} o dos fragmentos de rocha variam de milim \acute{e} tricas a m \acute{e} tricas (at \acute{e} 1,5 m). Caracter \acute{u} sticos da unidade superior s \tilde{a} o seixos pingados ("dropstones" - Fig. 2b). Observou-se ainda a presen \tilde{c} a de seixos com forma de ferro de engomar, apresentando estrias aparentemente glaciais.

A capa da unidade superior est \acute{a} representada por quartzitos impuros, com seixos isolados de quartzito e quartzito.

Em um corte da BR 383, a cerca de 1,2 km do entroncamento para \acute{A} guas Santas (Fig. 1), afloram metassiltitos em contato de falha com o embasamento. Apesar do estado decomposto da rocha, identificou-se a ocorr \tilde{e} ncia de seixos e fragmentos de granito, gnaiss, quartzito, quartzito e filito, medindo at \acute{e} 15 cm segundo o eixo maior. Alguns desses seixos mostram todas as caracter \acute{u} sticas de um "dropstone", enquanto outros possuem forma triangular. Esta rocha pode ser correlacionada \tilde{a} unidade superior da seq \ddot{u} encia descrita anteriormente, com a restri \tilde{c} o de apresentar uma matriz mais fina e uma rela \tilde{c} o seixo/matriz consideravelmente menor.

S \acute{I} NTESE, G \tilde{E} NESE E AMBIENTE DE SEDIMENTA \tilde{C} AO

A terminologia para rochas de origem sedimentar, compostas por uma grande variedade de tamanho de gra \tilde{a} os, grau de arredondamento e esfericidade e composi \tilde{c} o dos seixos, \acute{e} bastante confusa, uma vez que existem denomina \tilde{c} es descritivas, petrogr \acute{a} ficas e gen \acute{e} ticas. Os autores sugerem utilizar a seguinte terminologia:

<u>Origem</u>	<u>Denomina\tilde{c}o</u>
desconhecida	diamictito (FLINT et al., 1960)
n \tilde{a} o glacial	pseudotilito (SCHWARZBACH, 1963)
glacial	tilito (PENK, 1906)

A utiliza \tilde{c} o do termo diamictito no cap \acute{t} ulo anterior tem, portanto, um sentido puramente descritivo. Os crit \acute{e} rios utilizados para se classificar um diamictito como sendo um tilito s \tilde{a} o, entre outros: Espectro granulom \acute{e} trico bastante amplo, largo espectro composicional, baixa sele \tilde{c} o dos componentes, graus de arredondamento e esfericidade vari \tilde{a} veis, forma dos seixos (ferro de engomar), seixos facetados e estriados, pavimento polido e estriado, seixos pingados em sedimentos lamina dos, varvitos, esker, extens \tilde{a} o da \acute{a} rea de ocorr \tilde{e} ncia, transi \tilde{c} o faciol \tilde{e} gica (gl \acute{a} cio-terrestre para gl \acute{a} cio-marinho), estruturas tipo "outwash", estruturas tipo "d \acute{e} collement", impress \tilde{e} es de cristais de gelo, etc.

O diamictito da regi \tilde{a} o de Caranda \acute{e} mostra, em resumo, as seguintes caracter \acute{u} sticas: Espectro granulom \acute{e} trico amplo, graus de arredondamento e esfericidade vari \tilde{a} veis, baixa sele \tilde{c} o dos componentes, amplo espectro composicional e seixos em forma de ferro de engomar.

A restri \tilde{c} a extens \tilde{a} o da ocorr \tilde{e} ncia de Caranda \acute{e} e a falta de crit \acute{e} rios conclusivos quanto a sua g \tilde{e} nese, t \tilde{e} m provocado interpreta \tilde{c} es divergentes entre diferentes autores. LEONARDOS (1940) designa a rocha como "tilito metam \acute{o} rfico", mas n \tilde{a} o discute os crit \acute{e} rios para a afirma \tilde{c} o do ambiente deposicional. Em EBERT (1958) \acute{e} encontrada a classifica \tilde{c} o de "grauvaca conglom \acute{e} rfica ou brechosa". Para GUIMAR \tilde{A} ES (1966) trata-se de uma brecha vulc \acute{a} nica. Na opini \tilde{a} o dos autores a soma das fei \tilde{c} es petrogr \acute{a} ficas do diamictito de Caranda \acute{e} favorece uma origem glacial. Tal interpreta \tilde{c} o \acute{e} refor \tilde{c} ada pelo fato do diamictito apresentar

seixos de rochas que não ocorrem na região, além do aspecto e posição estratigráfica semelhante ao tilito Macaúbas da Faixa de Dobramentos Araçuaí.

O diamictito da região de São João del Rei pode ser denominado, sem a menor dúvida, como tilito, mostrando ainda ambientes de deposição bem distintos (duas unidades de caráter diferente). Entre os fatores de maior relevância podemos citar:

Unidade inferior - estruturas "décollement", comuns no Pleistoceno (vide PETTIJOHN e POTTER, 1964) mas pouco conhecidas no Pré-Cambriano, atribuídas ao empurrão da geleira sobreposta. O avanço da geleira pode deslocar as camadas do substrato, provocando a deformação das camadas pelíticas por sua maior plasticidade. A estrutura resultante mostra direção de transporte do gelo; no presente caso foi determinada direção de avanço da geleira de norte para sul.

Unidade superior - seixos pingados em sedimentos laminados, seixos em forma de ferro de engomar e seixos estriados.

As evidências encontradas levaram a seguinte interpretação do ambiente deposicional: A base da sequência glacial mostra caráter continental com feições erosionais na base. No topo da sequência as condições de deposição são diferentes; as geleiras recuam, o mar avança e o ambiente de sedimentação muda de continental-glacial para glácio-marinho com sedimentos laminados e seixos pingados.

DISCUSSÃO, CORRELAÇÕES E CONCLUSÕES

Sobre a validade de argumentos comprobatórios de uma glaciação encontram-se opiniões diferentes (vide entre outros DOTT, 1961; FLINT, 1961; CROWELL, 1963; HEEZEN e HOLLISTER, 1963; CUMAKOW, 1964; HARLAND, 1964; HARLAND et al., 1966; SCHERMERHORN, 1974). Argumentos como "The most diagnostic evidence of ancient glaciation is an extensive grooved and polished pavement directly beneath till-like material" (DOTT, op. cit.) e "The best evidence of continental glaciation is the occurrence of till lying on a grooved and polished pavement" (HEEZEN e HOLLISTER, op. cit.), devem ser considerados com ressalvas, pois superfície estriada e polida com diamictito sobrejacente pode se formar por correntes de lama. Mesmo que fossem de origem glacial, tais feições não comprovam uma glaciação continental, mas apenas a presença de geleiras no local em épocas geológicas passadas (por exemplo, geleiras em regiões montanhosas durante uma época não glacial).

Na opinião dos autores existe apenas uma evidência conclusiva para a fácies continental e outra para a fácies marinha. Caso essas duas evidências não sejam encontradas, apenas o conjunto de um maior número de outras evidências pode determinar uma origem glacial.

Com relação ao ambiente continental, a distribuição regional de um diamictito, frequentemente por centenas de quilômetros, é um argumento seguro em favor de uma glaciação continental. A este respeito HARLAND et al. (op. cit.) anotam: "One of the most of criteria is the overall extent of a deposit. Ice-rafted tillites, due to their mode of formation, may extent relatively uniform over hundreds of thousands of square kilometers... Since it has not yet been demonstrated that very wide-spread deposits with uniform features, contrasting with variable facies above and below, could be produced in any other way, such evidence supports ice-rafting". A análise detalhada de tais depósitos pode indicar área-fonte e direções de transporte do gelo.

Na fácies glácio-marinha o critério mais seguro são seixos pingados, especialmente em sedimentos laminados do Pré-Cambriano (em épocas mais recentes devem ser consideradas outras maneiras de geração de seixos pingados).

A distribuição atual da Formação Carandaí é extremamente restrita, mas tal fato deve ser creditado aos processos erosivos atuantes em

etapa posterior à deposição. Neste aspecto pode-se traçar um paralelo com outras ocorrências de sedimentos glaciais conhecidas no Proterozóico Superior, que igualmente se apresentam na forma de afloramentos isolados, denotando a intensidade dos processos erosivos a que foram submetidos. Seixos pingados não foram encontrados na ocorrência de Carandaí, mas não há dúvidas quanto a sua presença nos afloramentos da região de São João del Rei, caracterizando uma fase de sedimentação glácio-marinha.

Comparações entre a Formação Carandaí e outras unidades de aspectos semelhantes já foram sugeridas desde o trabalho de LEONARDOS. O referido autor escreve: "A descoberta de tilitos metamórficos na base da Formação Carandaí nos permite identificá-la, um tanto precariamente, com a Formação Jequitai-Macaúbas...". EBERT (1957, 1958), ao denominar o tilito como "grauvaca grosseira", evita uma interpretação da gênese e apenas anota: "...constitui um caso muito especial, aparentemente um facies marginal de uma grande bacia sedimentar", embora tenha ressaltado que "o hábito da rocha assemelha-se bem a um tilito". EBERT menciona as correlações de LEONARDOS e concorda com uma semelhança em relação a Macaúbas no norte de Minas Gerais. HETTICH (1977) correlaciona o Grupo Macaúbas com outras ocorrências de posição estratigráfica semelhante, incluindo também o tilito de Carandaí. WALDE et al. (1978) e KARFUNKEL (1982) se manifestam de maneira similar.

As novas ocorrências da Formação Carandaí, descritas no presente trabalho, tiveram a confirmação de sua gênese glacial. Deste modo, comparando a Formação Carandaí com outras sequências glaciais atribuídas ao mesmo período geológico, pode-se anotar as seguintes correlações:

- . Formação Bebedouro, Bahia (MORAES REGO, 1930; KEGEL, 1959; BRITO NEVES, 1968; MONTES, 1977 e outros)
- . Tilito Macaúbas, norte MG (ISOTTA et al., 1969; HETTICH, 1975; WALDE, 1976; HETTICH e KARFUNKEL, 1977; KARFUNKEL e KARFUNKEL, 1977; KARFUNKEL et al., 1978; WALDE et al., 1978; COUTO e BEZ, 1978 e outros).
- . Diamictito de Cristalina, Goiás (CARVALHO e COSTA, 1968; FARIA, 1970; DARDENNE et al., 1978 e outros).

A presença de sedimentos glaciais incluídos nas sequências de idade proterozóica superior marginais ao Craton do São Francisco (Faixa de Dobramentos Araçuaí a E, Faixa de Dobramentos Brasília a W e Grupo São João del Rei a S), constitui uma importante camada-chave para este período geológico, além de atestar a grande extensão da área atingida pelos eventos glaciais.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.de - 1977 - O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. de Geociências, 7 (4), pp 349-364.
- BRAUN, O.P.G. e BAPTISTA, M.B. - 1978 - Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. SBG, Núcleo da Bahia, Publ. esp. nº 3, pp 225-350.
- BARBOSA, O. - 1954 - Évolution du géosynclinal Espinhaço. C. R. Int. Geol. Congr., 14 (Alger, 1952).
- BRITO NEVES, V.V. de - 1968 - Contribuição ao Léxico Estratigráfico do Leste do Brasil. SBG, IV Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife.
- CARVALHO, R.T. e COSTA, L.A.M. da - 1968 - Índícios da glaciação em Cristalina, Goiás. Mineração e Metalúrgia, 48:73-75, Rio de Janeiro.
- CUMAKOW, N.M. - 1964 - Praekambrische Tillit-aehnliche Gesteine der Sowjetunion. Geol. Rdsch., 54: 83-102. Stuttgart.
- COUTO, J.G.P. e BEZ, L. - 1981 - A glaciação Jequitai: Um guia estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior do Brasil. Rev. Bras. de Geociências, 11 (1): 17-21.

- CROWELL, J.C. - 1963 - Climatic Significance of Sedimentary Deposits Containing Dispersed Megaclasts. In: NAIRN, A.E.M. (Ed.): Problems in Paleoclimatology: 86-89. New York (Interscience)
- DARDENNE, M.A.; FARIA, A.; MAGALHÃES, L.F. e SOARES, L.A. - 1978 - O Tillito da Base do Grupo Bambuí na Borda Ocidental do Cráton do São Francisco. SBG, Núcleo Centro-Oeste, bol. Informativo nº 7/8:85-97.
- DOTT, R.H. - 1961 - Squantum "Tillite", Massachusetts - Evidence of Glaciation or Subaqueous Mass Movements?. Bull. Geol. Soc. Amer., 72:1289-1305. New York.
- EBERT, H. - 1955 - Rel. An. Diretor, Div. Geol. Mineral., DNPM:62-81.
- EBERT, H. - 1956 - Rel. An. Diretor, Div. Geol. Mineral., DNPM:97-107.
- EBERT, H. - 1957 - Beitrag zur Gliederung des Praekambrium in Minas Gerais. Geol. Rdsch., 45 (3):471-521. Stuttgart.
- EBERT, H. - 1958 - Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. DNPM, Div. Geol. Mineral., bol. nº 183. Rio de Janeiro.
- EBERT, H. - 1967 - A estrutura precambriana do sudeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. Programa, Resumo das Comunicações, XXI Congr. Bras. de Geol., Bol. Paranaense de Geociências nº 26:42-45.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. An. Acad. Bras. Ciênc., 40 (Suplemento): 215-219.
- FARIA, A. - 1970 - Estrutura e estratigrafia da região de Cristalina, Goiás. Resumo das Conf. e Comun., XXIV Congr. Bras. de Geol., Brasília.
- FERREIRA, P.T. e PEREIRA DOS SANTOS, M.L. - 1983 - A geologia do extremo SW da Serra de São José e suas ocorrências auríferas, Minas Gerais. Trabalho de Graduação, IGC/UFGM. Inédito.
- FLINT, R.F. - 1961 - Geological evidence of cold climate. In: NAIRN, A.E.M. (Ed.): Problems in Paleoclimatology: 141-155. New York (Interscience).
- FLINT, R.F.; SANDERS, J.E. e RODGERS, J. - 1960a - Diamictite, a substitute term for Symmictite. Bull. Geol. Soc. Amer., 71:1809.
- GUIMARÃES, D. - 1937 - Contribuição à metalogênese do maciço Brasileiro. Serv. Fom. Prod. Min., bol. 16.
- GUIMARÃES, D. - 1966 - As formações Carandaí-Prados. In: Metamorfitos de nominados "Micaxistas Seridó". Div. Geol. Min., bol. 237:20-31.
- HARLAND, W.B. - 1964a - Evidence of late Precambrian glaciation and its significance. In: NAIRN, A.E.M. (Ed.): Problems in Paleoclimatology: 119-149. New York (Interscience).
- HARLAND, W.B.; HEROD, K.N. e KRINSLEY, D.H. - 1966 - The definition and identification of tills and tillites. Earth Sci. Rev., 2.
- HEEZEN, B.C. e HOLLISTER, C. - 1963 - Turbidity Currents and Glaciation. In: NAIRN, A.E.M. (Ed.): Problems in Paleoclimatology: 99-109. New York (Interscience).
- HETTICH, M. - 1975 - Zur Genese des Macaúbas und Geologie des Gebietes noerdlich der Serra Negra (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jb., 14: 47-85.
- HETTICH, M. - 1977 - A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. Rev. Bras. de Geociênc., 7 (2): 87-101.
- HETTICH, M. e KARFUNKEL, J. - 1978 - Um esker, um varvito e seixos estriadados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. Rev. da Esc. de Minas, 34 (2): 5-8. Ouro Preto.
- HOPPE, A.; KARFUNKEL, J. e NOCE, C.M. - 1983 - Evidências da glaciação Proterozóica no centro-sul do Estado de Minas Gerais. Ciências da Terra, nº 9 (no prelo).
- ISOTTA, C.A.L.; ROCHA CAMPOS, A.C. e YOSHIDA, R. - 1969 - Striated pavement of the Upper-Precambrium glaciation in Brazil. Nature, 5192: 466-468. London.
- KARFUNKEL, J. - 1981 - A geologia da região de Carandaí - São João del Rei, Minas Gerais. IGC/UFGM, Rel. inédito.
- KARFUNKEL, J. - 1982 - Versuch einer Neugliederung des Oberen Praekambriums in Sued Minas Gerais, Brasilien. 89 Geow. Lateinam. Koll. Goettingen.

- KARFUNKEL, J. e KARFUNKEL, B. - 1976 - Estudo petrofaciológico do Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. An. do XXIX Congr. Bras. de Geol., pp 178-188, Ouro Preto.
- KARFUNKEL, J. e KARFUNKEL, B. - 1977 - Fazielle Entwicklung der mittlere ren Espinhaço-Zone mit besonderer Beruecksichtigung des Tillit-Problems, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Jb., 24: 3-91. Hannover.
- KARFUNKEL, J. e NOCE, C.M. - 1982 - Estratigrafia do Pré-Cambriano Superior da região de Carandaí - São João del Rei, Minas Gerais. An. do XXXII Congr. Bras. de Geol., Bol. n.º 2, Brev. Com.
- KARFUNKEL, J. e NOCE, C.M. - 1983 - Desenvolvimento faciológico da região de Carandaí - São João del Rei, Minas Gerais. II Simpósio de Geol. de Minas Gerais - Geol. do Pré-Cambriano (env. p/ publ.).
- KARFUNKEL, J.; SCHMIDT, J.C. e KARFUNKEL, B. - 1981 - Contribuição a estratigrafia e tectônica da Faixa de Dobramentos Araçuaí. Anais do Simp. sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. SBG, Núcleo da Bahia, pp 158-163 (Salvador, 1979).
- KEGEL, W. - 1969 - Estudos geológicos na zona central da Bahia. DNPM, Div. Geol. Mineral., bol. 198, 35 p.
- LEONARDOS, O.H. - 1940 - O tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. Anais da Acad. Bras. de Ciênc., 12:243-259.
- MONTES, A.S.L. - 1977 - O contexto estratigráfico e sedimentológico da Formação Bebedouro no Estado da Bahia: Um possível portador de diamantes. Tese de Mestrado, inédito. Brasília.
- MORAES REGO, L.F. - 1930 - Glaciação epaleozóica no centro do Brasil. Anais Acad. Bras. Ciênc., 2:109-112.
- PETTIJOHN, E.F. e POTTER, P.E. - 1964 - Atlas and Glossary of primary sedimentary structures. Springer Verlag.
- SCHWARZBACH, M. - 1963 - Criteria for the recognition of ancient glaciation. In: NAIRN, A.E.M. (Ed.): Problems in Paleoclimatology:81-85, New York, Interscience.
- SCHERMERHORN, L.J.G. - 1974 - Late precambrian mixtites: Glacial and/or Nonglacial. Amer. J. Sci., 274:675-821.
- WALDE, D. - 1976 - Neue Hinweise fuer eine Proterozoische Vereisung in Ostbrasilien. Muenst. Forsch. Geol. Paleont., 38/39:47-59.
- WALDE, D.; KARFUNKEL, J. e KARFUNKEL, B. - 1978 - O Grupo Macaúbas em Minas Gerais: Estratigrafia, gênese e correlações. SBG, bol. Informativo n.º7/8: 98-113, Núcleo Centro-Oeste.

Fig. 1 - Localização das ocorrências da Form. Carandá

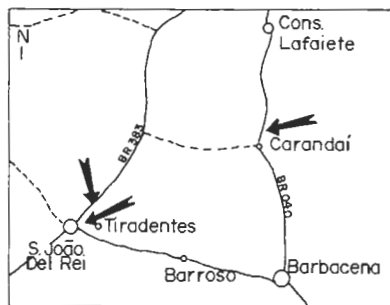
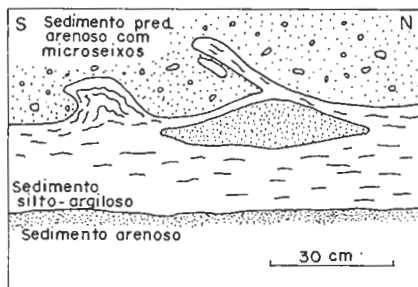
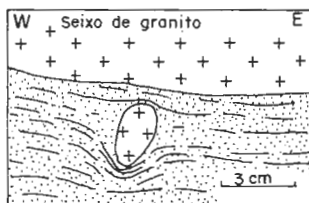


Fig. 2 - Algumas feições da Formação Carandá em São João Del Rei (Vila de Santa Cruz)

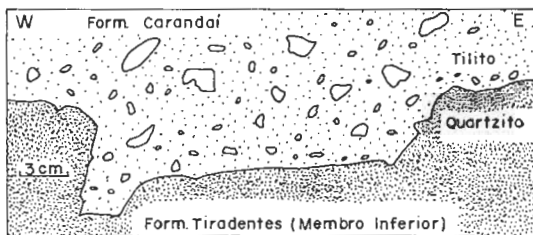
a-Estrutura "Décollement"



b-Seixo pingado



c-Discordância erosiva



CONSIDERAÇÕES SOBRE AS PRINCIPAIS ÉPOCAS DE FRATURAMENTO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO, COM BASE EM DATAÇÕES K-AR EM ROCHAS BÁSICAS

J.G. Parenti Couto
W. Teixeira
U.G. Cordani

ABSTRACT

Basic rocks (diabases, gabbros and the like) are found in various geological environments intruding the different tectonic units of the São Francisco Craton or in its surroundings. Since they are directly associated with fractures in the geotectonic unit, their ages may reveal either periods of major intercratonic forces or forces located on the margins of the unit, associated with the development of sedimentation in the marginal belts.

The results of about 40 samples dated by the K-Ar method were interpreted. Values around 2,000 M.a. found in Archaean terrains mark the position of pre-existent rigid crustal blocks at the time of the emplacement of Transamazonian mobile-belts.

Radiometric values slightly younger than the Transamazonian cycle appear in the Salvador region and other isolated locations. These ages may represent deformational episodes connected with the development of the Espinhaço fold system. Even more recent values around 1,100-1,200 M.a. would characterize terminal deformational episodes of this event.

Ages of the order of 500-800 M.a. found in basic rocks commonly affected by low-grade metamorphism throughout the Espinhaço System in Bahia and epizonal zones in the cratonic margin are associated with the development of marginal fold belts at the end of the Precambrian. The older ages (between 700-800 M.a.) seem to characterize an early deformational phase and the rest may be related to posttectonic episodes and deformation of the Brasiliano Cycle.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho visa contribuir para um melhor entendimento dos efeitos do magmatismo fissural de caráter básico do Craton do São Francisco, localizado na porção centro-oriental da Plataforma Brasileira. O estudo deste vulcanismo, claramente associado a fraturamentos maiores, e que atingiu em diferentes épocas determinados segmentos crustais, possibilita uma visão inovadora do comportamento geodinâmico da unidade geotectônica frente aos esforços ocorridos em seu interior, durante o Proterozóico Superior. As interpretações efetuadas tiveram por base um conjunto de 42 datações radiométricas K-Ar, sendo que 8 delas foram obtidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

* METAMIG - Metais de Minas Gerais S/A
** Instituto de Geociências, USP, São Paulo
*** Projeto RADAMBRASIL

(IG/USP), especialmente para apoio deste tema.

O conjunto de dados radiométricos (tabela 1) é proveniente de vários setores cratônicos (Figura 2). A região leste, entre Salvador e Ilhéus possui 15 datações; das imediações de Uauá, Curaçá, Unaf (regiões norte e oeste), e também do extremo sul - imediações de Belo Horizonte e Formiga - provêm amostras isoladas. O conjunto mais numeroso, todavia, está localizado ao longo do Espinhaço setentrional e meridional, onde o vulcanismo parece ter assumido maior expressão. Trata-se ali, notadamente, de ocorrência de metabasitos intrusivos nos metassedimentos, preferencialmente encaixados nos Grupos Inferior e Médio do Supergrupo Espinhaço.

As novas datações apresentadas são produto de coletas efetuadas pelos geólogos J.G. Parenti Couto (amostras Am 1, 2, 3), Dion Macedo (Am 6), Antônio V.L. dos Santos (Am 5, 8) e Fernando A.P. de Villanova (Am 15) em intrusivas das regiões da Serra do Espinhaço e Bacia do Alto do São Francisco (Figura 2, Tabela 1). A partir de sua amostragem maior (16 amostras no total) foram selecionadas para o estudo radiométrico 7 delas, tendo por base os critérios geocronológicos.

Em termos de interpretações dos resultados radiométricos K-Ar, via de regra, rochas que tiveram resfriamento rápido (como as fissurais) produzem valores de idade muito próximos da época da consolidação magmática, sempre que o material analisado for favorável à retentividade do argônio. Assim, a maioria das determinações obtidas em gabros, diabásios e rochas afins corresponde, provavelmente, a épocas de colocação das respectivas rochas, refletindo fases tectônicas que tiveram contribuição magmática, ocorridas no Craton durante sua evolução.

Todavia, várias das amostras com datações (metabasitos), situadas ao longo do sistema de dobramentos Espinhaço, devem ter obrigatoriamente interpretações distintas. Neste caso, fica caracterizada uma superimposição metamórfica às intrusivas e, como tal, torna-se forçoso considerar que as idades aparentes K-Ar sofreram rejuvenescimento isotópico sendo, portanto, possível que algumas das idades não revelem a associação geológica correspondente por se tratarem de idades mistas, produto de perdas parciais (diferenciais) de argônio.

A metodologia K-Ar utilizada no CPGeo pode ser encontrada em AMARAL et alii (1966), com certas modificações. As medidas de quantificação de potássio são efetuadas por fotometria de chama, em aparelho de contagem digital, com padrão interno de lítio. A espectrometria é feita em aparelho Nuclide, tipo Reynolds, de fonte gasosa. As constantes empregadas nos cálculos de idade K-Ar são aquelas recomendadas por STEIGER e JAEGER (1978), a saber:

$$\lambda_K^{40} \text{ (tot.)} = 5,81 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_\beta^{40} = 5,962 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$K^{40}/K^{\text{tot}} = 1,167$$

QUADRO GEOLÓGICO-TECTÔNICO

O Craton do São Francisco (Figura 1) tem sido considerado como sendo uma grande entidade geotectônica consolidada em tempos pré-brasilianos. As delimitações cratônicas atuais, estipuladas

por ALMEIDA (1977), aguardam ainda confirmação em determinados setores marginais e, de acordo com as proposições daquele autor, seus limites referem-se às unidades afetadas pela tectogênese brasileira, através de suas faixas móveis marginais: Brasília (a oeste), Ribeira (a sul-sudeste), Riacho do Pontal e Rio Preto (a noroeste) e Sergipana (a nordeste).

Na Figura 1, pode ser observado que o embasamento (de idade arqueana e proterozóica inferior) acha-se exposto em 2 áreas principais: no centro-leste do Estado da Bahia e na extremidade meridional cratônica, de Belo Horizonte para sudoeste, no Estado de Minas Gerais. Em ambas as áreas genericamente podem ser individualizados 3 tipos de terrenos geológicos (CORDANI & BRITO NEVES, 1982): terrenos granito-greenstones arqueanos, tais como os de Brumado-Anajé (BA) e da área do Quadrilátero Ferrífero (MG); cinturões supracrustais do Proterozóico inferior como, por exemplo, as sequências de Jacobina, Serrinha e Contendas-Mirante (BA) e o Grupo Minas em MG; terrenos de médio e alto grau metamórfico granitizados intensivamente no Proterozóico inferior, com preservação de fragmentos cratônicos de composição granulítica, tais como os complexos de Jequié-Mutuipe e Santa Isabel, na Bahia.

As rochas do Supergrupo Espinhaço (Figura 1) repousam em discordância sobre o embasamento; constituem um sistema dobrado e falhado de natureza intracratônica, do Proterozóico médio, cujos "trends" estruturais mostram-se lineares (NS, NNW-SSE). O sistema de dobramentos é composto por sedimentos clásticos e vulcânicos submetidos a fraco metamorfismo, sendo caracterizado por 2 unidades (COUTO, 1982), uma inferior constituída por conglomerados polimíticos, quartzitos e metapelitos, e uma superior (subviduada em 3 facies) que inclui ardósias, dolomitos, filitos carbonáticos e grafitosos, siltitos e quartzitos diversos. Parte das sequências clásticas do Supergrupo Espinhaço, transgridem para leste sobre os terrenos de alto grau metamórfico, configurando um seu homólogo, o chamado Grupo Chapada Diamantina, uma cobertura de plataforma moderadamente dobrada.

A maior parte do Craton, todavia, é coberta pelas rochas sedimentares dos Grupos Bambuí e Una (Figura 1), fracamente dobrados e metamorfizados, especialmente ao longo dos setores marginais. Recentemente, COUTO et alii (1981) e também COUTO (1982) reddefiniram o Grupo Bambuí, com base em novos dados estratigráficos e critérios geocronológicos. Nesta nova concepção, o Grupo Bambuí divide-se, da base para o topo, nas Formações Paraopeba, Três Marias e Pirapora.

A Formação Paraopeba tem constituição essencialmente pelítica e carbonatada portando, às vezes, níveis descontínuos de conglomerados. A passagem desta formação para a Três Marias (intermediária) é gradacional. Esta última compõe-se predominantemente de siltitos e arenitos de natureza arcozeana, com argilitos plaqueados subordinados. Sua passagem para a Formação Pirapora é brusca, porém concordante, sendo a unidade superior representada por dois tipos litológicos intercamados: uma sucessão de arenitos líticos e folhelhos silteosos.

O Grupo Bambuí, na parte oriental cratônica (Figura 1), apresenta-se afetado por importante tectônica de empurrão que causou o seu recobrimento pelas sequências de Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas. Esta sucessão de falhamentos inversos, dispostos meridionalmente, foi tomada por ALMEIDA (1977) para definição da margem leste da unidade geotectônica em relação ao cinturão móvel Ribeira. O cinturão Ribeira desenvolveu-se no Proterozóico superior ao longo da faixa costeira atlântica e é aqui considerado como incluindo a faixa Araçuaí (ver, por exemplo, SIGA Jr. et alii, 1982), que representa, neste contexto, o seu ambiente epizonal através das exposições do Grupo Macaúbas (sequência de filitos, quartzitos e conglomerados polimíticos) e também parte do ambiente mesozonal (metassedimentos Es

pinhaço estruturalmente afetados pela geodinâmica brasileira). Esta sequência de rochas foi diversamente afetada pelo metamorfismo, que cresce desde o fácies xisto-verde, nas regiões próximas do Espinhaço, a anfibolito, nas regiões dos baixos cursos dos rios Jequitinhonha, Araçuai e Pardo.

DISCUSSÃO DOS DADOS

As datações existentes para o vulcanismo basáltico na porção leste cratônica foram obtidas por CORDANI (1973) para a região de Salvador, e W.Teixeira no CPGeo para a região de Ilhéus. Na primeira, constata-se uma dispersão dos valores radiométricos entre 2040 e 1320 MA, com concentração no tempo entre 1720 e 1450 MA. Já para a região de Ilhéus, há certa tendência de obtenção de resultados radiométricos mais jovens, com concentração entre 1200 e 800 MA. Neste conjunto nota-se, adicionalmente, que os 3 plagioclásios analisados revelaram idades aparentes ligeiramente mais antigas, um provável reflexo de maior retentividade de argônio desse mineral em relação às rochas totais.

Datações isoladas, dispersas preferencialmente em regiões de terrenos arqueanos (blocos de Serrinha-Uauá, na Bahia e região a oeste do Quadrilátero Ferrífero) forneceram as idades mais antigas, como as amostras EC-AG-03 com 2010 MA (imediações de Uauá) e WT-9 com 2140 MA (região de Formiga, MG). Tais resultados revelam a existência de esforços distensivos vinculados à mobilidade de faixas móveis transamazônicas, em blocos rígidos de crosta continental pré-existente.

Nos dois setores geocronologicamente estudados, ao longo da Cordilheira Espinhaço, e em seu embasamento, observa-se grande variação das idades aparentes K-Ar. Aquelas idades obtidas em rochas sem evidências de metamorfismo indicam que os esforços tectônicos iniciaram-se na região há pelo menos 1600 MA atrás, com base na determinação da amostra GS-WB-61.2 (tabela 1), intrusiva no embasamento. Num contexto amplo, idades desta ordem e pouco mais antigas, vinculam-se diretamente à implantação e desenvolvimento do sistema Espinhaço.

Aparentemente, existe certa tendência de concentração destes resultados em dois grupos, entre 1500-1000 MA e 700-500 MA. Trata-se, em muitos casos, de datações K-Ar em metabasitos e, como tal, revelam a época de eventos preferencialmente dínamo-termais da evolução do sistema Espinhaço. O grupo mais antigo parece concentrar-se no tempo entre 1200-1000 MA, sendo contemporâneo ao metamorfismo que parece ter afetado o Sistema Espinhaço, naquele período de tempo (BRITO NEVES et alii, 1979). De outra parte, vale adicionalmente ressaltar a importância de idade aparente de 980 MA obtida para o gabro AM-3, cuja situação geológica condiciona uma idade máxima para a Formação Paraopeba, base do Grupo Bambuí, na região de Santa Luzia.

O conjunto mais jovem (800-500 MA), além de ocorrer ao longo do sistema Espinhaço, aparece representado próximo às bordas cratônicas (amostras OB-U-PF-F 1 com 650 MA, imediações de Curaça e AM-8 com 770 MA, município de Formoso e AM-15, próxima a Paracatu) e também no vale do Rio Paramirim (JM-BA-43 A com 680 MA). Estes resultados associam-se ao desenvolvimento das faixas dobradas marginais que no caso das metabásicas do sistema Espinhaço causaram pronunciada liberação de argônio, mesmo nas rochas da infraestrutura, ao longo da referência da cadeia.

CONCLUSÕES

O tratamento integrado nas idades radiométricas K-Ar existentes para intrusivas básicas e afins associadas ao fraturamento do Craton do São Francisco indicou várias épocas importantes de atuação dos esforços tanto interna como marginalmente àquela unidade. As

rochas básicas fissurais metamórficas representam, neste contexto, episódios distensivos principais, ao passo que os metabasitos epimetamórficos (até fácies anfíbolito) vinculam-se ao desenvolvimento de cinturões ensiálicos intracratônicos (sistema Espinhaço) e/ou marginais-faixas Ribeira e Brasília (estas, pelo menos em parte, ensiálicas).

O conjunto geocronológico considerado habilita várias possibilidades interpretativas, em que pese a necessidade de número adicional de datações.

Rochas básicas não metamórficas no interior do domínio cratônico, com resultados aparentes por volta de 2000 MA, correspondem a idades mínimas para episódios de cratonização dos terrenos arqueanos encaixantes. Estes valores radiométricos e aqueles pouco mais jovens no tempo (obtidos na região de Salvador, Ilhéus e em outros lugares esparsos) referem-se a episódios distensivos quando da instalação do sistema Espinhaço e "rifts" precursores, alguns associados (os transamazônicos) a rupturas de blocos-crustais rígidos, configurando um reflexo da generalizada mobilidade dos cinturões ensimáticos transamazônicos que se desenvolveram na Bahia e em Minas Gerais ("diastrofismo" Minas).

Neste modelo evolutivo, considera-se a existência de vários fragmentos crustais rígidos arqueanos e pré-transamazônicos que somente se aglutinaram pelo aparecimento e cicatrização tectônica de cinturões transamazônicos. O produto deste processo logrou constituir, então (ao limiar do Proterozóico médio), uma massa continental, cujas dimensões eram muito maiores do que a configuração que viria assumir o chamado Craton do São Francisco - uma unidade geotectônica estável ao final do pré-Cambriano.

A instalação dos "rifts" que culminaram com o sistema intercratônico do Espinhaço e de suas faixas marginais Araxá/ Canastra corresponderia, nesta proposta, aos esforços interplacas sofridos pela megamassa continental durante o Proterozóico médio. Os limites da unidade continental neste período são imprecisos face à obliteração decorrente dos efeitos da geodinâmica imposta no ciclo brasileiro.

O metamorfismo, concomitante com o desenvolvimento do sistema de dobramentos Espinhaço, ocorreu por volta de 1000-1200 MA, como demonstram determinações radiométricas. Tipificam uma tectônica deste sistema (através de idades de rochas básicas epimetamórficas) e também de aulacógenos precursores do ciclo Brasileiro, cuja contemporaneidade deste metamorfismo dinâmico é revelada em idades radiométricas isoladas nas faixas móveis Araxá, Rio Preto e Ribeira, e no maciço meridiano Pernambuco-Alagoas.

A geodinâmica brasileira foi responsável, finalmente, pelo estabelecimento dos limites tectônicos do chamado Craton do São Francisco. Rochas básicas epimetamórficas, com 700-800 MA, intrusivas em metassedimentos das faixas Brasília e Ribeira setentrional, parecem configurar fases distensivas precoces ao desenvolvimento das próprias faixas brasileiras. Já os valores radiométricos entre 500-600 MA (obtidos tanto em básicas como em metabásicas) referem-se a episódios tracionais de natureza pós-tectônica, vinculados à estabilização dos cinturões móveis brasileiros que se desenvolveram marginalmente à unidade geotectônica.

É interessante notar que o Craton do São Francisco foi praticamente poupado aos efeitos da importante reativação tectônica ocorrida no Meso-Cenozóico, na plataforma Brasileira. Apenas uma única determinação K-Ar (Am-5, tabela 1) com idade aparente de 88 MA foi obtida, até o momento, no domínio cratônico. Tal situação, demonstra claro contraste com as áreas sujeitas à geodinâmica brasileira como, por exemplo, o Nordeste, onde muitas datações em rochas básicas indicam valores entre 20 e 120 MA, ou mesmo ao longo da faixa móvel Ribeira, onde aquelas intrusivas revelam idades aparentes de até 150 MA.

Também em Goiás e na região da Ilha de Marajó são encontrados alguns resultados radiométricos em rochas básicas por volta

de 150-220 MA. No próprio Escudo das Guianas (Craton Amazônico) a mobilidade crustal parece ter sido maior, no Meso-Cenozóico, compativamente ao Craton do São Francisco. Ali, algumas dezenas de rochas básicas datadas produziram idades aparentes no intervalo de tempo 150-250 MA (TEIXEIRA, 1980), revelando a existência de importantes esforços distensivos sofridos pela unidade geotectônica, em época contemporânea à abertura e formação dos oceanos Atlântico norte e sul.

AGRADECIMENTOS

Registramos aqui nossos agradecimentos a todos aqueles que contribuíram para a elaboração deste trabalho. Em especial, aos geólogos Dione Macêdo, Antônio V.L. dos Santos, Fernando A.P. de Villanova e Diógenes S. Vial que efetuaram parte da amostragem geocronológica. Externamos, também, nossos agradecimentos às pessoas que auxiliaram direta ou indiretamente para esta coleta: Dr. Juvenil Tibúrcio Félix e Dr. Geraldo A.I. Oliveira da Mineração Morro Velho S.A.; Dr. Sylvio Baeta Neves e Dr. Antônio Wirtz da Silva Leite do DNPM - 39 Distrito - BH.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1966. Potassium argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta, 30: 159-89.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977. O Craton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7 (4): 349-64.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. - 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. Rev. Bras. Geoc. 9 (1): 71-85.
- CORDANI, U.G. - 1970. Idade do Vulcanismo do Oceano Atlântico Sul. Bol do IGA nº 1, p. 1-75 - São Paulo, 1970.
- CORDANI, U.G. - 1973. Evolução geológica pré-Cambriana da faixa costeira entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 58 p.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. - 1982. The geologic evolution of South America during the archaean and early proterozoic. Rev. Bras. Geoc., 12 (1/3: 78-88).
- COUTO, J.G.P.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; IYER, S.S.; MORAES, N.M.P. - 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí, com base em análises isotópicas de Sr e Pb. Rev. Bras. Geoc., 11 (1): 5-16.
- COUTO, J.G.P. - 1982. Contribuição ao Estudo do Proterozóico Superior (rifeano) da região meridional do Craton do São Francisco (Brasil): redefinição estratigráfica e conclusão Brasil/África. Anais do XXXII Congr.: Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, vol. 1, p 269-279.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; McREATH, I.; BRITO NEVES, B.B.; BARTELS, R.L., - 1976. Novos dados geocronológicos sobre o Craton do São Francisco no Estado da Bahia. In: Congresso brasileiro de Geologia, XXIX, Ouro Preto, Anais: 185-204. Anais do XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, p. 185-204.

- SIGA Jr., O. - 1981. Estudo geocronológico das rochas pré-cambrianas da folha SD-23 Brasília. Relatório Interno, Projeto RADAMBRASIL (inédito).
- SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. - 1982. O padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira a norte do Rio de Janeiro. In: Congresso Latinoamericano, de Geologia V, Buenos Aires, Actas, I: 349-69.
- STEIGER, R.H. & JAEGER, E. - 1978. Subcomission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. A.A.P.G. Studies in Geology, 8: 67-71.
- TÁVORA, F.J.; CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. - 1967. Determinações de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXI, Curitiba, Anais: 234-44. Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, p. 234-44.
- TEIXEIRA, W. - 1980. Significação tectônica do magmatismo básico e alcalino, de idade Fanerozoica, na região Amazônica. Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Camboriú, SC, p. 2760-2772.
- TEIXEIRA, W. - 1982. Relatório geocronológico da folha SC-24 Aracaju. Relatório Interno, Projeto RADAMBRASIL (inédito).
- TEIXEIRA, W. - 1982 a. Geochronology of the Southern part of the São Francisco Craton. Rev. Bras. Geoc., 12 (1/3): 268-77.

TABELA 1 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar

Nº LAB.	Nº CAMPO	LITOLOGIA	MAT.	%K	Ar ⁴⁰ Ar ^{rad} *	%Ar ⁴⁰ atm	IDADE m.a.	REF.
2606	SALV-A	diabásio	RT	0,96	76,37	11,44	1366±15	1
2578	SALV-B	diabásio	RT	1,04	109,1	3,94	1649±17	1
2581	SALV-B	diabásio	PLAG	1,44	109,8	4,13	1331±14	1
2609	F-3			0,58	43,54	13,75	1317±15	1
2612	ONDINA-2	diabásio	RT	0,57	64,43	31,72	1723±21	1
2627	ONDINA-2 a	diabásio	RT	0,46	40,23	9,59	1451±15	1
2467	ONDINA-2 a	diabásio	PLAG	0,47	46,62	4,06	1584±23	1
2610	R-VERM-1 a	diabásio	RT	0,32	47,74	16,00	2038±23	1
2861	ILHÉUS-7 Km	diabásio	RT	0,53	20,02	10,67	779±24	2
2821	SCV-11	diabásio	RT	0,48	20,60	27,62	866±63	2
2864	0-60	diabásio	RT	0,65	30,03	12,47	914±17	2
2755	BA-69-4 C	diabásio	PLAG	0,75	43,32	5,20	1087±16	2
2763	0-70-C	diabásio	PLAG	0,76	49,34	7,64	1178±43	2
2732	CÁ-19	diabásio	PLAG	0,99	41,59	68,69	915±14	2
2804	UNA-700C	diabásio	RT	0,74	83,55	4,78	1732±34	2
4351	GS-WB-61.2	diabásio	RT	0,21	20,80	14,54	1599±36	3
-	66-OB-22	metabasito	RT	0,75	49,7	5,5	1204±58	4
-	66-OB-27	metabasito	RT	0,40	20,2	40,9	968±48	4
-	66-GD-18	metabasito	RT	0,32	10,38	21,8	686±39	4
-	66-OB-2	metabasito	RT	0,26	6,91	21,3	587±19	4
-	66-GD-19	metabasito	REMOL.	0,34	8,42	57,2	540±19	4
-	B-19	gabro	PLAG	0,25	15,10	91,8	1111±56	5

TABELA 1 - (conclusão)

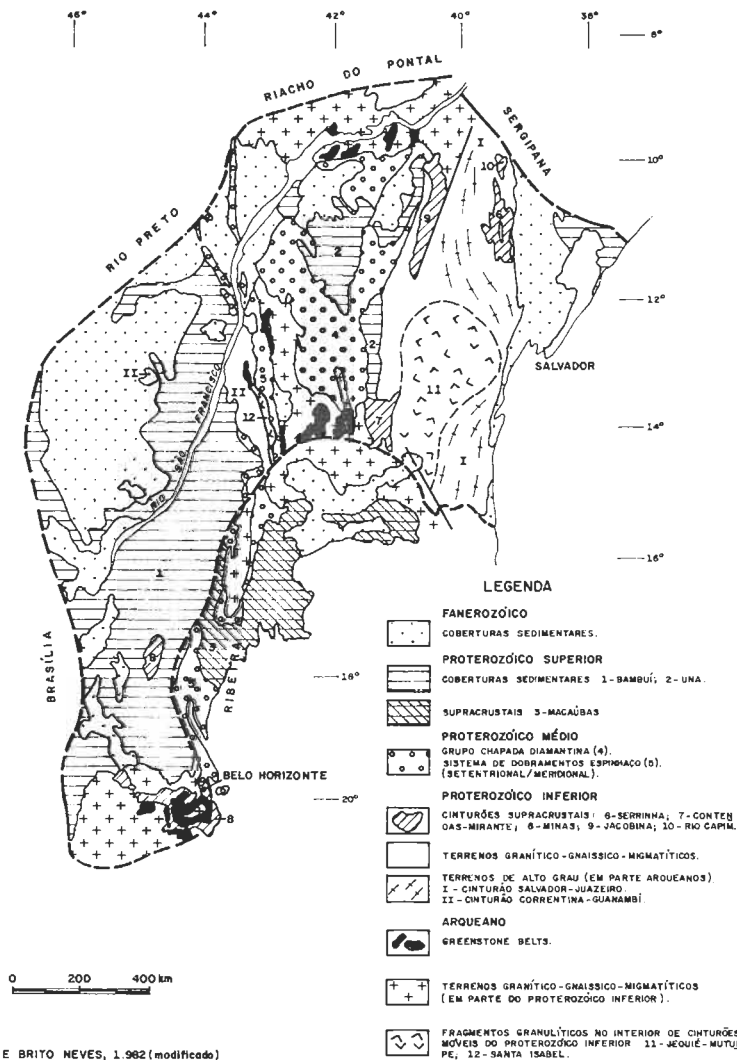
Nº LAB.	Nº CAMPO	LITOLOGIA	MAT.	%K	Ar rad*	⁴⁰ Ar atm	IDADE M.a.	REF.
	AQ			0,30	0,30	72,8	501±25	5
4520	JM-BA-43E	gabro	RT	0,63	20,15	6,2	680±14	6
1829	PFL-19	metabasito	RT	5,75	123,0	0,52	480±5	7
1827	PFL-DATAS	metabasito	RT	0,37	17,80	6,14	944±46	7
852	PB-CI-4	metabasito	AMP.	0,19	12,8	7,43	1221±40	7
875	PB-CI-7	metabasito	RT	0,48	42,0	11,20	1462±45	7
906	PB-CI-11	metabasito	RT	0,27	20,9	11,50	1328±38	7
902	PB-CI-9	metabasito	RT	0,36	23,6	22,80	1194±34	7
901	CI-10	metabasito	RT	0,71	107,5	1,97	2084±54	7
885	PB-CI-3	metabasito	RT	0,40	26,1	2,3	1187±35	8
391	OB-U-PF-F1	gabro	PLAG	0,15	4,4	55,4	646±33	9
4876	EC-AG-03	gabro	RT	0,19	27,6	12,5	2014±72	10
4589	WT-9	diabásio	PLAG	2,25	358,6	0,49	2141±34	11
4989	AM-3	gabro	RT	0,66	33,21	17,16	980±21	11
4978	AM-8	gabro	RT	1,72	64,65	5,79	774±12	12
4981	AM-6	gabro	RT	0,69	40,35	25,62	1098±41	12
4982	AM-2	básica	RT	0,47	42,97	5,8	1502±21	12
5174	AM-1	básica	RT	0,57	45,00	47,4	1363±45	12
5151	AM-5	diabásio	RT	1,09	3,81	62,5	88±40	12
5150	AM-15	diabásio	RT	0,67	17,74	23,0	581±10	12

* $\times 10^{-6}$ ($\frac{\text{ccSTP}}{\text{g}}$)

TABELA 1 - (Referências)

- 1 - CORDANI, U.G., 1973
- 2 - TEIXEIRA, W. in: "texto explicativo de Carta Geológica do Brasil
ao Milionésimo (interpretação geocronológica)
folha SD-24 - Salvador (1976)
- 3 - SIGA Jr., O., 1981
- 4 - TÁVORA et alii, 1967
- 5 - SÁ, J. et alii, 1976
- 6 - SATO, K./S.M.E.Ba - Convênio CPGeo/USP
- 7 - BRITO NEVES, B.B. et alii, 1979
- 8 - ISOTTA, C.A.L./CPGeo (inedito)
- 9 - CORDANI, U.G., 1970
- 10 - TEIXEIRA, W., 1982
- 11 - TEIXEIRA, W., 1982 a
- 12 - Deste trabalho

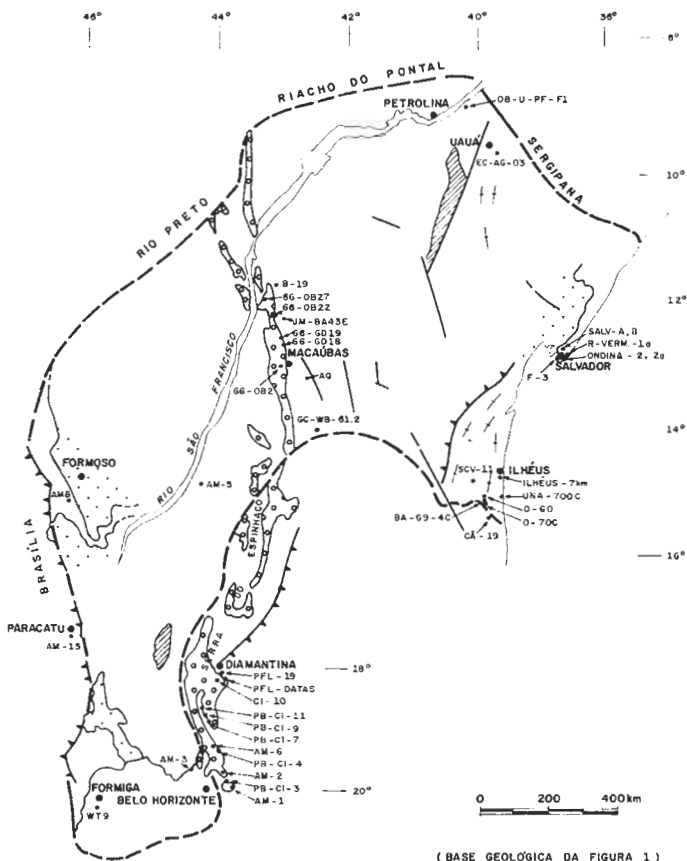
FIGURA 1 : ESBOÇO GEOLÓGICO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO



CORDANI E BRITO NEVES, 1.982(modificado)

Des.: M. Cormo

FIGURA 2 : LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DATADAS



Des.: M. Carmo

EVOLUÇÃO POLICÍCLICA DE TERRENOS ARQUEANOS NO LESTE
DO ESTADO DE SÃO PAULO E SUL DE MINAS GERAIS

Eberhard Wernick
Antônio Carlos Artur

Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais - UNESP - Rio Claro, SP

ABSTRACT

In the southern part of the State of Minas Gerais and adjacent areas in the State of São Paulo, the regional infrastructure is given by archaean terrains successively reworked by tectono-metamorphic proterozoic events. According to the degree of this overprinting, the following major units can be recognized:

1. Barbacena Group - It is a complex unit composed mainly by migmatites, orthogneisses, granitoids, mafic and ultramafic bodies with enclosed - low grade metavolcanic and metasedimentary sequences. It corresponds to the well known "ancient grey gneiss complexes" and associated "greens tone belts" of other parts of the world. The neosome of the migmatites is 2.9 b.y. old.
2. Varginha - Guaxupé Complex - Comprise major areas of granulites and associated rocks (Guaxupé association) and aluminous high grade gneisses (Varginha association). Part of this unit has been transposed during the Transamazonian Cycle. The granulites result from granulitization of former biotite hornblende gneisses and migmatites.
3. Amparo Group (=Silvianópolis Complex) - This unit is the result of the strong transposition of rocks belonging to the Barbacena Group with the development of streaky banded gneisses of variable composition with granuloblastic-cataclastic textures, mostly recrystallized. Rocks of this type are 2.0 b.y. old; the less deformed display higher ages, between the Barbacena and the "true" Amparo gneisses.
4. Machado Complex - It is a unit lithologically equivalent to the Guaxupé association in which the transamazonian cataclastic foliation has been districtively refolded, drawing now isoclinal fold with a NW-SE trend. With respect to the Guaxupé association there is also a new metamorphic event.
5. Pinhal Group. This unit is the result of an intensive and extensive anatexis which affects rocks of the former described units. The anatectic process is accompanied and followed by the intrusion of several kinds of granitoids. In the Pinhal Group the transamazonian cataclastic foliation is more or less destroyed. Ages of the neosome of the migmatites as well as the granitoids belong to the Brazilian Cycle.
6. Machado Complex. It is composed by all the former described units which underwent a strong cataclastic deformation in the domain of the Nova Resende - Barbacena fault zone which belongs to the taphrogenic phase of the Brazilian Cycle.

In all these units occur larger or smaller strips of infolded or tectonically emplaced metasediments belonging to the several regional supracrustal sequences like the Itapira Group, Andrelandia Group, Araxá Group, etc.

1. INTRODUÇÃO

A elaboração de mapas mundiais reunindo sinopticamente áreas arqueanas tem sido utilizada como uma das ferramentas de análise da origem e desenvolvimento da crosta primitiva do planeta Terra (e.g. Goodwin, 1976). Na elaboração deste tipo de mapas temáticos, matéria prima para interpretações e formulações de hipóteses, surgem alguns problemas fundamentais tais como a não incorporação de dados recentes (que por serem inéditos, quer pelo lapso de tempo entre a elaboração do mapa e sua publicação), o desconhecimento do substrato das grandes bacias intracratônicas e a omissão de áreas arqueanas que perderam, em maior ou menor grau, o seu caráter litológico-estrutural original por corresponderem a segmentos crustais submetidos a uma evolução policíclica. Estes fatores fazem com que nos mapas ora disponíveis as áreas arqueanas neles assinalados serem, em realidade, muito menores do que as efetivamente existentes, principalmente para a América do Sul (Wernick e Almeida, 1979; Wernick, 1981 a e b).

No presente trabalho os autores descrevem a evolução policíclica de áreas arqueanas no Sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo onde a superposição de sucessivos eventos tecto-metamórficos proterozóicos levaram a destruição de grande parte de suas características originais. De acordo com estas modificações as áreas de evolução proterozóica distinta são descritas sob forma de diferentes unidades lito-estruturais.

A área abordada no presente trabalho corresponde ao segmento crustal que engloba tanto a porção SE do Craton do Paramirim (Almeida, 1977, 1981; Davino, 1980, Almeida et alii, 1980) bem como traços maiores do Maciço de Guaxupé (Almeida et alii, 1976; Wernick, 1978 a, b; Wernick et alii, 1981) (Figura 1). De acordo com o grau de retrabalhamento proterozóico e a natureza litológica, nesta área são reconhecíveis como unidades lito-estruturais o Grupo Barbacena, Sequência vulcano-sedimentares, o Complexo Varginha-Guaxupé, o Grupo Amparo, o Grupo Pinhal e o Complexo Campos Gerais. Como coberturas sedimentares proterozóicas são reconhecidos os grupos Itapira, Araxá, São João del Rei e Anápolis, além do Grupo Bambuí. Estas coberturas proterozóicas não serão objeto do presente trabalho.

2. UNIDADES ARQUEANAS

2.1. Grupo Barbacena

Engloba essencialmente anatexitos diversos (fusão parcial em sistema predominantemente fechado), migmatitos de injeção, ortogneisses de composição tonalítica a granítica, equigranulares ou porfiróides, granulitos, anfibolitos, intrusivas máficas-ultramáficas e granitóides diversos com intercalações maiores ou menores de meta-supracrustais representadas por gnaisses quartzo-feldspáticos, xistos e gnaisses aluminosos, quartzitos, rochas calco-silicatadas, etc. Os ortogneisses que correspondem ao arcabouço desta unidade são essencialmente plagioclásio-quartzo-biotita (+ hornblenda + microclínio + granada) gnaisses com estrutura bandada, acamada ou maciça e textura embrechítica ("streaky").

Os anatexitos que a eles se associam quer através de contatos transicionais quer intrusivos e que constituem frequentemente a litologia predominante do Grupo Barbacena, tem a mesma composição global dos gnaisses e todo o espectro de estruturas possíveis neste tipo de rochas (Mehnert, 1968; figs 1a e 1b). O leucossoma tem composição tonalítica a granítica e o melanossoma é representado predominantemente por (biotita) anfibolitos, hornblenditos e biotitos. Uma isócrona verdadeira destes mobilizados do Complexo Campos Gerais (Wernick et alii, 1981) permite enquadrá-los no Arqueano (2.9.b.a.).

Os granitóides são constituídos por dioritos, tonalitos, granodioritos, sienitos, trondjhemitos, adamelitos e granitos, leucó-

a mesocráticos, equigranulares ou porfiróides, maciços ou foliados e com dimensões variáveis. Os migmatitos resultam da injeção de neossoma granitóide num paleossoma representado por anatexitos e gnaisses, resultando deste processo estruturas acamadas, agmatíticas e "schollen". Os gnaisses e xistos aluminosos incluem litologias com biotita + hornblenda + muscovita + granada + sillimanita ao lado de quartzo e feldspato, que se associam a quartzitos e rochas calco-silicatadas.

Os granulitos de composição ácida a básica são tanto maciços quanto foliados ou acamados/bandados. Comum são termos nos quais ainda são perceptíveis estruturas migmatíticas nas quais tanto o paleossoma quanto o neossoma estão no facies do granulitos, indicando uma anatexia pré-granulitização.

O Grupo Barbacena revela uma história geológica complexa com várias fases de intrusivas, ultramáficas a ácidas, metamorfismo, anatexia e de vulcanismo e sedimentação. Prova desta evolução complexa é a idade dos mobilizados com 2.9 bilhões de anos (Wernick et alii, 1981), gerados por uma anatexia que destrói parcialmente a foliação mais patente dos gnaisses do Grupo Barbacena.

2.2. Sequências Vulcano-Sedimentares

São representadas, entre outras, na área considerada - pelo Grupo Rio das Velhas (Dorr II et alii, 1957, Dorr II, 1969; Wernick e Almeida 1979, Wernick 1979 a, Schorschner, 1978, Schorschner et alii - 1982), pela Formação Lafaiete (Ebert, 1956, 1962, 1963), pelas ocorrências de Morro do Ferro (Teixeira e Danni, 1979 a, b), Pium-i (Biondi e Schrank, 1980; Fritzsos Jr. et alii, 1980; Carvalho, 1983), entre outras. A idade arqueana de algumas destas sequências ainda está passível de comprovação, e sua estruturação é completa ou não em relação às outras sequências vulcano-sedimentares arqueanas clássicas de outras partes do mundo. Nas sequências completas são reconhecidas uma unidade básica-ultramáfica, com rochas komatíticas com estrutura maciça, almofadada, spinifex e poligonais; uma unidade vulcânica predominantemente básica com intercalações ultramáficas, intermediárias e ácidas e com alguns metassedimentos piroclásticos e químicos e uma unidade superior essencialmente metassedimentar com sedimentos piroclásticos, clásticos e químicos - associados a vulcanitos básicos a ácidos. As rochas pertencem essencialmente ao facies dos xistos verdes e localmente ao facies do anfibolito. São circundadas por rochas gnaissicas-anatexíticas-graníticas-migmatíticas do Grupo Barbacena ou do Complexo Campos Gerais, cortadas por granitóides diversos e recobertas ou não por sequências proterozóicas.

Ao lado destas ocorrências maiores, são frequentes, em todo Grupo Barbacena, intercalações métricas a hectométricas de rochas possivelmente referíveis às diversas unidades das sequências vulcano-sedimentares só que submetidas à condições metamórficas mais enérgicas.

3. UNIDADES TRANSAMAZÔNICAS

3.1. Complexo Varzinha-Guaxupé

Corresponde à uma unidade constituída essencialmente - por rochas granulíticas de composição ácida a básica aos quais se associam gnaisses de alto grau, em partes aluminosos e quartzosos denotando possível origem supracrustal, ao lado de granitóides diversos (granitos charnockíticos porfiróides, granitos porfiróides cinzentos e róseos ao lado de granitóides equigranulares) e rochas máficas-ultramáficas em maior ou menor grau deformadas ou transpostas, o que confere à toda a cota litológico caráter embrechítico mais ou menos patente. Nos microlitos mais espessos ainda é detectável a foliação original pré-transposição dos gnaisses, a estrutura migmatítica original de parte dos granulitos, de anatexitos e de rochas granitóides maciças ou foliadas, equigranulares ou porfiróides. Em alguns locais são patentes os indícios de

uma anatexia pré-transposição que afeta todas as litologias mencionadas com grau variável de intensidade, inclusive remigmatizando anatexitos - referíveis ao Grupo Barbacena. Neste sentido o Complexo Varginha-Guaxupé representa uma unidade arqueana em maior ou menor grau remigmatizada, dobrada e transposta no Ciclo Transamazônico e de composição predominantemente granulítica, recalibrada parcialmente para o fácies do anfibolito. Descrições destas áreas granulíticas são devidas, entre outros à Ebert (1968), Oliveira (1973) e Choudhuri et alii (1978 a). A semelhança do Grupo Amparo, também aqui ocorrem áreas maiores ou menores de anatexitos nos quais a foliação cataclástica transamazônica mostra-se destruída por eventos térmicos posteriores, caracterizando a ocorrência de núcleos referíveis ao Grupo Pinhal. No Complexo Varginha-Guaxupé são reconhecíveis duas associações distintas: uma constituída predominantemente por granulitos (Associação Guaxupé) descrita por Oliveira (1973) e outra de gnaisses de alto grau, geralmente muito rica em granada (Associação Varginha, no sentido de Ebert, 1971).

3.2. Complexo Silvanópolis

É constituído predominantemente por gnaisses embrechíticos recristalizados com a mesma composição global da litologia do Grupo Barbacena. O caráter embrechítico é acompanhado de frequentes dobras intrafoliares disruptas e segregações plano-paralelas de material leucossomático, foliado ou maciço, equigranular ou estictolítico, neste caso com a presença de grandes cristais de hornblenda e/ou biotita.

Os embrechitos do Complexo Silvanópolis resultam de duas fontes distintas: uma pela transposição direta de rochas referíveis ao Grupo Barbacena por redobramento enérgico e por faixas de cisalhamento e outra pela transposição de rochas do Grupo Barbacena que sofreram anatexia anteriormente à transposição. Segundo Pentead e Choudhuri (1981), o primeiro tipo predominaria na porção central e leste do Complexo Silvanópolis e o segundo na sua porção ocidental. A semelhança do Complexo Varginha-Guaxupé, em micrólitos espessos dos gnaisses embrechíticos, assim como nas áreas de menor deformação, é possível a determinação da natureza do material pré-transposição: biotita (+ hornblenda) gnaisses, anatexitos, anfibolitos, rochas ultramáficas, raros granulitos e granitoides diversos, equigranulares ou porfiróides, maciços ou foliados.

O Complexo Silvanópolis foi inicialmente definido por Fiori (1979) e sua evolução detalhada sucessivamente no contexto da Geologia Regional por Fiori et alii (1978, 1980, 1981 a, b). Entretanto, esta denominação deve ser abandonada em favor do Grupo Amparo de Ebert (1968) que já correlacionava tentativamente esta unidade, descrita sob aspecto litológico por Wernick (1967), com o Grupo Barbacena. Coube ainda a Ebert (1971) distinguir ao nível regional a existência de uma infra-estrutura (Grupo Amparo) e uma supra-estrutura (Grupo Itapira). Na nomenclatura de Fiori (1970) supra-estrutura corresponde ao Grupo Amparo, em flagrante oposição à conceituação de Ebert (1971) e Wernick (1978) e Wernick (1978 a, b) enquanto a infra-estrutura é denominada de Complexo Silvanópolis.

A diferença entre o Complexo Varginha-Guaxupé e o Complexo Silvanópolis reside essencialmente no fácies metamórfico, sendo que no primeiro predominam rochas granulíticas enquanto que o segundo é composto predominantemente por rochas do fácies do anfibolito.

3.3. Grupo Amparo

O Grupo Amparo foi caracterizado litologicamente por Wernick (1967) e elevado à categoria lito-estratigráfica por Ebert (1968) sendo equivalente ao Complexo Silvanópolis de Fiori (1978). Descrito sucessivamente por Wernick (1967, 1972, 1978 a, b), Wernick et alii (1976, 1981), Fiori (1979), Fiori et alii (1978, 1980, 1981 a, b), Artur et alii (1979, 1981), Artur (1980) é possível reconhecer nesta unidade pelo menos 13 associações litológicas distintas: áreas maiores de

biotita (+ hornblenda) gnaisses listrados, bandados e fitados; 2 - áreas com predomínio de hornblenda gnaisses e anfibolitos; 3 - biotita e/ ou hornblenda gnaisses com intercalações de biotita xistos, quartzitos e feldspáticos, quartzitos e gonditos; 4 - anatexitos com ou sem intercalações de gnaisses; 5 - biotita xistos com ou sem intercalações de gnaisses e xistos diversos; 6 - gonditos; 7 - biotita e/ou hornblenda gnaisses com intercalações de biotita xistos, rochas calcossilicáticas; 8 - gnaisses ofthalmíticos associados ou não com biotita + hornblenda gnaisses; 9 - quartzitos mais ou menos feldspáticos com ou sem muscovita, com intercalações de biotita + hornblenda gnaisses e biotita xistos; 10 - corpos máficos-ultramáficos (anfibolitos, hornblenditos, dunitos, peridotitos, piroxênitos, etc); 11 - granulitos; 12 - granitóides diversos; 13 - associações complexas formadas pelo íntimo entrelaçamento das associações préviamente citadas.

Os biotita + hornblenda gnaisses do Grupo Amparo e que constituem o seu arcabouço geral são rochas predominantemente embrechíticas, com textura granoblástica-cataclásticas, quase sempre recristalizadas. Nos termos menos deformados ocorrem dobras intrafoliares disruptas. Em micrólitos espessos e zonas de menor deformação verifica-se que resultam da intensa transposição de biotita + hornblenda gnaisses associados a anfibolitos, granitóides diversos (equigranulares ou porfiróides) anatexitos e rochas ultramáficas. Em vários locais é possível observar-se a passagem progressiva destes tipos litológicos para o gnaiss Amparo típico bandado, listrado ou acamado com leitos claros e escuros e de índice de coloração altamente variável. Devido a intensa deformação, as rochas, no campo, são mais escuras que o de seu teor real em máficos. Quando intemperizadas adquirem feições muito semelhantes aos de metassedimentos. As intercalações metassedimentares típicas do Grupo Amparo correspondem a restos da supra-estrutura referíveis ao Grupo Ita-pira e Andrelândia "infolded" na infra-estrutura, mecanismo este já visualizado, de certa forma, por Ebert (1971). A semelhança do Complexo Varginha-Guaxupé e como descrito para o Complexo de Silvianópolis por Pentead e Choudhuri (1981), também no Grupo Amparo parte dos gnaisses resultam tanto diretamente da transposição de rochas do Grupo Barbacena quanto de rochas desta unidade submetidas a uma anatexia pré-transposição.

Os gnaisses Amparo (assim como o Complexo de Silvianópolis e o Complexo Varginha-Guaxupé) mostram, localmente dois tipos de migmatização. Uma que resulta na formação de anatexitos estromáticos - nos quais o neossoma, concordantes com o paleossoma, embrechítico não evidencia sinais maiores de deformação e outra que resultou em rochas com feições denotando elevada plasticidade e nas quais ocorrem mobilizações tanto concordantes quanto discordantes. Neste último tipo é, pois, característica destruição parcial ou total da foliação de transposição. Estas áreas correspondem a verdadeiros núcleos do Grupo Pinhal nas unidades supra-mencionadas.

Datações através de isócronas verdadeiras em rochas fortemente transpostas do Grupo Amparo revelaram idades transamazônica, enquanto rochas menos deformadas da mesma unidade resultam em idades algo mais antigas (Artur, 1980; Wernick et alii, 1981).

A distinção entre o Grupo Amparo e o Complexo Varginha-Guaxupé, ambos de evolução tectônica-metamórfica semelhante, baseia-se no seu conteúdo em rochas granulíticas. Enquanto estas são restritas no Grupo Amparo, apresentam ocorrência mais abundante, no Complexo Varginha-Guaxupé.

4. UNIDADES PÓS-TRANSAMAZÔNICAS

4.1. Complexo de Machado

Trata-se de uma unidade que ocorre nos arredores de Machado (MG) descrita principalmente por Choudhuri et alii (1978), Fiori (1979), Fiori e Choudhuri (1979) e Fiori et alii (1980). Corresponde a

uma ampla área granulítica com composição variando desde gnaisses charnockíticos e enderbíticos leucocráticos até piroxênios granulitos melaocráticos aos quais se associam sillimanita-granada gnaisses. Subordinadamente ocorrem biotita e/ou hornblenda gnaisses do tipo presente no Grupo Amparo ao lado de intrusivas máficas e ultramáficas. Em síntese a litologia do Complexo Machado é essencialmente a mesma do Complexo Varginha - Guaxupé. A diferença entre ambas as unidades mencionadas é de caráter estrutural. Enquanto no Complexo Varginha-Guaxupé a feição estrutural mais patente é a foliação cataclástica que também caracteriza o Grupo Amparo, no Complexo Machado esta foliação mostra-se distintamente redobrada desenhando dobras isoclinais com traços axiais com direção NW-SE (Fiori, 1979, Fiori et alii, 1981 b) (Figura 1).

Entre os granulitos do Complexo Machado predominam rochas com estrutura embrechítica recristalizada e, nos micrólitos mais espessos, granulitos com estruturas tipo "schlieren", "schollen" e surreíticas nas quais ocorrem frações de granulitos básicos em gnaisses charnockíticos mais claros. Segundo Choudhuri et alii (1978) e Fiori et alii (1978), os granulitos são tipicamente polimetamórficos, produtos da granulitização de hornblenda-biotita gnaisses anatéticos com a formação de hiperstênio às custas da hornblenda. Após a transposição transamazônica as rochas sofreram recristalização inicial em condições de media pressão que resultou na formação de clinopiroxênios e granada a partir de hiperstênio e anortita. Em algumas partes do complexo observa-se uma segunda fase de recristalização, tentativamente associada ao redobramento que afeta as dobras isoclinais desenhadas pela foliação cataclástica, na qual ocorrem a transformação de piroxênios em anfíbolios e a biotitização de anfíbolios.

Até agora não se dispõem de dados geocronológicos seguros que permitam determinar a idade do redobramento, tentativamente vinculada ao Ciclo Uruaçuano (Fiori et alii, 1978, 1980, 1981 a; Wernick et alii, 1981; Artur, et alii, 1979, 1981).

5. UNIDADES BRASILIÂNAS

5.1. Grupo Pinhal

Corresponde a uma complexa unidade gnaissica-anatexítica-migmatítica (de injeção) - granitóide resultante de uma distinta anatexia de rochas das unidades previamente descritas o que leva à destruição, em maior ou menor grau, da foliação cataclástica transamazônica. O processo anatético foi acompanhado da intrusão de granitóides diversos com composição granodiorítica, adamelítica, granítica e sienítica (Wernick 1972 a,b; 1979 b,c; 1982 a,b; Wernick e Gomes, 1976, 1977; Wernick e Penalva, 1979; Winter e Ebert, 1978). A injeção destes granitóides em suas rochas encaixantes levou à formação de áreas de migmatitos de injeção (Wernick e Penalva, 1980 a,b). O processo de anatexia de unidades mais antigas no Ciclo Brasileiro foi inicialmente mencionado por Wernick e Penalva (1973) e descrito por Oliveira (1973) e Wernick e Penalva (1974). O processo afeta diferentes tipos litológicos incluindo granulitos, gnaisses ocelares rosados e cinzentos, gnaisses aluminosos e biotita e/ou hornblenda gnaisses embrechíticos bandados/fitados/listrados. O processo inicia-se através de uma simples recristalização acompanhada da recalibragem parcial da mineralogia pré-existente às novas condições metamórficas e desenvolvimento de estrutura estictolítica. E volui para a formação de migmatitos estromáticos nos quais o leucossoma não deformado, com textura magmática ou pseudo-magmática coexistente com leitos de melanossoma embrechítico recristalizado. Termina com a produção de mobilizados discordantes originando anatexitos dobrados, ve-nos, schlieren e nebulíticos. Os mobilizados apresentam duas feições básicas: 1 - o seu feldspato sempre tem a mesma cor da rocha a partir dos quais se originaram (com exceção de alguns gnaisses charnockíticos anatéticos). 2 - os mobilizados podem ser tanto equigranulares quanto porfiróides.

Como o processo anatécitico é um processo irregular, controlado pela temperatura, estrutura das rochas pré-existentes, sua posição e do teor de água disponível, é comum a ocorrência, no Grupo Pinhal, de porções maiores de rochas do Grupo Varginha-Guaxupé, Amparo (= Complexo Silvanópolis) e do Complexo Machado poupado por este processo. Nestas áreas predomina a recristalização em maior ou menor grau e a intrusão de diques isolados, geralmente pegmatóides.

Após processo de aglutinação os mobilizados originam - granitos anatécíticos autóctones até alóctones. Comumente apresentam enclaves de textura metamórfica enriquecidos em minerais refratários à fusão parcial (micas, anfíbolios, piroxênios, etc). Esta associação de anatexitos e granitos anatécíticos é cortada por granitóides de origem profunda, de espectro composicional mais amplo e caracterizados pela ocorrência de enclaves microgranulares.

Datações geocronológicas em granitóides e mobilizados do Grupo Pinhal resultaram em idades compatíveis com o Ciclo Brasileiro (Wernick et alii, 1976, 1981; Artur, 1980)

5.2. Complexo Campos Gerais

O Complexo Campos Gerais é uma unidade essencialmente cataclástica constituída por litologias dos Grupos Barbacena, das sequências vulcano-sedimentares, do Complexo Varginha-Guaxupé, do Grupo Amparo e do Grupo Pinhal ao lado de restos de sequências da supra-estrutura neles "infoldeada", afetados ao longo da Zona Ruptil Nova Resende - Barbacena (Wernick et alii, 1981). Esta cataclase resulta tanto de uma movimentação ao longo das falhas transcorrentes quanto dos movimentos de empurrão em direção ao Craton do São Francisco ligados ao embridamento tectônico da cunha de Guaxupé. Através desta cataclase as rochas mostram-se intensamente fraturadas e moidas. Como não se trata de processo homogêneo nem contínuo no espaço, ocorrem no Complexo Campos Gerais núcleos maiores e menores poupados pela deformação rígida. A cataclase, por afetar granitóides do Grupo Pinhal, ao longo da Zona Ruptil Carandaí - Mogi-Guaçu (Wernick et alii, 1981) é datada como sendo do fim do Ciclo Brasileiro o que é atestado por algumas datações disponíveis (Hama et alii, 1979)

6. CONCLUSÕES

No sul do Estado de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo a infra-estrutura regional é constituída pelo Grupo Barbacena, pelo Complexo Varginha-Guaxupé, pelo Grupo Amparo (= Complexo Silvanópolis), pelo Complexo Machado, pelo Grupo Pinhal e pelo Complexo Campos Gerais. Todas estas unidades tem idade original arqueana e se distinguem por diferenças litológicas primárias e por uma evolução tecto-metamórfica proterozóica distinta. O Grupo Amparo e o Complexo Varginha-Guaxupé, de composição litológica primária distinta, caracterizam-se por uma forte foliação cataclástica, resultante tanto de intensa transposição desenvolvida no Ciclo Transamazônico quanto por faixas regionais de cisalhamento. O Complexo Machado é litologicamente equivalente ao Complexo Varginha - Guaxupé, distinguindo-se deste por um marcante redobramento da foliação cataclástica que desenha dobras isoclinais com traços axiais NW-SE (Fiori, 1979) e por uma fase metamórfica a mais (Fiori e Choudhuri, 1979). O Grupo Pinhal corresponde ao Complexo Varginha - Guaxupé, ao Grupo Amparo e ao Complexo Machado remigmatizado no Ciclo Brasileiro, o que leva à destruição de grande parte da foliação cataclástica nestas unidades. Nas áreas não afetadas por este processo ocorreram redobramentos e polimetamorfismo com intensidades variáveis. O Complexo Campos Gerais inclui litologias de todas as unidades previamente citadas (além das sequências vulcano-sedimentares) catacladasadas no domínio da Faixa Ruptil Nova Resende - Barbacena. Fenômeno semelhante ocorreu ao longo da Faixa Ruptil Carandaí - Mogi Guaçu. A sucessão dos eventos anatécíticos (no Arqueano, Proterozóico Inferior e Superior) aliã

dos às várias deformações que incluem não só redobramentos sucessivos - (Fiori et alii, 1978, 1981 a, b, 1980; Fiori e Choudhuri, 1979) mas também transposições e cisalhamentos regionais, resultaram em maior ou menor grau na descaracterização litológica-estrutural das associações originalmente arqueanas.

Em todas estas unidades ocorrem em maior ou menor grau faixas de metassedimentos atribuíveis às várias unidades supracrustais presentes na área considerada (Grupo Itapira, Araxá, Andrelândia, etc) - quer através de "infoling" quer através de encaixe por ação de falhas - mentos.

A descriminação regional dos diversos eventos aqui mencionados foi possível através de mapeamentos, da análise estrutural conectado com os sucessivos eventos metamórficos e por datações através de isócronas verdadeiras de mobilizados das diferentes gerações de anaxitos e de rochas fortemente transpostas. A análise estrutural revela que a foliação cataclástica transamazônica tem distribuição regional e representa um nível tectônico de referência. Unidades não afetadas por este evento são geralmente, ao nível regional, arqueanas enquanto que unidades nas quais a mesma acha-se em menor ou maior grau destruída são referíveis ao Ciclo Brasileiro.

Os resultados obtidos ao nível regional revelam que para a elaboração de mapas temáticos tais como a distribuição de terrenos arqueanos todas as unidades aqui descritas deveriam ser computadas o que aumentaria em muito a sua área de ocorrência. Revela também que os processos de regeneração são de grande importância para a evolução de muitos segmentos crustais e para a moldagem de suas feições atuais.

BIBLIOGRAFIA

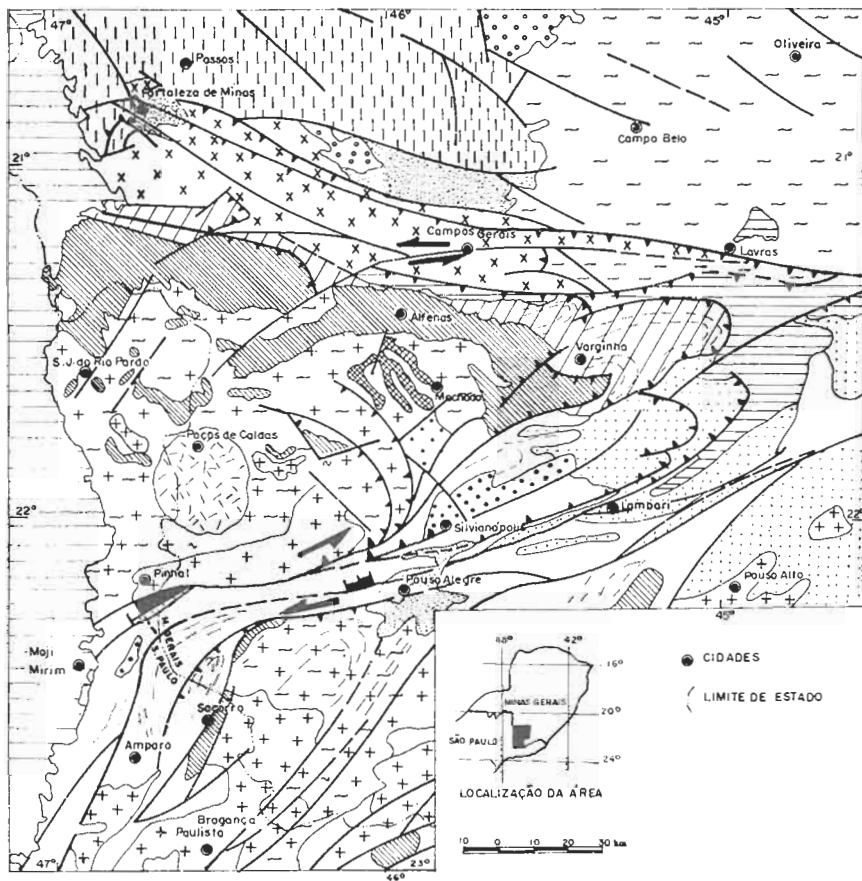
- ALMEIDA, F.F.M.de - 1977 - O Craton do São Francisco. Rev.Bras.Geoc., 7 (4): 349 - 364
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1981 - O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. An. Simp. Craton do São Francisco e suas Faixas - Marginais. SBG. Núcleo da Bahia, Salvador.
- ALMEIDA, F.F.M. de, HASUI, Y. e BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - The Upper precambrian of South America. Bol. Inst.Geoc., USP, 7: 45-80.
- 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. Cienc., 52 (1): 49 - 60.
- ARTUR, A.C. - 1980 - Rochas metamórficas dos Arredores de Itapira - SP. Dissertação de Mestrado - IGUSP (Inédita), 193 p.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E. e FIORI, A.P. - 1981 - Estruturas Redobradas - nos arredores de Itapira, SP. Atas 39 Simp. Reg. Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), 1: 252 - 261.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E. & KAWASHITA, K. - 1979 - Dobramentos Superimpostos na região de Itapira (SP): Caracterização e Cronologia. Atas II Simp. Geol.Regional (Soc.Bras.Geol., Núcleo de São Paulo), 1:58 - 70.
- BIONDI, J.C.; SCHRANK, A. - 1980 - Sequência vulcânica calco-alcalina - em Pium-i (MG): Considerações para identificação. An. XXXI Congr. - Bras. Geol., 4: 1933 - 1944
- CARVALHO, S.G. de - 1983 - Geologia e potencial de mineralização dos arredores de Fortaleza de Minas (MG). Dissertação de mestrado, I.G. - USP, 130 pp.

- CHOUDHURI, A., FIORI, A.P. e BETTENCOURT, J. da S. - 1978 - Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos region, southern Minas Gerais. An. XXX Congr. Bras. Geol., 3: 1236-1249, Recife
- DAVINO, A. - 1980 - Delineamento dos limites e estruturas do Craton do Paramirim por gravimetria. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2573-2582
- DORR II, J.V.N., 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 641-A.
- DORR II, J.V.M., Gair, J.E., Pomerene, J.B. and Rynearson, G.A., 1957.- Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Dep. Nac. Prod. Min., Div. Fom. Prod.
- EBERT, H., 1956. Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. Geol. Rundsch., 45: 471 - 521.
- EBERT, H., 1962. Baustil und Regionalmetamorphose in präkambrischen Grundgebirge Brasiliens. Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt., 8:49-81
- EBERT, H., 1963. The manganese-bearing Lafaiete Formation as a guide horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais. An. Acad. Brasil. Ciênc., 35: 343 - 359
- EBERT, H., 1968 - Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependências da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. An. Acad. Bras. Ciênc., 40 (suplemento): 215-229.
- EBERT, H., 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Araxáides. Soc. Bras. Geol. (Núcleo São Paulo), Bol. Esp. 1 (Res. Comun. XXV Congr. Bras. Geol.): 177-178, São Paulo.
- FIORI, A.P. 1979 - Geologia da região de Pouso Alegre - Machado: Análise estrutural de dobramentos superpostos. Inst. Geoc. USP, 200 p. (tese).
- FIORI, A.P. e CHOUDHURI, A. - 1979 - Fases de migmatização e dobramentos superimpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). Atas 2ª Simp. Geol. Reg. Rio Claro, 1: 47-58.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E. & BITTENCOURT, J. da S. - 1978 - Evolução políciclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas - do Estado de Minas Gerais. An. XXX Congr. Bras. Geol. 1: 309-320, Recife.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E. & ARTUR, A.C. - 1981a - Caracterização de migmatitos e Anatexitos da Região Nordeste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais. Atas 3ª Simp. Geol. Regional, Núcleo São Paulo), 1 310 - 323.
- FIORI, A.P.; LANDIM, P.M.B.; BETTENCOURT, J.S. - 1981 b - Geologia da Região de Pouso Alegre - Machado: Análise Geométrica de dobramentos Superpostos. Rev. Bras. Geoc., 11(1): 22-35.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E.; CHOUDHURI, A.; SOARES, P.C. & BETTENCOURT, J. da S. - 1980 - Evolução geológica da parte SW do Estado de Minas Gerais. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2893-2905. Camboriú (SC).
- FRITZSONS JR, O.; BRANDI, J.C.; CHABAN, N. - 1980 - Geologia da Região de Pium-i. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2906 - 2917

- GOODWIN, A.M. - 1976 - Giant impacting and the development of the crust In (B.F. Windley, Ed.) "The Early History of the Earth" John Wiley - ol Sons, New York, 77 - 95.
- HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L. & ARTUR, A.C. - 1979 - Idades Rb/Sr e K/Ar na região sul sudoeste de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo. Atas do II Simp. Reg. Geol. (Soc. Bras.Geol. - Núcleo de São Paulo), 1: 71 - 86
- MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. El sevier Publ. Comp., New York, 393 pp.
- OLIVEIRA, M.A.F. de - 1973 - Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo (SP). Rev. Bras. Geoc., 3: 257 - 278.
- PENTEADO, R. de A. e CHOUDHURI, A. - 1981 - Variação Mineralógica e possível gênese dos gnaisses do Complexo Silvianópolis, Norte de Pouso Alegre, MG. Rev. Bras. Geoc., 11 (2): 69 - 73.
- SCHORSCHER, H.D. - 1978 - Komatiitos na estrutura "greenstone belt" Se rio Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil.XXX Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Com., 292-293
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, J.C. E MOREIRA, J.M.P. - 1982 Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and proterozoic Rocks. ISAP - excursion annex, 44 pp. - Salvador (BA).
- TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. - 1979a - Petrologia das lavas ultrabásicas e básicas da sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG). Rev. Bras. Geoc., 9 (2): 151-158.
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. - 1979 b - Petrologia das lavas ultrabásicas e básicas de sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro.Fortaleza de Minas (MG). Rev.Bras.Geociências 9 (2): 151-158
- WERNICK, E. - 1967 - A geologia da região de Amparo, leste do Estado de São Paulo. F.F.C.L., Rio Claro, SP. Tese.
- WERNICK, E. - 1972a - A geologia do maciço granítico de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. Bol.Geol.Esc. Eng. USP, São Carlos, 16 : 110 pp.
- WERNICK, E. - 1972b - Granitos pórfiros dos arredores de Serra Negra, Va linhos e Amparo e suas relações com o maciço de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. Rev. Bras. Geoc. 2 (2): 129-138
- WERNICK, E. - 1978a - Contribuição à estratigrafia do pré-cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Rev. Bras. Geoc.,8(3): 206 - 216.
- WERNICK, E. - 1978b - Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An. Acad.Bras.Ciênc., 50 (3): 337 - 352.
- WERNICK, E. - 1979a - Aspectos petrológicos dos granitóides da Província Ribeira, SP e PR. Atas do 2º Simp. Geol.Reg., Rio Claro, 1: 101-116
- WERNICK, E. - 1979b - Arqueano no Brasil: tentativa de uma síntese. An. Acad. Bras. Ciênc. 51(2): 287 - 310.
- WERNICK, E. - 1979c - O magmatismo granitóide das Regiões de Dobramento Nordeste - Sudeste do Brasil Rev.Bras.Geoc., 9: 122 - 139.

- WERNICK, E. - 1981a - The archaean of Brazil. Earth - Science Reviews, - 17: 31 - 48
- WERNICK, E. - 1981b - The Atlantic Granulit Belt, Brazil. In J.E. Glover and D.I. Graves (eds.), Archaean Geology. Geol.Soc. Austrália, - Special Publication 7, 133 - 142.
- WERNICK, E. - 1982a - Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides brasileiros do Sul do Brasil. An. XXXII Congr. Bras.Geol. 2: 490 - 499
- WERNICK, E. - 1982b - Caracterização e evolução da suite granitóide rosa no Sul do Brasil. Geociências, UNESP. 1: 99 - 111.
- WERNICK, E. ALMEIDA, F.F.M. de - 1979 - The geotectonic environments of Early Precambrian Granulites in Brazil. Precambrian Research, 8:1-17
- WERNICK, E. & FIORI, A.P. - 1981 - Contribuição à geologia da borda Sul do Cráton de São Francisco. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 169 - 179, SBG - Núcleo da Bahia. Salvador.
- WERNICK, E. e GOMES, C.B. - 1976 - Granitos e metamorfismo no Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. XXVII Congr. Bras. Geol. 5: 145- 154. Porto Alegre (RS).
- WERNICK, E. e Gomes, C.B. - 1977 - Geoquímica de maciços graníticos na região do Ribeira. Parte III: Considerações petrológicas. An. Acad. Bras. Ciênc., 49: 157 - 169.
- WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1973 - As relações entre os Grupos Amparo e Itapira (SP). Soc.Bras.Geol. Núcleo da Bahia. Boletim Especial nº 1 (Resumo das Comun. do XXVIII Cong. Bras. Geol.): 116-117
- WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1974 - Migmatização e feldspatização de charnockitos e granulitos no leste paulista e sul do Minas Gerais. Anais do XXVII Congr. Bras. Geol., 5: 155-160. Porto Alegre (RS).
- WERNICK, E. e Penalva, F. - 1979 - Feições estruturais de migmatitos ao Norte e Sul da Falha de Jacutinga, Leste do Estado de São Paulo. 25ª Reunião da SBPC. Ciência e Cultura, 25 (6): 183.
- WERNICK, R. & PENALVA, F. - 1980a - O Grupo Pinhal na Região Nordeste - do Est. de São Paulo e áreas vizinhas do Est. de Minas Gerais. Bol. Inst. Geociênc. - USP, 11: 1 - 20.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1980b - Contribuição à Geologia do Grupo Pinhal (SP e MG) - Rev. Bras. Geoc., 10 (1): 43-62
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C. e FIORI, A.P. - 1981 - Reavaliação de dados geocronológicos da região Nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Atas do 3º Simp. Reg. Geol. (SBG, Núcleo de São Paulo), 1: 323 - 342.
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S. e CHOUDHURI, A. (1981). A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Craton do São Francisco: Tentativa de um modelo preliminar. An. do Simp. Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais. 164 - 168
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F.de, KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. 1976 - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do bloco Jundiá e regiões adjacentes. Rev.Bras.Geoc., 6 (1): 125-135

WINTERS, A.A.M. e EBERT, H. (1978) - O maciço sienítico de Pedra Branca,
Município de Caldas (MG). An. XXX Congr. Bras. Geol. 3: 1364-1370.



LEGENDA

QUATERNÁRIO

DEPÓSITOS ALUVIONARES

CRETÁCEO / TERCIÁRIO

MACIÇO ALCALINO DE POCOS DE CALDAS

PALEOZÓICO

UNIDADES DIVERSAS DA BACIA DO PARANÁ

PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

FORMAÇÃO POUSO ALEGRE E ELEUTÉRIO

FÁCEIS MIGMATÍTICAS } GRUPO PINHAL

FÁCEIS GRANITÓIDES } GRUPO SÃO JOÃO DEL REY

GRUPO BAMBUI

PRÉ-CAMBRIANO INFERIOR

ANDRELÂNDIA E UNIDADE EQUIVALENTE LOCAIS(?)

GRUPO ARAXÁ - CANASTRA (?)

GRUPO AMPARO (Localmente com áreas maiores do seu embasamento e 'infolde' supracrustais)

ARQUEANO

COMPLEXO MACHADO

COMPLEXO SILVIANÓPOLIS

COMPLEXO CAMPOS GERAIS

GRUPO BARBACENA

SEQUÊNCIA VULCANO SEDIMENTAR

COMPLEXO VARGINHA-GUAUXUPÉ

FALHA DE EMPURRÃO

FALHA DE TRANSCORRÊNCIA

PRINCIPAIS ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

Fig.1- MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA REGIÃO NORDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO E SUL DE MINAS GERAIS

PETROGRAFIA DOS CHARNOKITOS E ROCHAS AFINS AO
LONGO DA DIVISA MINAS GERAIS - RIO DE JANEIRO

A. Licínio de M. Barbosa
J.H.Grossi Sad

GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda., Belo Horizonte - MG

ABSTRACT — Along the Minas Gerais-Rio de Janeiro interstate border, granulites and rocks of the charnockitic suite form important belts of structure. Although the work the present writers was mostly concerned with the rocks on the Rio de Janeiro side of the border, 45 field stations across the border have yielded material for microscopic study on rocks of such belts, out of which 15 thin sections have been selected for description in this paper. These rocks from Minas Gerais include charnockite, enderbite, birkremite, jatunite, hyperstene diorite, metagabro, pyroxene granulite, and diaphoretic rocks of charnockitic origin and blastomilonitic structure. Relict igneous textures, i.e., blastohypidiomorphic, blastoporphyritic and blasto-ophitic rocks, are limited to the more basic types, white charnockites and enderbites range from weakly cataclastic, granoblastic textures, to a fully developed mortar structure. The pyroxene granulites are considered to be just an instance of rocks of the charnockitic suite with superimposed blastomilonitic structures. Retrogressive metamorphism accompanies the cataclasis, but the intensities of the two processes are variable and largely independent of each other.

INTRODUÇÃO

Durante o mapeamento geológico do Estado do Rio de Janeiro à escala de 1:50.000, realizado pelo Departamento de Recursos Minerais da Secretaria de Indústria, Comércio e Turismo daquele Estado através de equipes contratadas, os autores tiveram participação no levantamento da maior parte da faixa limítrofe com o Estado de Minas Gerais, do vale do Rio Preto para NE. Suas observações compreendem, no referido Estado, entre outras, 45 estações de campo que forneceram material para o estudo microscópico de rochas charnockíticas, granulíticas e outras, delas derivadas. Estas rochas se distribuem segundo importantes faixas estruturais, descritas em outro trabalho (Licínio Barbosa & Grossi Sad, 1983) deste Simpósio. Do estudo petrográfico referente ao material em questão, uma seleção representativa, constituída por 15 preparações microscópicas, é aqui incluída para descrição, compreendendo os seguintes tipos petrográficos: charnockito, enderbito, birkremito, jotunito, hiperstênio diorito, metagabro, piroxênio granulito, e ainda diaforitos de origem charnockítica e estrutura blastomilonítica. A situação geral das referidas ocorrências é a da faixa de Minas Gerais situada desde a divisa com o Rio de Janeiro até, no máximo, uns 10 km de distância. A ordem de apresentação corresponde à da distribuição geográfica de SW para NE.

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Da cidade de Rio Preto para jusante, as observações mais dignas de destaque são as que se referem aos arredores da localidade de Três Ilhas, à margem N do Rio Preto, relativas a rochas diaforóticas cujos relictos mineralógicos indicam sua origem charnockítica. Esta interpretação se torna mais clara quando se completa a evidência de campo com uma série de preparações microscópicas provenientes de um mesmo afloramento, onde, massas decimétricas a métricas de charnockito, hiperstênio diorito e/ou gabro são completamente envolvidas por milonito gnaisse ou blastomilonito com contatos tran-

sicionais. Em cortes do oleoduto que abastece a Refinaria Gabriel Passos as rochas em questão estão bem expostas. A primeira descrição é de um milonito gnaisse (PS-A/3-83C) a hiperstênio, associado a gabro, cuja descrição foi omitida. O gnaisse em questão é uma rocha hololeucocrática foliada de estrutura blastomilonítica do tipo de alvenaria, com proporção de porfiroclastos de mais de 0,5 mm superior a 30% do volume total. Os porfiroclastos máficos, em pequena proporção, vão até 4 mm e os félsicos até 7mm. Agregados félsicos de textura granoblástico-poligonal e talhe de grão uniforme em torno de 0,1 mm podem preencher completamente os espaços entre os porfiroclastos milimétricos. Por outro lado, há uma tendência para a subdivisão de antigos porfiroclastos em grãos pouco deslocados, angulosos, de talhe de poucos décimos de milímetro. Estes com juntos de porfiroclastos menores são permeados por matriz granoblástica ainda mais fina, isto é, de granulação de centésimos a milésimos de milímetro.

Os únicos cristais orientados são alguns porfiroclastos de forma achatada, que são subordinados aos porfiroclastos equiaxiais. A foliação advém principalmente do paralelismo das lentículas granoblásticas separadas pela matriz mais fina.

O plagioclásio é usualmente maclado segundo a Lei da Albita, eventualmente associada à Periclina. É usual o entortamento da macla, é de natureza ácida, e apesar de não ter sido possível uma identificação rigorosa, trata-se provavelmente de andesina. Tem inclusões de quartzo globular.

O ortoclásio sem macla é pertítico e forma os maiores porfiroclastos, que geralmente estão em vias de desagregação, com subgrãos separados por matriz granoblástica fina.

O quartzo ocorre em inclusão nos feldspatos e nos agregados granoblásticos, com forme já mencionado, mas não há formas discóides ou cristais de granulação mais grossa.

O hiperstênio é representado na preparação por dois porfiroclastos muito alterados com grande parte do seu contorno idiomórfico preservado. Um cristal esmagado, reduzido a uma lentícula de granulação extremamente fina, é de clinopiroxênio incolor, parcialmente transformado em anfibólio.

O anfibólio verde, que em parte substituiu o piroxênio, é encontrado também entre os grânulos félsicos.

Pequenos e raros grãos de magnetita, associados ao anfibólio, e outros ainda mais raros de apatita completam a composição mineralógica.

Em outro corte próximo observou-se exposição semelhante do complexo charnockítico, onde a rocha predominante, charnockítica, rica em feldspato acaramelado, corta e venula intimamente os tipos mais escuros, de composição intermediária ou básica. Todas as rochas estão cataclásadas e mais ou menos retroromoseadas. Aqui são descritas preparações das partes mais deformadas do complexo, a saber: um milonito gnaisse granatífero (PS-A/3-84D), um blastomilonito (PS-A/3-84G) e um metagabro (PS-A/3-84E). A primeira é uma rocha que, tomada isoladamente, tem pouca evidência de origem charnockítica (exceto pela natureza dos feldspatos).

É um milonito gnaisse leucocrático, bandeado, com estrutura de alvenaria, caracterizada pela associação de granulometrias contrastantes. Na classe dos grãos maiores ficam os porfiroclastos de 0,6 a 5 mm de diâmetro médio. Numa classe intermediária ficam os agregados granoblásticos cujos grãos, em sua maioria, ocorrem entre 0,1 e 0,2 mm de talhe. Em terceiro lugar vêm agregados granoblásticos cuja granulometria é de centésimos de milímetro. O contraste entre a primeira e a segunda categoria é maior do que entre esta e a terceira, e foi estabelecido entre os constituintes félsicos, que predominam na rocha. Quanto aos máficos, a granada ocorre em porfiroclastos de 0,1 a 2 mm e a biotita em escamas cuja maior dimensão vai de centésimos de milímetro a 1mm. A orientação planar das mesgas máficas de contornos difusos e das escamas de biotita que as constituem dão origem à foliação da rocha.

Os porfiroclastos constituem mais de 30% do volume total. São geralmente angulosos, são subordinadamente apresentando contornos côncavo-convexos, e essencialmente equiaxiais, não orientados. Constituem-se de oligoclásio maclado segundo a Lei da Albita-Periclina, com lamelas entorçadas e evanescentes. Ocasionalmente ocorre a associação Albita-Periclina. As inclusões que formam a antiperitita são de forma paralelogramica. Há também inclusões de quartzo globular e de biotita.

O quartzo é o constituinte característico dos agregados granoblásticos mais grosseiros, nos quais os grãos de plagioclásio são raros. A associação desta matriz quartzosa com porfiroclastos, com quase exclusão de biotita, pode dar lugar a um certo bandamento, perceptível na preparação.

Observou-se na preparação um único porfiroclasto milimétrico de feldspato potássico. Este mineral ocorre principalmente sob a forma de antiperitita. Há uma pequena proporção entre os grânulos da matriz feldspática mais fina, na qual também podem ocorrer delgadas escamas de biotita, constituindo assim uma textura granolepidoblástica.

A biotita é de fórmula pleocróica: X = amarelo, Y = Z = castanho amarelado.

A granada ocorre tanto em grãos dodecaédricos quanto xenoblásticos. É sempre envolvida pela biotita e às vezes parcialmente pseudomorfoseada por esta, que se orienta no interior dos seus cristais do mesmo modo que na periferia.

O zircão é muito raro, e seus grãos são minúsculos.

A preparação PS-A/3-84G representa uma rocha leucocrática foliada e bandeada, com estrutura de alvenaria. Na preparação há uma banda mesocrática de cerca de 3 mm de espessura, ondulada e de bordos difusos, intercalada entre bandas praticamente hololeucocráticas. Excetuando-se os porfiroblastos de granada que ocorrem na primeira, a sua granulação é essencialmente mais fina do que a das áreas félsicas, tanto no que se refere à matriz quanto ao talhe dos respectivos porfiroclastos. O bandeamento é paralelo à foliação, que é determinada pelo arranjo planar das escamas de biotita, da maioria dos porfiroclastos, e de boa parte dos grãos da matriz félsica.

Os porfiroclastos constituem menos de 30% do volume total e compreendem fragmentos de cristais isolados em sua maioria situados entre 0,5 e 5 mm, e raras lentes granoblásticas constituídas por cristais de diâmetro geralmente um pouco superior a 1 mm.

A matriz é de granulação geralmente situada pouco abaixo de 0,2 mm, mas é atravessada por agregados muito delgados e ramificados de granulação de centésimos de milímetro. A matriz mais grosseira é granoblástica, algo achatada normalmente à foliação. A matriz mais fina é granoblástica ou granolepidoblástica, a última modificação sendo decorrente da associação de escamas de biotita com grãos félsicos.

O plagioclásio ocorre na matriz e em porfiroclastos. Estes são angulosos a concavo-convexos, maclados segundo a Lei da Albita, às vezes com a combinação Albita - Periclina. O entortamento da macla é comum. Muitos grãos têm inclusões de quartzo globular. Trata-se de andesina sódica, quase no limite de composição para oligoclásio. Os grãos recristalizados da matriz são isentos de macla, não mostram as clivagens, e são difíceis de separar do quartzo.

O quartzo constitui, na matriz, grãos de tamanho normal, bem como lentes mais grosseiras, granoblásticas, de extinção fortemente ondulante, que integram as bandas félsicas.

A biotita amarelo-castanha é o máfico principal.

A granada aparece em porfiroblastos isolados e em grupos de cristais menores, dodecaédricos, envolvidos pela biotita, cuja orientação não sofre desvio em contato com ela. Tem relictos de plagioclásio e é penetrada pela biotita ao longo de fraturas.

Um porfiroclasto fortemente pleocróico de hiperstênio, com cerca de 3 mm de diâmetro, aparece na preparação, cercado pela matriz félsica. Vários outros, parcial e totalmente pseudomorfoseados em anfibólio, ocorrem no contato entre as bandas félsica e máfica.

A apatita é rara, bem como os grãos secundários de carbonato e óxido de ferro e as escamas de sericita.

PS-A/3-84B é uma rocha melanocrática de foliação pouco nítida e granulação fanocrítica fina.

Os grãos de 0,2 a 1 mm formam estimadamente 90% do volume total. A hornblenda, mineral predominante, chega a atingir 1,5 mm. Com o piroxênio acontece o mesmo, mas os seus grãos maiores são compostos de subgrãos ligeiramente divergentes quanto à orientação ótica. Os cristais félsicos tendem para o limite superior de 0,6 mm. Uma estrutura de alvenaria é desenvolvida incipientemente, com a presença de pelúcias de granulação de centésimos de milímetro que envolvem os grãos anteriormente mencionados.

Os maiores grãos máficos são essencialmente inequiaxiais, e tendem para a orientação planar que se manifesta como uma foliação de cunho estatístico. Os contornos dos grãos são concavo-convexos e sua distribuição é uniforme, não se observando neugas ou bandas de constituição mais máfica ou mais félsica que a média.

A hornblenda é de picroclásio: X = amarelo oliva, Y = verde amarelado, Z = verde oliva, de ângulo de extinção $n_g A_c = 21^\circ$ a 25° próximo de 80° , correspondendo à variedade tschermakita. Apresenta-se em cristais maiores, xenoblásticos, com inclusões cor-de-rosa de piroxênio e de plagioclásio, bem como de magnetita, e em grânulos que envolvem alguns dos cristais do piroxênio, indicando o início do processo de substituição deste.

O hiperstênio apresenta-se em grãos xenoblásticos de pleocroísmo característico, alguns deles com inclusões de apatita. É sempre envolvido ou penetrado pela hornblenda, que o substitui.

O clinopiroxênio ocorre em raros grãos que também são substituídos pela hornblenda.

O plagioclásio é labradorita maclada segundo a Lei da Albita e eventualmente segundo a associação Albita-Periclina. Ocasionalmente apresenta inclusões globulares de ortoclásio.

A granada só foi observada em um canto da preparação, sob a forma de grânulos muito pequenos.

A magnetita é sempre inclusa na hornblenda, como subproduto da substituição do piroxênio.

A apatita aparece em grânulos de ocorrência rara.

A modificação mineralógica representada por PS-B/1-86 (blastomilonito kinzigítico) é uma das mais características nas áreas charnockíticas modificadas por diaforese, a saber: plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita, granada e sillimanita.

Trata-se de uma rocha foliada e bandeada de estrutura blastomilonítica. Na preparação há uma banda de textura granoblástico-poligonal com granulação de cerca de 0,1 mm, constituída predominantemente por quartzo, entre áreas mesocráticas cuja foliação é paralela ao bandeamento. Nestas áreas há porfiroclastos angulosos de feldspato de até 2 mm de diâmetro e porfiroclastos constituídos por granada, com talhe de 1 a 4 mm, envolvidos por matriz granolepidoblástica. A foliação é determinada pelo arranjo plano-ondulado das escamas de biotita e seguida por alguns porfiroclastos inequiais de feldspato e de quartzo. Ao contrário do que ocorre na maioria dos blastomilonitos de composição análoga na região estudada, não há quartzo discóide.

Os porfiroclastos de plagioclásio são de andesina sódica, quase no limite para oligoclásio. São antipertíticos, tendo inclusões de feldspato potássico de forma retangular. As inclusões de biotita e de quartzo globular são raras. A macla da Albita frequentemente é torta ou evanescente, e a extinção é ondulante. É comum sua associação com a macla da Periclina. Em alguns casos, as tensões internas foram aliviadas pela formação de subgrãos. A maioria dos grãos da matriz e alguns porfiroclastos são sem macla.

O feldspato potássico é um constituinte subordinado. Forma porfiroclastos de extinção ondulante e sem macla e ocorre também em grânulos minúsculos na matriz, além de ser constituinte da antipertita.

O quartzo ocorre sobretudo em agregados granoblásticos muito finos, como já foi mencionado.

A biotita ocorre em escamas castanho-avermelhadas, que se formaram em duas gerações. A primeira é constituída pelas escamas maiores, dispostas em agregados lenticulares que acompanham a foliação; a deformação desta corresponde às ondulações das lenticulas e ao entortamento das escamas individuais. A segunda geração é de escamas finíssimas, às vezes dispostas segundo a foliação em continuidade com as da primeira geração, outras vezes formando superfícies de cisalhamento orientadas obliquamente em relação a esta.

A granada é peciloblástica, crivada de inclusões de biotita, feldspato e quartzo. É envolvida pela biotita, truncando a foliação definida por esta.

A sillimanita ocorre em lenticulas muito localizadas no interior das negas biotíticas, por vezes penetrando os cristais de granada. Ela acompanha a foliação e foi deformada com esta.

A SE dos pontos precedentes, em um corte de estrada da Fazenda Ribeirão, há uma exposição típica de biotita gnaisse xistoso granatífero, intimamente mesclado com bandas ricas em feldspato acaramelado. A preparação PS-C/4-211B é proveniente de uma parte finamente bandeada. Trata-se de um diafortito de charnockito.

A preparação mostra uma rocha com foliação e bandeamento paralelos. Uma banda central, melanocrática, é delimitada por bandas laterais, respectivamente leucocrática e mesocrática. A banda melanocrática é essencialmente um biotitaxisto com porfiroclastos raros de ortopiroxênio, que na passagem para a banda leucocrática se apresentam pseudomorfosados em biotita. A banda leucocrática tem estrutura de alvenaria, com porfiroclastos de plagioclásio em matriz granoblástico-poligonal constituída essencialmente por feldspato e quartzo. Quanto à banda mesocrática, só apresenta poucos e pequenos porfiroclastos em matriz granolepidoblástica. Os grãos de piroxênio vão até 2 mm de comprimento. Os porfiroclastos de feldspato alcançam 2,5 mm na banda clara e 1 mm na

banda mesocrática. Naquela ocorrem também lentes granoblásticas de granulação em torno de 0,2 mm. A granulação da matriz em todas as bandas é muito inferior a 0,1 mm, no tando-se na região mesocrática uma convergência dos elementos texturais das outras bandas.

Os porfiroclastos de plagioclásio são angulosos, com a macla da Albita usualmente entortada e frequentemente combinada com a da Periclina. Alguns deles são antipertíticos e tem inclusões de quartzo globular. Na matriz predominam os grãos isentos de macla. Trata-se de andesina sódica.

Na banda clara o quartzo é o constituinte predominante dos agregados granoblástico-polygonais mais grosseiros, ocorrendo também em grãos inequiaisais, sem chegar a constituir lentes ou formas discóides típicas.

A biotita ocorre em escamas muito tênues na área clara, mas é abundante e forma escamas mais largas no resto da preparação. Escamas fortemente recurvadas indicam que sua cristalização precedeu à laminação final. Tem fórmula pleocróica: X = amarelo, Y = Z = castanho amarelado.

O feldspato potássico sem macla é um constituinte da parte clara, onde ocorre em grânulos da matriz e sob a forma de antipertita.

O piroxênio é hiperstênio, apresentando-se em grãos xenoblásticos de pleocroísmo característico. Acompanha a biotita tanto na área melanocrática quanto na leucocrática, e os seus porfiroclastos, em parte, são pseudomorfoseados por ela.

A apatita e um mineral opaco negro são acessórios que acompanham a biotita.

O anfibólio verde é um acessório muito raro.

A nontronita ocorre como produto de alteração do piroxênio.

Um afloramento da Fazenda Três Ilhas mostra uma rocha de aspecto híbrido, blastomilonítica, com bandas cinzento-esverdeadas alternadas com bandas claras, nas quais se observa feldspato róseo associado ao esverdeado típico de charnockito. Isto sugere que a rocha sofreu feldspatização tardia. A preparação correspondente (PS-D/4-402D) tem a composição mineralógica de birkemito (ortoclásio pertítico, piroxênio, biotita, magnetita, raro plagioclásio, raro quartzo, apatita, titanita e allanita).

Uma geração mais antiga de cristais de ortoclásio e de piroxênio, de formato equiaxial ou inequiaxial, e contorno xenomorfo, anguloso a côncavo-convexo, com talhe situado entre 0,7 e 4 mm, encontra-se dispersa em matriz granoblástico-polygonal de granulometria próxima de 0,2 mm. Os cristais maiores são interpretados como porfiroclastos derivados da fragmentação cataclástica de porfiroblastos. A foliação resulta da orientação dos porfiroclastos tabulares e da distribuição de grânulos e escamas máficas segundo lenticulas e nesgas de contornos indefinidos. Os porfiroclastos constituem menos de 30% do volume total.

O ortoclásio constitui os maiores porfiroclastos e os grãos predominantes da matriz. Tem estrutura pertítica venular e raras inclusões de quartzo globular. Seus grãos são túrvos e fraturados.

O piroxênio é augita de pleocroísmo: X = Z = verde pálido, Y = creme pálido, $n_z \Delta c = 41^\circ$ e 2Vz moderado. Apresenta-se em cristais idiomorfos e xenomorfos.

A biotita ocorre em escamas orientadas estatisticamente, porém com grandes desvios em relação à média. Tem pleocroísmo dado pela fórmula: X = amarelo, Y = Z = castanho amarelado. Associa-se ao piroxênio de maneira que sugere uma origem metamórfica, por substituição deste. Estas escamas são de contorno irregular. Algumas escamas muito delgadas detons esverdeadas podem ter se formado em fase posterior, pós-tectônica, e não são orientadas.

A magnetita é relativamente abundante, ocorrendo em grãos associados à biotita e ao piroxênio, bem como em inclusões orientadas deste.

O plagioclásio é raro. Trata-se de andesina ou oligoclásio cálcico maclado segundo a Lei da Albita. Além de grãos equiaisais da trama granoblástica ele forma relictos de cristais tabulares que foram substituídos por ortoclásio.

O quartzo só ocorre em parte da preparação, em pequenos grânulos intersticiais, além de um grão de cerca de 0,8 mm e contorno côncavo-convexo que envolve porfiroclastos de piroxênio.

A titanita ocorre em grupos de cristais de seção rômica, adjacentes aos outros máficos.

A apatita ocorre em grãos associados aos outros máficos e grupos de grânulos es tirados segundo planos de foliação.

A allanita ocorre como um porfiroclasto côncavo-convexo e dois grânulos próximos a ele, na preparação.

O metamorfismo cataclástico avançado, sem diaforesse, conduz ao aparecimento de piroxênio granulito na faixa charnockítica, como se vê em um corte na Fazenda Santa Rosa (PS-G/1-220). Trata-se de uma rocha foliada mesocrática, caracterizada pela alternância de bandas de espessura milimétrica, paralelas à foliação, respectivamente ricas em piroxênio e isentas deste mineral. O piroxênio apresenta-se em porfiroclastos inequiaxiais de até 0,8 x 2,5 mm, orientados segundo a foliação, em lentes poligonizadas e em neggas delgadas constituídas por grânulos de centésimos de milímetro. Nas bandas claras a estrutura blastomilonítica é caracterizada por porfiroclastos de plagioclásio que alcançam 0,5 x 1,5 mm, abundante quartzo discóide, em placas contínuas por 5 mm ou mais na direção longitudinal, constituídas por cristais que individualmente alcançam 0,3 x 1,5 mm, e matriz constituída por grãos inequiaxiais de cerca de 0,1 mm de diâmetro maior e equiaxiais de poucos centésimos de milímetro. Os elementos inequiaxiais, tanto porfiroclastos quanto grãos da matriz, são todos bem orientados.

O plagioclásio dos porfiroclastos é antipertítico, maclado segundo a Lei da Albita, com forte deformação da macla e extinção ondulante. Tem inclusões raras de quartzo e de piroxênio. Os grânulos da matriz também em geral são maclados polissinteticamente. Trata-se de andesina sódica.

O quartzo ocorre sobretudo na forma discóide, conforme foi assinalado.

O piroxênio é uma mistura de grãos xenoblásticos de hiperstênio e clinopiroxênio, sendo este o mais abundante. O hiperstênio tem o seu pleocroísmo característico. O clinopiroxênio é verde pálido, não pleocrórico, de estrutura dialógica, caracterizam-se como leucaugita ou diopsídio.

Uma das microbandas escuras é constituída principalmente por anfibólio, que se associa ao piroxênio, a grânulos fêlsicos e à magnetita. Tem para fórmula pleocrórica: X = amarelo oliva, Y = verde amarelado, Z = verde oliva. Trata-se de hornblenda comum.

O feldspato potássico não maclado ocorre como constituinte da antipertita e em grânulos de centésimos de milímetro na matriz, os quais podem derivar da antipertita.

A apatita ocorre em pequenos cristais colunares, principalmente associados ao piroxênio.

A magnetita ocorre em grãos xenoblásticos, do interior e principalmente da periferia dos agregados de grãos de piroxênio ou de anfibólio.

Na Serra do Boqueirão, do interflúvio Pomba - Muriaé, ao N de Palma, o complexo charnockítico apresenta uma associação íntima de piroxênio diorito com charnockito e passagens a tipos cataclásticos e diaforeséticos cuja estrutura os coloca entre os blastomilonitos e granulitos. Um exemplo bem característico da área é o piroxênio granulito biotitizado correspondente à preparação MC-C/1-612A. Trata-se de uma rocha leucocrática foliada com estrutura de alvenaria. Entre os porfiroclastos de feldspato predominam formas ovóides e talhes desde 0,5 mm até 1 mm por 2,5 mm, embora haja também grãos angulosos equiaxiais desde 1 mm até 2 mm. Os porfiroclastos de quartzo são de forma ovóide ou discóide, eventualmente amebóide, atingindo 1 mm de espessura e vários milímetros segundo a maior dimensão. A orientação planar dos grãos ovóides e discóides é acompanhada pelas escamas de biotita e porfiroclastos de piroxênio, dando origem a uma foliação pronunciada. Raros porfiroclastos de piroxênio atingem 0,5 x 2 mm. Os interstícios entre os mencionados porfiroclastos, porfiroblastos e escamas são preenchidos pela "argamassa" granoblástica de granulação média vizinha de 0,05 mm.

Os máficos concentram-se em neggas de bordos difusos, paralelos à foliação.

O feldspato potássico é o mineral predominante. Ocorre em porfiroclastos de contorno côncavo-convexo e na matriz. É pertítico e não maclado. No contorno dos grãos maiores há pequenos grânulos semi-engastados de mirrequita.

O plagioclásio ocorre em porfiroclastos e na matriz. É antipertítico, tendo o plagioclásio cálcico como hospedeiro. Apresenta a macla da Albita em lamelas acunhadas e tortas, às vezes em combinação com a macla da Periclina.

O quartzo é abundante sob a forma lenticular ou discóide, e ocorre também entre os grânulos da matriz.

O piroxênio ocorre em pequena proporção, em pequenos grânulos angulosos, associados à biotita, e raros porfiroclastos alongados segundo direção que nem sempre coincide com o prisma. É hiperstênio, cujo pleocroísmo é característico.

As escamas de biotita são extremamente pequenas. Sua fórmula pleocrórica é: X = amarelo, Y = Z = castanho amarelado. Ela envolve os grânulos de piroxênio, cujo contorno às vezes é corroído, em resultado da substituição por esta.

A apatita, que ocorre em poucos grãos fraturados, é o único acessório digno de menção.

Ao N de Eugênioópolis, nas cabeceiras do Ribeirão Gavião, os afloramentos do complexo charnockítico mostram características semelhantes às que foram descritas em relação aos cortes do oleoduto da Refinaria Gabriel Passos. A preparação EG-B/1 - 343A provém do alto de um morro onde predomina biotita gnaisse granatífero, bastante amarrutado, no qual há intercalações de espessura decimétrica, de composição charnockítica, a feldspato esverdeado, correspondentes ao material amostrado. Trata-se de charnockito mecanicamente laminado e cataclásado, de biotita linearmente orientada. Na preparação, cortada normalmente à lineação, a biotita se orienta em todas as direções.

Ocorre estrutura de alvenaria desenvolvida em grau incipiente e portanto, protomilonítica. Entre os elementos grosseiros contam-se porfiroclastos cuja natureza mineralógica e cristalográfica foi preservada, outros que foram poligonizados, isto é, convertidos em agregados granoblásticos monominerálicos, e ainda outros que estão parcialmente substituídos ou totalmente pseudomorfos por outros minerais. A primeira categoria é constituída principalmente por grãos angulosos milimétricos de feldspato, que chegam a alcançar 3 mm. Compreende também grãos fraturados e estirados de granada, que atingem 5 mm de comprimento. Cristais bem preservados de piroxênio e seus pseudomorfos biotitizados alcançam 3,5 mm de diâmetro. O material intersticial, de textura granoblástica, é constituído sobretudo por grânulos de cerca de 0,2 mm de talhe, mas por vezes notam-se grânulos de centésimos de milímetro nos contatos entre eles. Há predomínio de porfiroclastos inequiaxiais, de cujo paralelismo resulta a foliação cataclástica.

O mineral predominante é o feldspato potássico não maclado, que se interpreta como ortoclásio. Ele forma com o plagioclásio uma peritita muito fina, fusiforme. Tem inclusões granulares de plagioclásio e de quartzo e de escamas de biotita. É atravessado por fraturas curvilíneas. Observa-se a passagem lateral de porfiroclastos a agregados granulares.

O quartzo ocorre em grãos fraturados, apresentando as mesmas variações de talhe que o ortoclásio.

O plagioclásio é um constituinte subordinado. Nele ocorrem as maclas da Albite e da Periclina, por vezes com entortamento. Grãos inclusos no quartzo foram identificados como andesina.

O piroxênio ocorre em grãos xenoblásticos relativamente grandes, por vezes intensamente fraturados, mas não se apresenta em pequenos grânulos dispersos, conforme é regra em amostras mais intensamente cataclásadas. Trata-se de hiperstênio, cujo pleocroísmo oscila do róseo ao castanho escuro. Alguns grãos são penetrados por poucas escamas grandes de biotita. Outros são extensamente substituídos, apresentando-se como relictos no meio de massas biotíticas. Os grupamentos paralelos, divergentes ou decausados de escamas muito delgadas de biotita, geralmente intercaladas com grânulos minúsculos de quartzo, parecem resultar da substituição do piroxênio, e na maioria dos casos envolvem grãos relictos deste mineral. Em um ponto da preparação, dentro do contorno correspondente a um antigo porfiroclasto, observam-se vários grãos relictos completamente separados, mas que se extinguem simultaneamente, evidenciando que provêm de um cristal único quase totalmente substituído pela biotita, cujas escamas se distribuem em pequenos feixes divergentes. Talvez os feixes individuais se relacionem com os elementos de volume, produzidos durante o fraturamento do piroxênio.

A biotita, tanto das escamas finas quanto das mais grosseiras, tem para fórmula pleocrômica: X = alaranjado claro, Y = Z = castanho avermelhado.

A granada ocorre em grãos xenoblásticos, fraturados, estirados segundo a foliação e crivados de inclusões de biotita e de plagioclásio. Tem tonalidade rósea mais pálida que a do hiperstênio. Um cristal de granada apresenta pequenas manchas de cor verde esmeralda, talvez indicando composição local de uvarovita. Um grão nucleado no interior de um agregado de palhetas de biotita com arranjo radial apresenta, na sua periferia, pequenos cristais de rutilo, formados à custa do titânio eliminado no processo de substituição. O contorno da granada em contato com a biotita em parte é festonado e convexo em direção a esta, e em parte é limitado por pequenas faces de dodecaedro.

Grãos opacos negros e grãos idiomorfos de zircão são os únicos acessórios observados.

Outra banda feldspática do mesmo afloramento anterior deu origem à preparação EG-B/1-343D, que é de um enderbita.

Trata-se de uma rocha leucocrática homófana de estrutura cataclástica, constituída predominantemente por porfiroclastos, com matriz intersticial. Os grãos de feldspato vão até 5 mm, os de quartzo, monocristalinos, até 3 mm, e os de piroxênio até

2 mm, enquanto a biotita se reúne em grumos que também alcançam 2 mm. O material intersticial é constituído por escamas de biotita e por agregados granoblásticos cuja granulação vai desde centésimos de milímetro até 0,2 mm.

O plagioclásio ocorre em porfiroclastos angulosos e em grânulos poligonizados. É antiperitítico, tornando-se mirmequítico nos grânulos engastados em porfiroclastos de ortoclásio. É usualmente maclado segundo as Leis da Albíta e da Periclina, apresentando, com frequência, entortamento das lamelas. Trata-se de andesina.

O quartzo apresenta-se em pequenos grânulos, como componente da matriz grano-blástica, e em grãos maiores, inequiauxiais, que acompanham os interstícios entre porfiroclastos de feldspato e são, portanto, de formação tardia. Tem inclusões de biotita, quartzo e feldspato potássico, dando origem à formação de mirmequita em torno destas.

O feldspato potássico sem macla, que se interpreta como ortoclásio, ocorre dentro das mesmas características morfológicas que o plagioclásio.

O piroxênio é hiperstênio de pleocroísmo característico. Seus grãos são corroidos e extensamente substituídos por biotita e por anfibólio.

A biotita ocorre em escamas de pleocroísmo: X = amarelo, Y = Z = castanho alaranjado. Tem contorno muito irregular. Não é orientada.

O anfibólio é uma variedade de hornblenda de fórmula pleocróica: X = amarelo oliva, Y = verde amarelado, Z = verde oliva claro. Substitui o piroxênio e é substituído pela biotita. É comum a passagem de agregados microgranulares de piroxênio a agregados análogos de anfibólio e a minúsculas escamas de biotita. Em alguns pontos o anfibólio parece resultar da reação de biotita com plagioclásio.

A apatita e o mineral opaco negro são os únicos acessórios.

Em uma área a W de Antônio Prado de Minas predominam afloramentos de biotita gnaisse com intercalações de rocha de composição diorítica, ricas em hiperstênio, podendo passar a hiperstênio granulito, piroxênio-quartzodiorito e jotunito. No último caso está a preparação EG-C/3-349, enquanto o caso anterior é exemplificado por EG-H/2-313, nas descrições a seguir.

O jotunito é uma rocha mesocrática blastohipidiomorfa de estrutura lenticular - cataclástica (*flaser*), de foliação ondulada determinada pela orientação das escamas de biotita, nas quais se pode perceber uma deflexão brusca, que sugere uma foliação secundária. Uma parte dos grãos félsicos constitui lentes de vários milímetros a um centímetro de diâmetro. Outra parte é intimamente misturada com os minerais máficos, em um agregado de textura essencialmente granolepidoblástica, no qual se destacam alguns cristais idióblásticos de feldspato, que são os maiores da preparação, representando a granulação primitiva da rocha. Os cristais prismáticos de plagioclásio chegam a 3mm de comprimento e 1,5 mm de diâmetro transversal. Alguns cristais prismáticos de piroxênio, igualmente preservados da fragmentação cataclástica, chegam a um talhe pouco inferior a este. A granulação predominante nas lentes félsicas é pouco superior a 0,5 mm, com grãos clásticos maiores (porfiroclastos) separados por grânulos de poucos décimos a centésimos de milímetro. Nas áreas mesocráticas os grãos de 0,5 mm ou mais são subordinados aos de 0,2 mm ou menos. No conjunto, os grãos de mais de 0,5 mm ultrapassam 30% do volume total.

O plagioclásio tem composição limite entre oligoclásio e andesina. Algumas seções mostram caráter antiperitítico, com inclusões de feldspato potássico em forma de paralelogramos orientados. É maclado usualmente segundo a Lei da Albíta, podendo a macla no entanto ser evanescente em parte do cristal, cuja extinção, neste caso é acentuadamente ondulante, bem como a dos cristais de macla entortada. Em muitos grãos apresenta-se a combinação Albíta-Periclina, e nos cristais de forma prismática a combinação Albíta-Carlsbad. São raras as inclusões de quartzo globular, de apatita e de piroxênio. Há grânulos mirmequíticos em torno de grãos de feldspato potássico.

A biotita, depois do piroxênio, é o máfico mais abundante. Ocorre em escamas de contorno irregular, castanho-avermelhadas, bem orientadas, que portam abundantes e minúsculas inclusões de apatita.

Há duas variedades de piroxênio em proporções estimadamente equivalentes, a saber: hiperstênio, cujo pleocroísmo é intenso e característico, e um clinopiroxênio verde pálido de estrutura dialógica, com macla simples de justaposição tanto segundo (100) quanto (122), esta última caracterizando a augita. A maioria dos cristais são xenoblásticos e equiauxiais, mas alguns dos cristais maiores de hiperstênio apresentam *habitus* prismático. Ocorrem inclusões de apatita e grãos opacos. Em geral o piroxênio tem um induto de anfibólio. Às vezes é penetrado por escamas de biotita. Mais frequentemente, os grânulos de anfibólio separam o piroxênio da biotita.

O anfibólito ocorre em pequena proporção, em grânulos da periferia dos cristais de piroxênio e das escamas de biotita. É uma variedade verde de hornblenda, cujos parâmetros óticos não puderam ser investigados precisamente.

O feldspato potássico sem macla ocorre em grãos xenoblásticos de distribuição muito localizada, além da sua presença na antipertita.

A apatita ocorre em pequenos cristais colunares deformados, intimamente associados aos outros máficos.

A magnetita forma pequenos grãos xenoblásticos, igualmente associados aos outros máficos.

O zircão é raro, mas ocorre em cristais idiomorfos relativamente grandes.

O quartzo restringe-se a raros grânulos de exíguas dimensões e às inclusões em plagioclásio mirmequítico.

O piroxênio quartzodiorito é uma rocha mesocrática homófana, blastoporfirítica, constituída por fenocristais de plagioclásio e porfiroblastos de biotita em matriz granoblástico-poligonal. Os cristais idiomorfos e hipidiomorfos de plagioclásio vão de 1 a 3 mm e as placas de biotita medem geralmente 1 a 2 mm segundo o diâmetro do pinacóide basal. Há raros porfiroblastos de piribólito de até 2 mm de comprimento e um cristal de granada mede 3 mm. A granulação predominante da matriz é de poucos décimos de milímetro, mas há grãos xenoblásticos de plagioclásio que são intermediários entre o valor médio acima mencionado e o talhe dos cristais idiomorfos (fenocristais).

O plagioclásio é andesina cálcica. Os cristais maiores, considerados de origem ígnea, são de *habitus* prismáticos, maclados segundo a Lei da Albita, frequentemente combinada com a da Periclina. Alguns prismas estão nitidamente entortados. Ocorrem inclusões frequentes de todos os minerais máficos. Os grãos xenoblásticos ora se apresentam com maclas bem visíveis, ora têm maclas evanescentes ou são destituídos de maclas. Há raros cristais com macla de Carlsbad.

A biotita ocorre em escamas não orientadas, de contorno irregular, cuja fórmula pleocróica é: X = amarelo, Y = Z = castanho avermelhado. Tem inclusões granulares e aciculares não orientadas de apatita. Também ocorrem inclusões de titanita e de relictos de cristais de quartzo e de plagioclásio. Por outro lado, grânulos de anfibólito penetram ao longo de suas clivagens, substituindo-a. Tem contato interdigitado com cristais de plagioclásio e mostra considerável deformação.

O quartzo ocorre em pequenos grãos xenoblásticos equiaxiais.

O piroxênio ocorre em grãos xenoblásticos, parcialmente substituídos por anfibólito. É tão abundante quanto a biotita, embora ocorra em cristais bem menores que esta. A evidência da antiga presença de cristais grandes e idiomorfos é indicada pelo fato de os raros prismas de mais de 1 mm de anfibólito encerrarem relictos de piroxênio. Além disso, todos os grãos menores deste mineral estão envolvidos por grânulos de anfibólito.

Não há evidência de substituição de piroxênio por biotita. A única variedade presente é um clinopiroxênio incolor de $n_zAc = 41^\circ$, que corresponde ao diopsídio. Tem estrutura dialógica e macla simples segundo (100).

O anfibólito ocorre sob a forma de cristais prismáticos que pseudomorfosam o piroxênio, e sobretudo em pequenos grânulos que envolvem os grãos de piroxênio e as escamas de biotita. No último caso, ele parece resultar da reação entre a biotita e o plagioclásio. Sua fórmula pleocróica é: X = amarelo pálido, Y = verde amarelado, Z = verde claro, $X < Y < Z$, e $n_zAc = 19^\circ$. É uma variedade de hornblenda comum. Além de piroxênio, ele tem inclusões de minúsculos grânulos de quartzo.

O cristal único de granada presente na preparação é um peciloblasto idioblástico, crivado de relictos de biotita e plagioclásio, e parcialmente envolvido por uma grande placa de biotita. O crescimento da granada realiza-se preferencialmente nosentido das clivagens da biotita, cujos planos delimitam a granada em vários pontos.

A apatita, o epidoto, a pírta e o zircão são acessórios raros e seus grânulos são pequenos.

A E de Tombos e Faria Lemos, a Serra dos Quintinos - Serra da Caiana, que forma a divisa de Minas Gerais com o Rio de Janeiro, é caracterizada pela abundância de gabro no complexo charnockítico, bem como de piroxênio dioritos muito escuros, mais ou menos granulitizados. Finalizaremos esta exposição com dois exemplos desta área - VS-B/10-304B é um granulito anfibólito-piroxênio-granatífero que ocorre intercalado entre massas de granulito claro, no qual há bandas de até 2 m de espessura cujo feldspato é esverdeado, indicando afinidade charnockítica. A rocha da preparação é melanocrática foliada, inequigranular. Os minerais essenciais são, por ordem de abundância decrescente, piroxênio, plagioclásio, granada e anfibólito. A exceção da granada, todos

eles ocorrem em duas classes discretas de tamanho, que também se diferenciam morfológicamente. Uma destas classes é constituída por grãos angulosos, por vezes de contorno côncavo-convexo, cujo talhe mínimo é de 0,2 mm e máximo inferior a 2 mm. Tem alta proporção de grãos inequiaxiais, cujo paralelismo planar determina a foliação da rocha. Entre estes, os de plagioclásio atingem 0,7 x 1,5 mm, os de piroxênio 0,5 x 1,0 mm e os de anfibólio idem.

Por outro lado, agregados granoblásticos constituídos principalmente por plagioclásio e cujos grãos são poligonizados mostram granulometria bem inferior a 0,1 mm. Os grãos maiores geralmente são adjacentes a agregados granoblásticos da mesma espécie, resultantes da poligonização de cristais maiores originais.

Na granada a variação de talhe parece constituir uma série contínua desde grãos de milésimos de milímetro até porfiroblastos de 2,5 mm.

Há duas modalidades de piroxênio, a saber, hiperstênio e clinopiroxênio, sendo o primeiro largamente predominante.

A fórmula pleocróica do hiperstênio é: X = róseo pálido, Y = amarelo oliva, Z = verde pálido. Ocorre, quando em cristais maiores, com contorno irregular mas tendência à forma ovóide. Algumas seções dão, entre polarizadores cruzados, a impressão de maclação polissintética muito fina. Em geral é envolvido e por vezes penetrado pelo anfibólio que se forma à sua custa. Em grãos parcialmente transformados, com frequência aparece magnetita inclusa no anfibólio, mas nunca no piroxênio, indicando que na trans formação deste, parte do ferro é segregada como óxido. Os grãos maiores às vezes são envolvidos nas extremidades por um cortejo de grânulos altamente poligonizados do mesmo mineral.

Alguns grãos extremamente corroídos são envolvidos completamente por granada, da qual são separados por um induto de quartzo. Este mineral também atravessa a massa envolvente de granada sob a forma de lâminas muito delgadas, dispostas segundo a foliação e constituídas por quartzo e magnetita.

Os aspectos descritos acima para o hiperstênio repetem-se com o clinopiroxênio, mas este é muito menos abundante. Ocorre em cristais de extinção ondulante, por vezes muito deformados, cujo pleocroísmo se reduz a variações de intensidade no seu tom verde pálido.

Os grãos maiores de plagioclásio são todos muito deformados, com extinção ondulante. A macla da Periclina é pelo menos tão frequente quanto a da Albita. A macla da Periclina tende a dispor-se subparalelamente à foliação e não é deformada como a da Albita, mostrando que é posterior a esta. Trata-se de andesina cálcica.

O anfibólio tem para fórmula pleocróica: X = amarelo esverdeado, Y = verde amarelado, Z = verde oliva, com $X < Y < Z$. Ocorre em grãos e prismas de contorno irregular. Geralmente envolve grãos de piroxênio e penetra no mesmo, de preferência ao longo de clivagens. Trata-se de hornblenda comum. É muito subordinado em relação ao piroxênio. A substituição parece ter sido guiada pela foliação, dando origem a bandas mais ricas e mais pobres em anfibólio.

A granada em pequenos grânulos é distribuída aleatoriamente por toda a preparação, mas os grãos maiores são de ocorrência restrita. Invólucros de grãos de granada em torno de grãos de magnetita, anfibólio e biotita, e relictos destes minerais e de plagioclásio nos peciloblastos de granada, indicam que a formação desta se dá por reação que abrange todos eles.

A biotita em escamas castanho-avermelhadas é um acessório que se associa aos cristais de anfibólio, substituindo-os. O quartzo praticamente só ocorre associado à granada, da forma já citada.

A apatita é um acessório que ocorre associada a outros máficos. Junto com a magnetita, ela ocorre inclusa na granada, mas não é claro se é substituída por esta.

O metagabro da preparação VS-D/1-635 é uma rocha mesocrática cristalina, homógena, de textura biasto-ofítica, cuja característica principal é o arranjo denso de cristais prismáticos de plagioclásio orientados em todas as direções, deixando pequenos interstícios preenchidos por cristais xenomorfos de piroxênio. O talhe predominante dos prismas de plagioclásio é de cerca de 0,4 x 1,5 mm e o dos grãos de piroxênio cerca de 0,5 mm. A principal modificação produzida por metamorfismo é dada pelas placas largas de biotita, com até 2 mm de diâmetro basal, que substituem tanto o piroxênio quanto o plagioclásio. A formação de uma aureola de anfibólio em torno dos cristais de piroxênio é um processo posterior, que não modifica a textura.

O plagioclásio é labradorita. Todos os seus cristais são maclados polissinteticamente segundo a Lei da Albita, e muitos apresentam também a Lei da Periclina. Além dos cristais prismáticos já mencionados existem alguns tabulares, zonados, hipidiomor

fos eidiomorfos, nos quais hãincluções de piroxênio e de seus produtos de substituição.

O piroxênio ocorre tanto em grãos equiaxiais quanto em forma de prismas. Trata-se predominantemente de hiperstênio, e subordinadamente de clinopiroxênio incolor (diopsídio) interrescido com o hiperstênio. Todos os grãos estão parcialmente envolvidos e substituídos por anfibólio. O hiperstênio é pleocróico entre um tom róseo e incolor.

O anfibólio ocorre quase exclusivamente epigenizando o piroxênio. Tem a fórmula pleocróica: X = incolor, Y = amarelo oliva, Z = verde pálido, com 2V praticamente igual a 90°. O ângulo de extinção em seções longitudinais é pequeno, correspondendo a uma hornblenda actinolítica. Alguns grânulos epigenizam a biotita, formando-se no contato desta com o plagioclásio.

A biotita ocorre em placas largas e irregulares, que encerram relictos corrodos de piroxênio e de plagioclásio. Sua fórmula pleocróica é: X = amarelo, Y = Z = castanho avermelhado.

Os acessórios são raros, consistindo basicamente em alguns grãos de apatita e de magnetita.

CONCLUSÃO

Entre as rochas descritas podem ser observados, nos tipos básicos e intermediários, remanescentes de texturas ígneas, atualmente caracterizadas como blastohipidiormorfa, blastoporfirítica e blasto-oftítica. Por outro lado, nos tipos de composição em derbítica ou charnockítica, observam-se gradações entre uma textura granoblástica apenas fracamente modificada por estruturas cataclásticas, até uma estrutura de alvenaria plenamente desenvolvida. Aliás, estas modificações ocorrem também nos tipos básicos. Os piroxênio granulitos são considerados como representando apenas uma modalidade extrema da ação do metamorfismo cataclástico sobre as rochas da sequência charnockítica. Isto é particularmente claro nas áreas em que as faixas granulíticas se interdigitam com as de charnokito. O metamorfismo regressivo acompanha a cataclase em muitos lugares, mas a intensidade dos dois processos é variável e essencialmente independente de um para o outro. Este fato dá origem a uma grande diversidade de tipos observados nas preparações microscópicas. A evidência textural de origem ígnea para os gabros e piroxênio dioritos, a inexistência de tal evidência para os enderbitos e charnockitos, e o fato de que aqueles são sempre cortados por estes de modo irregular, são compatíveis com a idéia de um processo metassomático de charnockitização, talvez relacionado com um fluido residual do magma que originou os piroxênio dioritos e gabros.

LOCALIZAÇÃO DAS ESPÉCIMES INVESTIGADAS

Estação	Folha IBGE 1/50.000	Coordenadas UTM		Município	
		N	E		
1	PS-A/3-83C	Paraíba do Sul	7.563.690	655.300	Belmiro Braga
2	PS-A/3-840	idem	7.563.080	655.480	idem
3	PS-A/3-84G	idem	idem	idem	idem
4	PS-A/3-84B	idem	idem	idem	idem
5	PS-B/1-86	idem	7.566.050	657.200	idem
6	PS-C/4-211B	idem	7.561.140	658.160	idem
7	PS-D/4-402D	idem	7.560.200	661.700	idem
8	PS-G/1-220	idem	7.566.200	667.130	idem
9	MC-C/1-612A	Miracema	7.646.480	789.000	Barão de Monte Alto
10	EG-B/1-343A	Eugenópolis	7.675.040	786.850	Eugenópolis
11	EG-B/1-343D	idem	idem	idem	idem
12	EG-E/3-349	idem	7.671.620	789.930	idem
13	EG-H/2-313	idem	7.673.340	798.140	Antônio Prado de Minas
14	VS-B/10-304B	Varre-Sai	7.684.710	188.950	Tombos
15	VS-D/1-635	idem	7.702.220	192.880	Faria Lemos

Observações:

1. 1 km a noroeste de Três Ilhas, nas proximidades do acesso para a Faz. Palmeiras

- 2, 3, 4. 2 km a noroeste de Três Ilhas, nas proximidades do acesso para a Faz. Palmeiras.
5. 4 km a nordeste de Três Ilhas, 500 m após a Faz. Vista Longa
6. 3 km a sudeste de Três Ilhas, em acesso secundário para a Faz. Prosperidade
7. Margem esquerda do Rio Preto, nas proximidades da Faz. Três Ilhas
8. Encosta nordeste da Serra do Ouro, no acesso à Faz. S. Mafalda, no limite norte da folha
9. 1,1 km a leste da confluência entre os Córregos Limeira e São Lourenço, margem direita do último
- 10, 11. Proximidades de Barro Branco, 1,2 km a noroeste da Cachoeira Fim do Mundo
12. Margem esquerda do Córrego Bambusal, 400 m a leste da Faz. da Onça
13. 2,5 km a nordeste de Antônio Prado de Minas, margem direita do Cor. Livramento
14. 1 km a leste da Escola de Serra dos Quintinos
15. 1,2 km a norte da confluência do Córrego Capineira com o Córrego Moinho de Vento.

GEOQUÍMICA E PETROLOGIA DOS CHARNOKITOS E ROCHAS
AFINS DO COMPLEXO JUIZ DE FORA, MG-RJ

A. Licínio de M. Barbosa
J.H. Grossi Sad

GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda., Belo Horizonte - MG

ABSTRACT - The petrographic and chemical nature of the rocks of the charnockitic suite and associated granulites, occurring in belts that cross the borderline between the Brazilian States of Minas Gerais and Rio de Janeiro, has been investigated by means of more than 300 thin sections and 68 samples collected for chemical analysis. The later was conducted combining optical spectrographic methods with conventional wet methods, leading to determination of 15 major and 16 trace elements. For statistical treatment of data, the rocks were assigned to one or other of three groups, namely: 1) a basic group, including gabbros, diorites, and some dark granulites; 2) an intermediate group, consisting of some pyroxene diorite, enderbite and the corresponding granulites; 3) an acid group, formed by all "white" granulites and some charnockite.

The rocks of the basic group show fair positive correlation of Zr with Sr, Nb, Ba and Pb, but all other pairs formed between analysed constituents have much lower values or no correlation.

The intermediate group shows fair positive correlation of Zr with Ba, Pb, Ti and P, and weaker positive correlation with K_2O , but practically no correlation with other components. A moderate negative correlation exists for the pairs $Na_2O - CaO$, $Na_2O - MgO$, and $K_2O - MgO$. All other pairs show practically no correlation.

The acid rocks show for Zr a fair positive correlation with Ba, Pb, and K_2O , and a weaker negative correlation with Na_2O . Other significant negative correlations exist between Na_2O and K_2O , and between K_2O and MgO . The remaining correlation coefficients are rather small.

Several ratios between chemical elements, including trace elements, as well as the usual diagrams that illustrate trends in rock series have been employed, thus showing that the basic group has similar trends to those that have been indicated by several authors for oceanic tholeiites. On the other hand, an alkali-calcic trend could be inferred for the intermediate and acid groups, but their igneous origin is questioned in view of other data. The trend contrasts are in agreement with the structures of the rocks under investigation.

INTRODUÇÃO

No presente trabalho os autores apresentam os resultados petrológicos obtidos durante a investigação das rochas charnockíticas e granulíticas da faixa de divisa entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro (Fig. 1). Informações de cunho geológico, estrutural e petrográfico da região mencionada são expostas pelos autores em duas outras comunicações neste simpósio e foram usadas livremente na preparação desta introdução.

A série charnockítica (Complexo Juiz de Fora) é discutida em relação a seus representantes mais bem preservados (Unidade Comendador Venâncio), excluindo-se porções migmatizadas, gnaisses kinzigíticos e produtos diaforéticos (Unidade Raposo). A série granulítica (granulitos s.s.) deriva-se da blastomilonitização das rochas da Unidade Comendador Venâncio; parte dela, contudo, foi originada a partir de metamorfismo de rochas originalmente sedimentares. A esta série denomina-se Unidade Itaperuna.

A ocorrência regional de rochas da facies granulítica na região limítrofe dos estados de Minas e Rio, informalmente denominada cinturão Paraíba do Sul, foi estabe-

lecionada por Ebert (1955) e Rosier (1965). Estudos petrográficos foram desenvolvidos por Guimarães (1956, 1961), entre outros. Oliveira (1982) discute aspectos geoquímicos das rochas da facies granulítica, entre Juiz de Fora e o Rio Paraíba do Sul, com base em 20 espécimes de piroxênio granulitos bandeados e 6 espécimes de granulitos quartzo-feldspáticos. Considera-os como materiais metaígneos de composição tonalítica-granodiorítica e evolução calco-alkalina. No trabalho ora apresentado, os autores expõem dados e argumentos que não permitem compartilhar tais conclusões.

Foram examinadas cerca de 300 seções delgadas de rochas charnockíticas e granulíticas e com base neste estudo, selecionaram-se 68 amostras para análise química completa (15 elementos maiores e 16 elementos traço); ademais 3 análises anteriormente apresentadas por Guimarães (1961), interessando elementos maiores foram utilizadas.

Do ponto de vista químico-petrográfico as rochas charnockíticas e granulíticas do cinturão Paraíba do Sul são atribuíveis a três classes ou divisões:

1) divisão básica (<52% SiO₂), que inclui gabros, dioritos e granulitos escuros, contendo bytownita-labradorita, andesina cálcica (ambos com ocasionais inclusões de ortoclásio), orto e clinopiroxênio, anfibólio (hornblenda comum ou tchernmakita) e magnetita. Os acessórios são apatita, biotita e alguma pirita.

2) divisão intermediária (52 a 64% SiO₂), com algum piroxênio diorito, enderbito e granulitos derivados, contendo antipertita, quartzo, orto e clinopiroxênio (diopsídio), anfibólio e magnetita. Os acessórios são biotita, apatita, zircão, granada e feldspato potássico.

3) divisão ácida (>64% SiO₂), predominantemente constituída por granulitos claros e algum charnockito, com pertita, quartzo, oligoclásio-andesina (antipertítica ou não), hiperstênio, granada, tendo como acessórios biotita, sillimanita, rutilo e zircão.

Os granulitos da divisão ácida contêm intercalações por vezes abundantes de quartzo e intercalações discretas de mármore e rocha calciosilicatada. As rochas da divisão básica, quando não granulitizadas, têm granulação fina a afanítica e preservam relíquias da textura ígnea original. Os enderbitos são granoblásticos e comumente mostram-se afetados por cataclase, originando protomilonitos e milonito gnáiss. Sua blastomilonitização conduz à formação de granulitos.

O anfibólio das rochas charnockíticas e granulíticas é derivado da substituição do piroxênio e a biotita deriva do anfibólio e/ou piroxênio.

Os dados de campo mostram íntima associação entre as rochas das divisões básica e intermediária, à moda de migmatitos estromáticos, onde o "paleosoma" é representado por metagabro, etc., e o "neosoma", por enderbito. A espessura e regularidade das bandas é muito variável; tipos com estrutura *schollen*, flebitica e outras podem ser observados lado a lado com os tipos estromáticos. Admite-se que as rochas da divisão básica sejam originalmente materiais vulcânicos básicos formados em ambiente oceânico (ver adiante). Não existem evidências de campo apontando para a existência de rochas plutônicas básicas diferenciadas na região. Sob um ponto de vista regional a estrutura "migmatítica" das rochas intermediárias aponta para uma origem mista para as mesmas, enquanto as rochas ácidas parecem derivar de um embasamento predominantemente sedimentar. O caráter estrutural das rochas intermediárias, indicativo de uma origem mista para as mesmas, não pode ser considerado como decisivo pois os trabalhos experimentais de vários autores (Yoder, 1973; Kushiro, 1979) e observações petrográficas e de campo demonstram a possibilidade da formação contemporânea de líquidos de composição contrastante, a partir de fusão parcial ou fracionada sob condições físico-químicas diferentes. Os próprios autores do presente trabalho (ver outra contribuição neste simpósio), admitem processo metassomático na geração das rochas consideradas (charnockitização), que poderia se processar através da formação de fluidos residuais do magma paterno que originou as rochas da divisão básica. Em relação às rochas ácidas parece não restar maiores dúvidas quanto à sua derivação à partir de material sedimentar.

PETROQUÍMICA

As análises químicas foram executadas no laboratório da GEOSOL através da combinação de análise espectrográfica (óptica e raios-x) e química convencional, com controle através de pedreiros internacionais. Os valores médios e desvios padrão, assim como o número de determinações usados nos cálculos são mostrados na Tabela 1. Quinze amostras não foram analisadas para elementos traço, enquanto em outras os valores situaram-se abaixo do limite de sensibilidade (Cr, Co, Cu, Mo e Sn : < 5 ppm; Nb < 20 ppm; Pb < 10 ppm), o que explica o menor número de determinações usadas para os cálculos das médias destes elementos.

As rochas da divisão básica exibem certas particularidades químicas, que serão comentadas a seguir. Trata-se de rochas toleíticas típicas, com boa correlação positiva do Zr para Sr (0,41), Nb (0,72), Ba (0,65) e Pb (0,49) e uma correlação mais fraca, positiva, para Ti (0,36), P (0,36) e K₂O (0,33) e negativa para MgO (-0,36). Por outro lado, a correlação entre Zr e CaO, de acordo com o coeficiente respectivo (-0,13) é praticamente inexistente.

Entre outros pares de componentes, observa-se uma correlação medíocre nos seguintes casos: K₂O - Na₂O (0,32), K₂O - SiO₂ (0,30), K₂O - MgO (-0,39), Na₂O - MgO (-0,37), Na₂O - FeO/MgO (-0,36) e CaO - FeO/MgO (-0,36).

A correlação é praticamente ausente nos seguintes pares: Na₂O - SiO₂ (-0,16), Na₂O - CaO (-0,16) e SiO₂ - FeO/MgO (0,093).

O conteúdo elevado em V, Cr, Co, Ni, Cu, CaO e MgO da divisão básica sugere um quimismo do tipo *cumulus* para a mesma; contudo, elementos como Sc, Zn, Ga, Rb, Sr, Zr, Nb, Sn, Ba e Pb exibem conteúdo também elevado, apontando para um quimismo do tipo líquido residual. Permanece em aberto a questão.

As relações K/Rb, Rb/Sr, Ba/Rb e Ba/Sr são as seguintes, para a divisão básica: 212; 0,09; 11,5 e 1,05, respectivamente. Não há qualquer possibilidade de comparação dos valores indicados com aqueles determinados para outras sequências semelhantes, por exemplo Madras, Índia (Weaver *et al.*, 1973), Austrália (Wilson, 1978), Bahia (Sighinolfi, 1971). Por outro lado, os valores químicos considerados como um todo são mais semelhantes aos determinados para toleitos oceânicos, do que para toleitos de arco de ilha e toleitos continentais. Contudo, as relações acima indicadas não se assemelham com nenhum destes grupos.

O caráter toleítico das rochas da divisão básica é notavelmente realçado quando se examina seu registro em diagramas AFM e NKC (Fig. 2); o fracionamento ocorrido durante a evolução do magma toleítico é bem evidenciado nos diagramas Fe total - SiO₂ (não mostrado aqui) e FeO + Fe₂O₃ / FeO + Fe₂O₃ + MgO *versus* SiO₂ (Fig. 3). Segundo Kuno (1965), lavas toleíticas segregam líquidos residuais ricos em ferro, enquanto as calco-alcalinas segregam líquidos residuais ricos em sílica e pobres em ferro. Esta diferença de comportamento durante o processo de cristalização fracionada foi investigada por Osborn (1979) no sistema SiO₂ - MgO - FeO - Fe₂O₃, sob condições controladas de pressão e de oxigênio. Segundo este autor, se o sistema é aberto ao oxigênio, com a pressão de oxigênio constante e elevada, o líquido residual empobrece-se em ferro e se enriquece em sílica; ao contrário, se o sistema está sob pressão de oxigênio baixa, o comportamento é oposto. Estes diferentes cursos de cristalização são graficamente mostrados na Fig. 3 e comparados com duas sequências bem investigadas, o Complexo Skaer-gaard (comportamento toleítico) e os vulcanitos Cascades (comportamento calcoalcalino). As rochas da divisão básica exibem curso de cristalização bem definido, idêntico ao do sistema estudado por Osborn, sob baixa pressão de oxigênio.

As rochas da divisão básica quando registradas nos diagramas FeO/MgO *versus* SiO₂ e FeO/MgO *versus* FeO (Fig. 4) mostram dispersão acentuada no caso do primeiro diagrama, mas a evidência no sentido de se tratar de toleitos oceânicos (abissais) parece clara, o mesmo acontecendo para o registro TiO₂ - K₂O - P₂O₅ (não mostrado aqui).

O caráter calco-alcalino (apenas sob um ponto de vista químico) das rochas das divisões intermediária e ácida é bem evidenciado nos diagramas das Figs. 2, 3 e 4. As sim, demonstra-se claramente a bimodalidade composicional entre as rochas da divisão básica quando comparadas com as das outras duas divisões. A acentuada dispersão dos pontos destas duas divisões no caso do diagrama da Fig. 3 sugere uma complicada evolução para tais rochas e possivelmente uma história geológica não ígnea.

Os valores médios e desvios padrão para as divisões intermediária e ácida são apresentados na Tabela 1. Os principais aspectos relacionados com o quimismo destas rochas vêm apresentados a seguir.

Uma boa correlação positiva com Zn é indicada para Ba (0,47), Pb (0,65), Ti (0,51) e P (0,73). Uma correlação mais fraca é indicada para K₂O (0,35). Por outro lado, os valores dos coeficientes indicam que a correlação é praticamente inexistente no caso dos seguintes componentes, tanto quando o sinal é positivo - Sr (0,11), Nb (0,22), quanto quando é negativo - MgO (-0,16), CaO (-0,19).

Os pares de componentes adicionais que indicam regular correlação negativa são Na₂O - CaO (-0,43), Na₂O - MgO (-0,39) e K₂O - MgO (-0,40). Por outro lado, os coeficientes indicam antes a inexistência de correlação para os seguintes pares: Na₂O - SiO₂ (-0,03), Na₂O - K₂O (0,16), Na₂O - FeO/MgO (0,07), K₂O - SiO₂ (0,21), SiO₂ - FeO / MgO (-0,01) e CaO - FeO / MgO (-0,03).

O conjunto de dados de correlação contraria a idéia de diferenciação magmática, ligada às rochas intermediárias.

Nossas rochas são muito ricas em V, Cr, Zn, R, Sr, Zr, Nb, Ba e Pb, quando comparadas com seqüências intermediárias da Índia (Weaver *et al*, 1978).

As relações K/Rb, Rb/Sr, Ba/Rb e Ba/Sr para a seqüência intermediária são as seguintes: 313; 0,12; 13,2 e 1,6, respectivamente. Os mesmos valores para Madras, Índia, calculados por nós com os dados individuais para cada elemento (análises segundo Weaver *et al*, *op. cit.*) são: 1245; 0,03; 61,6 e 1,7.

Para as rochas ácidas observa-se uma boa correlação positiva com Zr, indicada para Ba (0,66) e Pb (0,49); uma correlação mais fraca para K₂O (0,39) e correlação negativa medíocre para Na₂O (-0,37). Valores baixos, que significam pouca ou nenhuma correlação com Zr são obtidos para Sr (-0,22), Ti (-0,01), SiO₂ (0,18), MgO (-0,25) e CaO (-0,24).

Entre outros pares de componentes, os valores mais expressivos são os coeficientes de correlação negativos de K₂O - Na₂O (-0,53) e K₂O - MgO (-0,57). Uma fraca correlação positiva é indicada entre Na₂O e CaO (0,27) e negativa entre Na₂O e FeO/MgO (-0,26). Os demais valores indicam antes a ausência de correlação: Na₂O - SiO₂ (-0,13), Na₂O - MgO (-0,11), CaO - FeO/MgO (-0,24), K₂O - SiO₂ (-0,13) e SiO₂ - FeO/MgO (0,23).

Os resultados obtidos para as rochas ácidas não são passíveis de interpretação em termos de uma evolução magmática; por outro lado, o caráter da correlação para muitos dos pares considerados é semelhante ao que ocorre em seqüências sedimentares.

A comparação das nossas rochas com as de Madras (Weaver *et al*, *op. cit.*) mostra boa semelhança entre os elementos traço, exceto para Sr, muito elevado nas rochas por nós investigadas. No caso dos elementos maiores, observa-se maior riqueza em CaO e Na₂O em nossas rochas. As relações K/Rb, Rb/Sr, Ba/Rb e Ba/Sr são: 226; 0,32; 8,50 e 2,8, enquanto para Madras, Índia (cálculo baseado nos valores individuais para os elementos, segundo Weaver *et al*, *op. cit.*) tem-se: 339; 0,60; 8,79 e 5,29.

As relações K/Rb para as rochas ora investigadas encontram-se registradas na Fig. 5 e os valores médios (divisão básica = 212; divisão intermediária = 312 e divisão ácida = 226) são próximos da média para rochas normais da crosta superior (230 segundo Shaw, 1968). Ainda segundo este autor, a relação K/Rb cresce com o decréscimo do potássio; os conteúdos em potássio de nossas rochas são, nas três divisões: 0,63%, 2,14% e 2,61%, respectivamente, não confirmando o caráter da variação apontada por Shaw e que segundo Weaver *et al*, 1978 é mais acentuado em terrenos granulíticos. Por outro lado parece não haver qualquer controle discernível para as relações obtidas.

PETROLOGIA

O exame das relações petroquímicas nas rochas investigadas demonstra que apenas as rochas da divisão básica exibem regularidades atribuíveis a uma evolução ígnea típica, de caráter toleítico. Estas regularidades são notavelmente visualizadas nos diagramas AFM e KNC (Fig. 2) e FeO + Fe₂O₃ / FeO + Fe₂O₃ + MgO *versus* SiO₂ (Fig. 3). A natureza ígnea das rochas das divisões intermediária e ácida não pode ser sustentada a partir do exame das Figs. 2 e 3, pois que há grande dispersão dos pontos nos diagramas mencionados; dados de campo e petrográficos também indicam o mesmo. Por outro lado, os dados relacionados à correlação entre pares de elementos demonstram uma origem predominantemente sedimentar para as rochas ácidas, enquanto aquelas da divisão intermediária exibem apenas algumas características ígneas.

Na introdução deste trabalho, definiu-se o tipo de divisão petrográfica-química adotada na discussão dos resultados obtidos. Uma discussão de caráter geral, relacionada à petrologia das rochas investigadas é oferecida a seguir.

Na divisão ácida, menciona-se a presença de charnockito e granulito quartzo-feldspático. Em sentido estrito, charnockito é um granito a hiperstênio, por definição uma rocha ácida, com mais de 64% SiO₂ e rica em potássio. Caracteriza-se pela presença de feldspato acaramelado ou verde cana. O feldspato alcalino é peritítico e o plagioclásio, antiperitítico. A *suite* charnockítica de Madras, Índia, definida por Holland (*apud* Pichamutu, 1967) é um conjunto que compreende o charnockito *s.s.* e rochas intimamente associadas a este, com termos ácidos, intermediários e básicos. O representante por excelência da divisão intermediária é denominado enderbita (feldspato potássio subordinado). Dentre os tipos básicos destacam-se dioritos, gabros e piroxenitos. A unidade genética da série charnockítica de Holland é contestada por autores modernos

(por exemplo, Pichamutu, 1967, Weaver *et al*, 1978; Iyer & Kutty, 1978), que admitem origem ígnea para os representantes básicos da sequência e metamórfica para as rochas intermediárias e ácidas. Iyer & Kutty, *op. cit.*, escrevem que os "charnockitos representam assim uma série híbrida, cuja maior parte é uma rocha quartzo-feldspática metaígnea de composição tonalito-granodiorítica, composicionalmente modificada através de contaminação com supracrustais associadas durante o metamorfismo de grau granulítico e acompanhado de desidratação progressiva".

Na região por nós investigada não há maciços homogêneos de charnockito. O charnockito e o enderbito ocorrem em bandas, diques e vênulas irregulares intercaladas em rocha máfica piroxênio-diorítica e gabróide. Ao conjunto rochoso aplicou-se o nome Unidade Comendador Venâncio, do Complexo Juiz de Fora.

Os granulitos das divisões intermediária e básica derivam da evolução de rochas quimicamente similares às da Unidade Comendador Venâncio. Contudo, o mesmo não pode ser verificado para os granulitos ácidos, intimamente intercalados com quartzitos.

Aos granulitos deu-se o nome Unidade Itaperuna. Eles são notavelmente semelhantes aos granulitos da Saxônia, nos quais é baseada a definição de Scheumann (1961). Trata-se de metamorfitos granulares finos, essencialmente isentos de mica, com trama de configuração blastomilonítica, que se partem em placas, com paragéneses de alta pressão e alta temperatura e textura poligonizada. Os granulitos "verdadeiros" de Scheumann são granulitos claros, quartzo-feldspáticos, com quartzo caracteristicamente achatado (discóide).

Os granulitos da nossa divisão intermediária são rochas mistas, ocorrendo como lâminas, bandas e lentes ou ainda como bengalas preservadas, de cor escura, no interior de rochas claras (granulitos verdadeiros). Assim, tem-se mistura de granulitos escuros e claros. Ambos contêm paragéneses de altas temperatura e pressão e são portadores de ortopiroxênio; a expressão "piroxênio granulito" tem sido impropriamente restringida a granulitos escuros. Granulitos claros são também portadores de piroxênio.

Os granulitos da divisão ácida são raramente contêm porções escuras. Trata-se de granulitos quartzo-feldspáticos por excelência e contêm algum piroxênio; granada cor de rosa é característica nestas rochas. Sillimanita é encontrada, assim como a guma grafita.

Na aplicação da definição, há que se levar em conta que em todos os granulitos ocorrem elementos mineralógicos e texturais proterogenéticos e histerogenéticos, segundo Watznauer (1974). Entre os primeiros, na área em estudo, observa-se a presença constante de porfiroclastos de feldspato nos granulitos claros e de piroblastos nos escuros. Entre os segundos, a ocorrência de biotita e outros minerais diaforéticos. Se estes elementos se tornarem predominantes na constituição textural ou mineralógica da rocha é preferível designá-la como um blastomilonito ou milonito gnaisse granulítico, ainda aqui acompanhando a recomendação de Watznauer.

Em todos os afloramentos de granulito observados na região investigada por nós há porfiroclastos em relação à matriz afanítica. Os de feldspato, geralmente escassos, podem atingir talhes de vários centímetros nos granulitos claros. Os de piroblasto são menores, mas podem ser bem abundantes nos granulitos escuros.

As principais evidências de metamorfismo regressivo são a substituição de piroxênio por hornblenda e a de ambos por biotita. A primeira pode se tornar o mineral máfico predominante, mas o termo granulito é ainda aplicável, uma vez que as facies granulítica pode ser estendida a uma região termodinâmica designada como "subfacies do granulito a hornblenda". A riqueza em biotita é acompanhada por modificação textural, em que sua orientação se torna o elemento característico da foliação. Neste caso, a rocha deixa de ser um granulito, conforme assinala Scheumann (*op. cit.*).

Na região de estudo aqui contemplada, as rochas ácidas e intermediárias da sequência charnockítica, isto é, charnockitos propriamente ditos e enderbitos, estão intimamente associadas, em cada afloramento, com os membros mais básicos da sequência, principalmente piroxênio-dioritos e gabros noríticos. O estilo estrutural da associação tem perfeito paralelismo com as estruturas dos migmatitos da facies anfibolítica. Por outro lado, há charnockitos (*sensu lato*) extremamente foliados, e transições entre charnockitos e granada-biotita gnaisses. Estes fatos apresentam muitos pontos de semelhança com os que foram descritos por Cooray (1961) para os charnockitos do Ceilão. Por isso, é oportuno citar as conclusões do referido autor. As paragéneses citadas para as rochas da sequência charnockítica são:

- a) quartzo + ortoclásio + plagioclásio + biotita + hornblenda + almandina
- b) plagioclásio + hiperstênio + almandina + hornblenda
- c) plagioclásio + hiperstênio + diopsídio + hornblenda.

Uma peculiaridade do Ceilão é a presença ubíqua da granada nas rochas charnockíticas, ao contrário da região típica de Madras, Índia, onde este mineral não é observado.

Em trabalho posterior, Cooray (1962) acentua que a faixa que contém os charnockitos é predominantemente constituída por camadas metassedimentares (e metaígneas), havendo camadas de quartzito e de mármore que podem ser seguidas por dezenas de quilômetros. As intercalações charnockíticas ocorrem em massas de menos de 1 m até 100 metros de espessura. O referido autor atribuiu aos charnockitos ácidos e intermediários, como gênese mais óbvia, a derivação por migmatização de charnockitos máficos (correspondentes aos nossos piroxênio-dioritos e gabros). Ainda segundo o mesmo Cooray, há no Ceilão dois episódios principais de metamorfismo arqueano. Os efeitos do primeiro, resultando na facies granulítica, são preservados quase intactos na *Série Highland*. Nas zonas adjacentes, entretanto, o segundo episódio produziu migmatização, granitização e intrusão plutônica, e os componentes metamórficos desta zona têm paragêneses da facies anfibolítica.

Na passagem de uma faixa para a outra, os membros da *Série Highland* passam gradualmente a biotita gnaisses de estrutura sublenticular (*streaky biotite gneisses*).

Turner (1968) menciona também uma combinação pessoal de D. Hapuarachchi, descrevendo uma faixa metamórfica a SW da faixa principal da *Série Highland*, na qual a hornblenda e a biotita são muito mais proeminentes nas paragêneses básicas e quartzo-feldspáticas, em consequência da superposição do segundo metamorfismo nas rochas granulíticas e charnockíticas da primeira fase, resultando em hidratação e passagem progressiva à facies anfibolítica.

Searle (1970) menciona também as transições entre charnockitos e gnaisses, mas nega a existência de metamorfismo regressivo. Segundo ele, massas de charnockito extremamente foliado, de cor verde acinzentada e brilho graxo, com muita biotita e granada (sinteticamente designado biotita gnaisse charnockítico) ocorrem como nechas, lençóis e bandas em granada-biotita gnaisse, sillimanita-biotita gnaisse e cordierita-biotita gnaisse, e vice-versa. Os biotita gnaisses charnockíticos passam a granada-biotita gnaisses por aumento no teor de biotita, por foliação mais acentuada e por perda da tonalidade esverdeada, o que, segundo ele, são efeitos da zona de contato ígneo (considerando-se os charnockitos como rochas magmáticas) e não de metamorfismo regressivo, como outros autores supõem.

Nossas observações nos estados de Minas e Rio estão muito mais próximas das conclusões de Cooray que das de Searle, quer no que se refere à gênese metassomática dos charnockitos, quer no que diz respeito a sua transformação em gnaisses por metamorfismo regressivo. Apenas, no nosso caso, a série charnockitizada era essencialmente constituída por rochas ígneas máficas (dioritos, gabros), com pequena proporção de componentes sedimentares, indicados sobretudo pela presença de grafita, nas faixas onde os charnockitos estão preservados.

Entretanto, nas áreas granulíticas, as mesmas rochas ígneas máficas acham-se intercaladas em camadas espessas de metassedimentos. Há evidência de que a granulitização é posterior à charnockitização com passagens graduais de charnockitos foliados a granulitos.

Em outros termos, os episódios de metassomatismo, cataclase e metamorfismo sucedem na ordem: charnockitização - granulitização - metamorfismo regressivo.

A facies do granulito definida por Eskola (1939) é baseada em paragêneses ideais de fases que podem se formar por desidratação das micas e anfibólios e pela culminação do metamorfismo em zonas profundas, principalmente no Complexo Cristalino arqueano dos escudos. Segundo Turner (1968) o correspondente diagrama ACF de Eskola representa uma combinação ideal de fases, raramente ou nunca encontrada na natureza. Por outro lado, isto não invalida o conceito de facies granulítica nem exige a modificação das paragêneses típicas estabelecidas por Eskola, desde que se obedeça ao critério petrográfico de excluir os minerais proterogenéticos e heterogenéticos, caracterizados por texturas que envolvem substituição, ao considerar uma determinada paragênese. Só assim poderá haver uma relação entre o conceito geológico de facies e a sua racionalização, em termos de condições termodinâmicas de equilíbrio. A história geológica da maioria dos metamorfitos é tão longa e complicada que só raramente todos os seus minerais podem representar um estado de equilíbrio.

Ramberg (1952) definiu o conceito de facies como paragêneses de equilíbrio e admitiu que a hornblenda e a biotita rica em titânio são minerais estáveis nas facies granulítica, e Turner (1948) postulou a existência de uma subfacies do hornblenda gra

nulito dentro da facies do granulito. Nesta subfacies, segundo Turner e Verhoogen (1960), a hornblenda e/ou biotita são persistentemente associadas às paragêneses granulíticas típicas, sem evidência textural de desequilíbrio entre as fases associadas.

Mais tarde o conceito de subfacies foi repudiado por Fyfe e Turner (1966), ao passo que Turner (1968) descreve uma transição da facies anfíbolítica para a granulítica, que aparentemente seria a sua antiga subfacies do hornblenda granulito.

Como quer que seja, tanto o anfibólito quanto a biotita, quando presentes nos granulitos por nós investigados, substituem um piroxênio, razão pela qual podemos considerá-lo como granulitos verdadeiros, ou da antiga subfacies do granulito piroxênio de Turner.

O condicionamento tectônico postulado por Scheumann (*op. cit.*) para a gênese dos granulitos é claramente evidenciado na região entre Minas e Rio. Estas rochas foram formadas a grande profundidade, sob considerável temperatura e pressão, em uma fase de compressão da crosta geradora de tensões tangenciais que produziram a redução mecânica de grão e determinaram forte orientação planar do quartzo recristalizado, ao mesmo tempo que o bandeamento preexistente nas rochas sofreu transposição nos novos planos de foliação.

Uma fase orogênica posterior, responsável pelo deslocamento do embasamento granulítico em prismas que atravessaram a sua cobertura, é responsável por consideráveis efeitos cataclásticos e diaforéticos encontrados nestas rochas. A substituição do piroxênio por hornblenda e de ambos por biotita pode ter sido iniciada antes, mas sem dúvida foi acelerada nessa época. Muitos granulitos são granatíferos. Não foi feito estudo especial da granada, que pode corresponder, em parte, à facies granulítica propriamente dita. Não há dúvida, entretanto, de que alguma granada é também diaforética, como acontece em relação aos charnockitos das áreas vizinhas.

CONCLUSÕES

1. O estudo petroquímico revela um caráter bimodal para as rochas charnockíticas e granulíticas investigadas. Um componente é basáltico em composição, o outro é quartzodiorítico ou granítico. O componente basáltico é toleítico e se assemelha a toleito abissal. A porção quartzodiorítica apresenta alguns aspectos geoquímicos semelhantes ao de rochas ígneas. Contudo, seu modo de ocorrência à moda de "neosoma" de migmatitos em relação ao "paleosoma" representado pelo componente basáltico sugere uma origem metassomática para o mesmo. O componente granítico é maioritariamente representado por material de trama granulítica e incorpora abundantes intercalações de quartzo.

2. Em termos da relação K/Rb, as rochas examinadas não confirmam a hipótese de um crescimento da citada relação com o decréscimo do conteúdo em potássio, observada em outros terrenos de facies granulítica.

3. A presença de camadas metassedimentares (de quartzo, mármore e rocha calciossilicatada) nas rochas charnockíticas-granulíticas (ácidas) sugere uma derivação destas a partir de um embasamento sedimentar.

4. Visando estimativas da composição de terrenos charnockítico-granulíticos é necessário uma separação em termos de classes químicas, devido às acentuadas diferenças encontradas em termos composicionais entre rochas das divisões básica, intermediária e ácida. Assim, uma mistura em partes iguais de rocha básica e ácida fornece uma posição intermediária; contudo, geneticamente, isto não tem qualquer significado.

BIBLIOGRAFIA

- Cooray, P.G. (1961). Geology of the country around Rangala. Dept. Mineral., Geol. Surv. Ceylon, Memb. 2.
- _____. (1962). Charnockites and their associated gneisses in the Pre-Cambrian of Ceylon. Geol. Soc. London, Quart. J., 118, 239-273.
- Ebert, H. (1955). Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. In Relatório Anual do Diretor, DNPM-DGM, 62-81.
- Eskola, P. (1939). Die Metamorphen Gesteine. In Die Entstehung der Gesteine (T. F.W. Barth, C.W. Correns, P. Eskola). Berlin, Springer Verlag.
- Fyfe, W.S. & Turner, F.J. (1966). Reappraisal of the metamorphic facies concept. Const. Mineral. Petrol., 12.

- Guimarães, D. (1956). Os charnockitos do Espírito Santo. *Inst. Tecn. Indust.*, 28.
- (1961). A origem dos charnockitos. *Soc. Bras. Geol.*, 10(2), 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.
- Iyer, G.V.A. & Kitty, T.R.N. (1979). Geochemical comparison of Archaean granulites in India with Proterozoic granulites in Canada. *In Archaean Geochemistry* (B.F. Windley and S.M. Naqvi, ed.), 269-288.
- Kuno, H. (1965). Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. *J. Petrol.* 6, 302-321.
- 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.
- Oliveira, M.A.F. (1982). Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul granulitic belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 12 (1-3), 369-374.
- Osborn, E.F. (1979). The reaction principle. *In The Evolution of the Igneous Rocks* (H.S. Yoder, ed.), 131-169, Princeton University Press, Princeton, N. Jersey.
- Pichamutu, C.S. (1967). The Precambrian of India. *In The Precambrian*, Vol. 3, New York, Interscience Publishers.
- Ramberg, H. (1952). The origin of metamorphic and metasomatic rocks. *Un. Chic. Press, Chicago.*
- 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.
- Searle, D.L. (1970). The metamorphic history of Ceylon and the origin of the charnockites. *Ser. XXII, Int. Geol. Congr., Cabutta.*
- Scheumann, K.H. (1961). "Granulit", eine petrographische Definition. *Neus Jahrb. Mineral., Monatsh.*, 75-80.
- Shaw, D.M. (1968). A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32, 573-601.
- Sighnolfi, G.P. (1971). Investigation into the deep levels of the continental crust: petrology and geochemistry of the granulite facies terrains of Bahia (Brazil). *Atti. Soc. Tasc. Sc. Nat. Mem.*, 77, 327-341.
- Turner, F.J. e Verhoogen, J. (1960). *Igneous and Metamorphic Petrolog.* McGraw Hill, N. York.
- Turner, F.J. (1968). *Metamorphic Petrology.* MacGraw Hill, New York.
- Watznauer, A. (1974). Granulit und Granulitfazies. *In Geologie des Domaines Cristallins, Soc. Geol. Belgique, Liège*, 257-265.
- Weaver, B.L., Tarney, J., Windley, B.F., Sugavanam, E.B. and Rao, V.V. (1979). Madras granulites: geochemistry and P-T conditions of crystallisation. *In Archaean Geochemistry* (B.F. Windley and S.M. Naqvi, ed.), 177-204.
- Wilson, A.F. (1979). Comparison of some of the geochemical features and tectonic setting of Archaean and Proterozoic granulites, with particular reference to Australia. *In Archaean Geochemistry* (B.F. Windley and S.M. Naqvi, ed.), 241-267.
- Yoder, H.S. (1973). Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Am. Mineral.* 58, 153-171.

Tabela 1. Composição química média de rochas da facies granulítica do cinturão Paraíba do Sul. Os valores entre parentesis são desvios padrão. A letra N refere-se ao número de determinações usadas no cálculo das médias.

	Divisão básica		Div. intermediária		Divisão ácida	
		N		N		N
SiO ₂	49,76 (1,89)	25	59,03 (3,52)	27	69,11 (2,87)	20
TiO ₂	1,91 (1,09)	25	0,97 (0,46)	27	0,47 (0,25)	20
Al ₂ O ₃	15,05 (2,64)	25	16,24 (2,25)	27	14,69 (1,31)	20
Fe ₂ O ₃	3,35 (2,01)	25	2,44 (1,24)	27	1,39 (0,89)	20
FeO	9,04 (3,16)	25	4,99 (2,38)	27	2,10 (1,42)	20
MnO	0,20 (0,04)	25	0,15 (0,07)	27	0,05 (0,03)	20
MgO	5,95 (2,34)	25	3,03 (1,28)	27	1,35 (0,93)	20
CaO	9,96 (1,89)	25	5,86 (1,89)	27	2,76 (1,33)	20
Na ₂ O	2,86 (1,50)	25	3,56 (1,55)	27	4,11 (1,78)	20
K ₂ O	0,76 (0,63)	25	2,58 (1,95)	27	3,14 (1,76)	20
H ₂ O ⁺	0,47 (0,56)	25	0,38 (0,26)	27	0,57 (0,70)	20
P ₂ O ₅	0,28 (0,28)	24	0,29 (0,18)	27	0,13 (0,10)	19
CO ₂	0,12 (0,12)	23	0,25 (0,22)	19	0,08 (0,06)	14
S	0,09 (0,08)	23	0,06 (0,08)	21	0,02 (0,01)	13
F	0,26 (0,27)	24	0,10 (0,14)	25	0,20 (0,27)	20
Total	100,06		99,93		100,17	
Sc	38 (19)	23	22 (9)	19	7 (3)	11
V	316 (216)	23	150 (55)	19	57 (22)	14
Cr	195 (285)	23	88 (67)	19	19 (15,5)	10
Co	48 (18)	23	23 (14)	19	13 (15,5)	6
Ni	103 (53,5)	23	33 (17)	19	22 (24)	13
Cu	90,5 (108)	22	34 (20,5)	17	15 (10)	13
Zn	225 (519)	23	107 (36)	19	47 (64)	13
Ga	28 (7)	23	24 (8)	19	20 (6)	14
Rb	30 (26)	21	68,5(44)	18	115 (66)	14
Sr	323 (206)	19	567 (226)	19	355 (196)	13
Zr	176 (122)	23	240 (181)	19	209 (206)	14
Nb	47 (24)	10	29 (11)	7	19 (1)	2
Mo	15 (8)	10	12 (7,5)	4	-	-
Sn	41 (84)	10	12 (7)	10	10 (3)	4
Ba	341 (423)	23	907 (721)	19	981 (593)	14
Pb	32 (14)	20	37 (14)	13	21 (7)	13

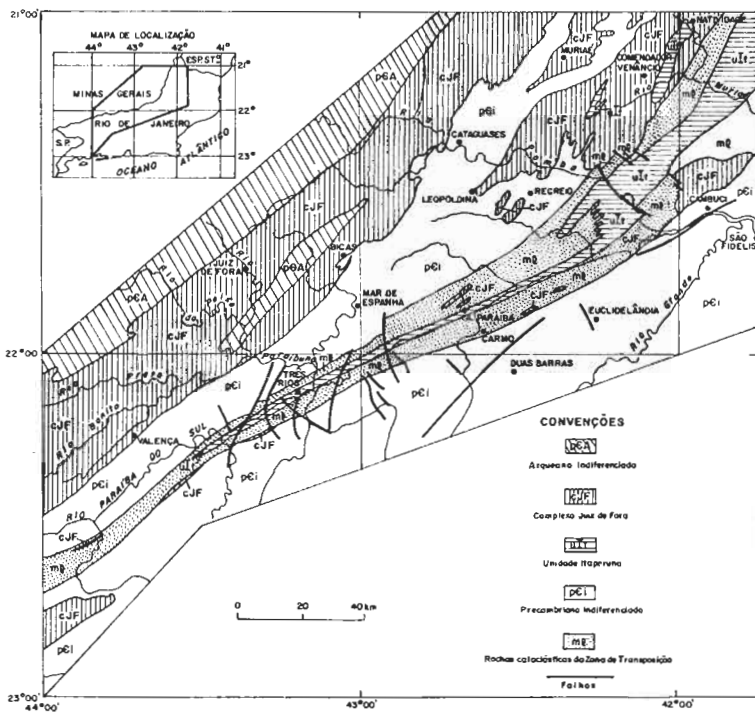


Fig. 1 - Esboço geológico da faixa limítrofe entre Minas e Rio

ESTUDO BASEADO NOS ELEMENTOS TRAÇOS DAS ROCHAS
METABÁSICAS DIFERENCIADO DA REGIÃO DE MACHADO-MG

Asit Choudhuri
Sebastião Gomes de Carvalho

Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais - UNESP - Rio Claro, SP

ABSTRACT.

Large metabasic intrusive bodies occur in the Precambrian gneiss-migmatite basement around Poço Fundo - Campestre - Machado Triangle, south Minas Gerais. Separate occurrences consisting in each case of pyroxenite, metagabbro and amphibolite seem to be related to each other as is evident from their mineralogy, texture and trends of trace element concentration when plotted against their mg number ($Mg/MgO + FeO$ mol). Furthermore, their trace elements indicate that these rocks belong to a differentiated sequence resulting from separation of pyroxenes in situ. In spite of their high large ion lithophile element contents comparable to calc-alkaline rocks, the metabasic rocks appear to be similar to present-day mid-ocean ridge basalts when these are plotted in relevant variation diagrams. The tectonic implication of the observations is, however, not yet clear.

INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é apresentar uma caracterização preliminar e simplista dos teores de elementos traços, em alguns corpos de rochas metabásicas presentes nos arredores de Machado, Campestre e Poço Fundo, estado de Minas Gerais.

O estudo desses elementos menores, principalmente Sr, Ba, Cr, Ni, V, Ti, Zr, Co, Y, Cu, etc, tratados com o auxílio de gráficos de diferenciação de magmas basálticos, utilizando o parâmetro de diferenciação mg ($MgO/FeO + MgO$ mol), bem como as relações entre alguns dos elementos citados, apontam para uma derivação comum a partir de um mesmo magma original, apesar de estarem geograficamente separados.

Com o advento dos diagramas discriminantes de diferentes suites de rochas surgiu também uma nova ferramenta geotectônica, quer seja pela transformação dos ambientes fisiográficos contidos nos diagramas discriminantes em ambientes geotectônicos, quer seja dando equivalência de status geoquímicos entre rochas vulcânicas geralmente mais sozôica-recente e seus supostos equivalentes metamórficos mais antigos (Pearce e Cann, 1973; Pearce e Norry, 1979; Pearce et al.). Neste sentido o presente estudo constitui uma tentativa de melhor definir os corpos metabásicos em termos de suas feições químicas e possíveis afinidades com basaltos de ambientes conhecidos.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Na área destas ocorrências podem ser visualizados regionalmente os Complexos Varginha - Guaxupé, Campos Gerais, Silvianópolis e Machado, todos de idade Arqueana. Os grupos Amparo e Andrelândia considerado como de idade pré-cambriano inferior e os Grupos São João Del Rey e Pinhal de idade pré-cambriano superior. (Wernick e Artur, 1983).

A Fig. 1, mostra a distribuição geográfica e cronológica destas unidades.

Estas diferentes unidades, tem sido pois consideradas em realidade por Fiori et.al. 1978, 1980. Wernick et al 1978, 1978a, 1981, 1983, como sendo o Complexo Barbacena em vários estágios de uma evolução policíclica.

Assim o Complexo Varginha - Guaxupé representaria um nível metamórfico mais profundo, predominantemente no facies granulito, originado a partir de polimetamorfismo, redobramento e transposição, presumivelmente no ciclo transamazônico, de terrenos predominantemente granulíticos pertencentes ao Complexo Barbacena.

O Grupo Amparo representaria rochas de idade arqueana (Barbacena e Varginha Guaxupé), predominantemente no facies do Anfibolito, submetidos a polimetamorfismo, redobramento e transposição intensa, presumivelmente no ciclo Transamazônico.

O Complexo Machado corresponde a rochas do Complexo Varginha Guaxupé e Amparo, predominantemente no facies granulito, nos quais a foliação de transposição Transamazônica, acha-se redobrada isoclinalmente, segundo eixos de Dobra NW-SE.

O Complexo Campos Gerais corresponde pois a rochas do Complexo Barbacena, Machado e do Grupo Amparo, cataclados com maior ou menor intensidade nos domínios da Zona Ruptil Cássia - Barbacena.

O Complexo Silvianópolis é equivalente na sua maior parte ao Grupo Amparo e representando zonas de transposição menos intensa.

O Grupo Pinhal corresponde a todas as unidades anteriores com excessão do Complexo Campos Gerais, que sofreram recristalização, Anatexia e intrusões graníticas no pré cambriano superior.

O Grupo Andrelândia corresponde a metassedimentos, - tentativamente equivalente ao Grupo Itapira de Ebert (1967) correspondendo a seqüências supra crustais de idade proterozóica, ainda não entendido do perfeitamente.

Os corpos de rochas metabásicas ora estudados, ocorrem neste contexto geológico, se hospedando em núcleos poupados do Grupo Amparo no interior do Grupo Pinhal, em litologia do Complexo Silvianópolis e do próprio Grupo Amparo.

GEQUÍMICA DOS CORPOS

Baseando-se em trabalhos de campo, investigações petrográficas e petrológicas, Choudhuri e Szabó (1982), sugeriram que os vários corpos de rochas metabásicas que ocorrem na região de Machado, MG (Figura 1), embora geograficamente dispersos poderiam ser resultantes da fragmentação de um único corpo, ou ainda vários corpos intrusivos e diferenciados mas de dimensões bem maiores do que as que apresentam atualmente. Apesar do alto grau de metamorfismo a que foram submetidos, - pode-se reconhecer ainda a variação mineralógica devido a diferenciação, e a presença de texturas cumuláticas, constituídas por piroxênios e hornblendas, sendo necessário ressaltar que estas semelhanças texturais e mineralógicas são comuns a todos os corpos. Estes autores sugeriram - ainda que esses corpos foram implantados num embasamento migmatítico - muito antigo possivelmente durante o arqueano ou pelo menos no proterozóico inferior, tendo sido portanto expostos juntamente com as suas encaixantes aos vários ciclos de deformação e metamorfismo que atuaram na área, tornando-os concordantes com a estruturação regional atual. Em adição a estas idéias serão apresentados a seguir algumas feições químicas, bem como as interrelações entre os elementos menores presentes nestes corpos de metabasitos, que confirmam em parte as hipóteses previamente proposta por Choudhuri e Szabó op.cit.

Para estudar as relações entre os diferentes elementos menores e com isto os possíveis processos de diferenciação a que foram submetidos, escolheu-se o parâmetro $MgO/FeO + MgO$ mol, para representar o índice mg, cuja variação fornece as bases para se testar nos

sas hipóteses. Da análise dos diagramas pode-se observar que as concentrações dos elementos litológicos de íons maiores (LILE = large ion lithophile elements) ou seja Ba, Sr e Zr aumentam nitidamente com o decrescimento de Mg, enquanto que Y, Sc e Nb aumentam ligeiramente, e Pb e La ficam relativamente invariáveis. Já os elementos de transição Ni e Cr exibem uma clara e forte diminuição na sua concentração em função do $Mg/(Fe + Mn)$ (fig. 2 a e b). Para o Cu e Co pode-se observar tendências semelhantes, embora ocorra uma leve dispersão dos valores (fig. 3 a e b). Essas várias tendências quando observadas como um todo, revelam nitidamente e feitos de diferenciação magmática in situ durante a formação destas rochas, anteriores ao metamorfismo e fases de deformação que nelas atuaram posteriormente.

Ao examinar as concentrações dos vários elementos analisados, fica evidente que são relativamente elevadas quando comparadas com rochas toleíticas do Arqueano ou Proterozóico, e nesse aspecto assemelham-se mais com as rochas calco-alcalinas (Jakes & White, 1970). No entanto, as razões de certos elementos como Yi , Y e Zr divergem dos padrões calco-alcalinos.

Os elementos Ti, Zr e Y considerados como não afetados durante os processos de metamorfismo, subsequentes a formação de rochas básicas e tem sido portanto utilizados frequentemente segundo o modelo de Pearce e Cann (1973), para caracterização dos ambientes de formação das rochas. No presente caso, apesar da sua origem por diferenciação e da sua natureza provavelmente cumulática, as rochas que formam estes corpos, exibem algumas feições notáveis concernentes a estes elementos (Ti, Zr e Y).

As relações entre Ti e Zr por um lado e Zr e Y por outro, conforme ilustrado nas figuras (4a e b) apontam também para uma origem destas rochas ligadas a processos de diferenciação. As análises lançadas nessas figuras seguem as linhas de fracionamento de piroxênios demonstradas por SILLS et al (1982) para corpos básicos diferenciados. Existem, porém, diferenças no presente caso com as rochas citadas quanto aos teores mais elevados desses elementos que podem ser herdados do magma original mais evoluído e mais rico em ferro. Na fig. 4b as razões elevadas de Y/Zr possivelmente são devido a separação de ortopiroxênio e clinopiroxênio no processo de diferenciação, uma vez que são minerais que fracionam Y com preferência.

No tratamento geoquímico de rochas vulcânicas Pearce e Norry (1979) mostraram a existência de diferenças que caracterizam basaltos de ambientes de arcos insulares, cadeias meso-oceânicas e continentais baseado nas razões de Zr/Y e a concentração de Zr. Embora essas relações são aplicáveis estritamente às rochas que representam composições líquidas, tentou-se no presente caso aplicá-las também como uma tentativa a mais de se estabelecer a afinidade do magma. Para tanto considerou-se que todas as rochas faziam parte de um conjunto líquido que se diferenciou in situ, como foi registrado anteriormente. A Fig. 5a ilustra os campos de concentração para rochas básicas segundo os autores acima citados, e as análises das rochas metabásicas ora estudadas. Observa-se que essas rochas tendem ocupar o campo de básicos das cadeias meso-oceânicas (MORB = mid-ocean ridge basalt).

A mesma tendência revelada na figura (5a) aparece também na relação de Ti - V na Fig. 5b. Segundo Shervais (1982) a distribuição de Ti e V e as razões Ti/V nos minerais e magmas coexistentes são sujeitas a fugacidade de oxigênio prevalente no magma. Assim, os magmas calco-alcalinos possuindo fugacidade relativamente maior apresentam baixos valores de coeficiente de distribuição do vanádio e em consequência baixa razão de Ti/V, enquanto que nos toleitos meso-oceânicos (MORB) ocorre o inverso, resultando razões Ti/V mais elevadas. Neste caso as análises de rochas metabásicas se espalham no Campo do MORB delimitado por Shervais (op. cit.) mostrando a possível afinidade do magma dessas rochas.

IMPLICAÇÕES GERAIS

Através da análise geoquímica de uma série de elementos traços foi possível demonstrar a natureza diferenciada das rochas metabásicas da região. Assim supõe-se que a colocação do magma basáltico na forma de corpo ou corpos intrusivos no embasamento migmatítico gnaissico que corresponde ao Grupo Barbacena em diferentes estagios de uma evolução policíclica foi seguido pela diferenciação do magma in situ. Neste processo a separação de piroxênios contribuiu para a formação dos diferentes tipos de rochas que compreendem os corpos metabásicos. As deformações redobramento e metamorfismo que agiram sobre o embasamento, afetaram também esses corpos conferindo-lhes a sua presente forma, bem como o seu espalhamento geográfico.

Ao comparar os teores de elementos traço em diversos diagramas que discriminam rochas basálticas nos ambientes modernos, tais como basaltos de arcos insulares, cadeias meso-oceânicas e continentais, aparece que o magma responsável pela geração das rochas em estudo possuiu afinidades com os de basaltos das cadeias meso-oceânicas apesar de seus teores relativamente elevados para determinados elementos. Como a nível do conhecimento atual não se trata desse ambiente tectônico, a maneira de ocorrência desses corpos sugere que a referida afinidade pode resultar de derivação do magma na sua fonte localizada à semelhança do que hoje ocorre para basaltos oceânicos. Segundo o modelo de O'HARA (1968) tais magmas são formado em grandes profundidades do manto superior e durante sua subida para níveis mais rasos, fraccionam olivina para finalmente formar os basaltos. O embasamento arqueano permitiria a expressão ou intrusão do magma dependendo da estabilidade da crosta na época.

Na hipótese proposta por Jordan (1973) a litosfera - sob as áreas crônicas pode ter hoje espessuras em torno de 300 Km ou mais para explicar as observações sísmicas. Se subscrevemos essa noção podemos sugerir que na região do presente estudo a litosfera não tinha atingido as espessuras finais no Proterozoico inferior. Essa suposição se faz não só pela natureza dos corpos metabásicos mas também por causa de remigmatização do embasamento durante a orogenia, Transamazônica para a qual o calor necessário deve ter se originado possivelmente no "convective overturn" do manto (Jordan op.cit.). As implicações tectônicas dessa especulação ainda estão abertas.

BIBLIOGRAFIA

- CHOU DHURI, A. & SZABÓ, G. J. A. - 1982 - Metamorphosed and differentiated basic intrusives in the Poço Fundo area, south Minas Gerais An. XXXII Congr. Brasil. Geol., Salvador, vol. 2, 426-439.
- EBERT, H. - 1967 - A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. Resumo das comunicações e Roteiro de excursão. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, 1967. Bol. Paran. Curitiba Geociências (26): 42-45.
- FIORI, A. P., BITTENCOURT, J. S. e WERNICK, E. - 1978 - Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.1, p. 309-320.
- FIORI, A. P., BITTENCOURT, J. S., CHOU DHURI, A., SOARES, P. C. e WERNICK, E. - 1980 - Evolução geológica da parte SW do Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Anais.. v. 5. Camboriú p. 2893-2905.
- JAKES, P. & WHITE, A. J. R. - 1970 - Major and trace elements in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull. 83, 29-40.
- JORDAN, T.H. - 1975 - Lateral heterogeneity and mantle dynamics. Nature 257, 745-750.
- O'HARA, M. J. - 1968 - The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth Sci. Rev. 4, 69-133.
- PEARCE, T. H., BIRKETT & GORMAN, B. E. - 1977 - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 36, 121-132.
- SILLS, J. D., SAVAGE, D., WATSON, J. V. & WINDLEY, B. F. - 1982 - Layered ultramafic-gabbro bodies in the Lewisian of northwest Scotland: geochemistry and petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett. 58, 345-360.
- SHERVAIS, J. W. - 1982 - Ti - V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett. 59, 101-118.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1978a - Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do sul do Brasil. R. Bras. Geoc., São Paulo, 8(2): 113-133, jun.
- WERNICK, E., HASSUI, Y. e NEVES, B. B. B. - 1978 - As regiões de dobramentos sudeste e nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.6, p. 2493-2507.
- WERNICK, E., ARTUR, A. C. e FIORI, A. P. - 1981 - Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... - São Paulo, SBG, v.1, p. 328-341.
- WERNICK, E. e ARTUR, A. C. - 1983 - Evolução Policíclica de Terrenos Arqueanos no Leste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais. 19 Simp. Reg. Geol. - Núcleo de Minas Gerais. (No prelo).

TABELA 1 - Elementos principais selecionados (%) e elementos traços (ppm) das rochas metabásicas.

Elemento	Amostra Nº	015-0801-3 AC-15-IV-81	015-0802-3 AC-059	015-0804-3 AC-89c	015-0805-3 AC-56	015-0806-3 AC-78	015-0807-3 AC-14
Fe		10	6.6	10	6.3	10	4.6
Ca		7.5	4.1	5.4	5.9	8.0	7.5
Mg		8.0	2.3	2.7	8.8	9.3	4.5
Ti		1.3	1.2	2.2	0.58	1.2	0.30
Mn		1100	100	1600	1300	1100	760
B		11	14	21	11	18	10
Ba		700	900	110	270	1400	130
Co		65	40	70	73	66	36
Cr		380	140	17	350	550	63
Cu		70	4	160	98	140	28
Ga		23	21	26	15	21	17
La		20	180	20	20	860	20
Mo		7	26	9	8	9	5
Nb		22	42	25	25	25	15
Ni		120	79	44	200	140	100
Pb		13	28	20	18	10	35
Sc		54	28	37	34	110	15
Sr		520	400	230	220	220	300
V		380	200	390	160	520	120
Y		53	140	98	52	400	10
Zr		210	290	170	110	92	10
mg(MgO/MgO+FeOx100 mol)		65	45	37	76	67	69

TABELA 1 - Continuação

Amostra Nº	015-0808-3 AC-15-81	015-0809-3 AC-89a	015-0811-3 AC-77	015-0812-3 AC-66	015-0814-3 AC-86a
Elementos					
Fe	8,1	10	5,3	9,2	7,6
Ca	6,1	7,6	5,6	6,2	5,6
Mg	6,6	3,6	5,2	4,2	8,8
Ti	1,6	1,1	0,68	0,84	0,51
Mn	950	1100	840	1000	1300
B	21	63	14	18	18
Ba	650	88	270	170	180
Co	70	51	46	46	84
Cr	320	33	140	160	340
Cu	61	18	24	120	61
Ga	20	26	17	27	19
La	20	20	40	20	20
Mo	8	40	8	10	8
Nb	12	10	27	33	33
Ni	160	85	100	63	220
Pb	18	10	16	35	23
Sc	28	50	25	50	56
Sr	350	210	330	93	150
V	220	870	150	280	240
Y	190	12	60	100	67
Zr	190	30	170	180	60
mg(MgO/MgO+FeOx100 mal)	85	45	70	51	72

- FIGURA 1
Mapa geológico esquematizado da região de Machado e Sul de Minas Gerais, mostrando a localização dos corpos estudados.
- FIGURAS 2a, 2b, 3a e 3b
Concentrações de Ni, Cr, Cu e Co respectivamente lançadas em função do valor mg (MgO/ MgO + FeO mol), o parâmetro de diferenciação para as rochas metabásicas
- FIGURA 4a
TiO₂ - Zr para rochas seguindo a tendência correspondente a separação de orto e clinopiroxênio
- FIGURA 4b
Relação Y e Zr mostrando razões relativamente elevadas de Y/Zr = 0,5 para as rochas em estudo
- FIGURA 5a
Relação entre Zr/Y e Zr no diagrama segundo PEARCE e NORRY (1979)
- FIGURA 5b
Razões de Ti/V entre 20 e 50 para as rochas metabásicas segundo SHERVAIS (1982)

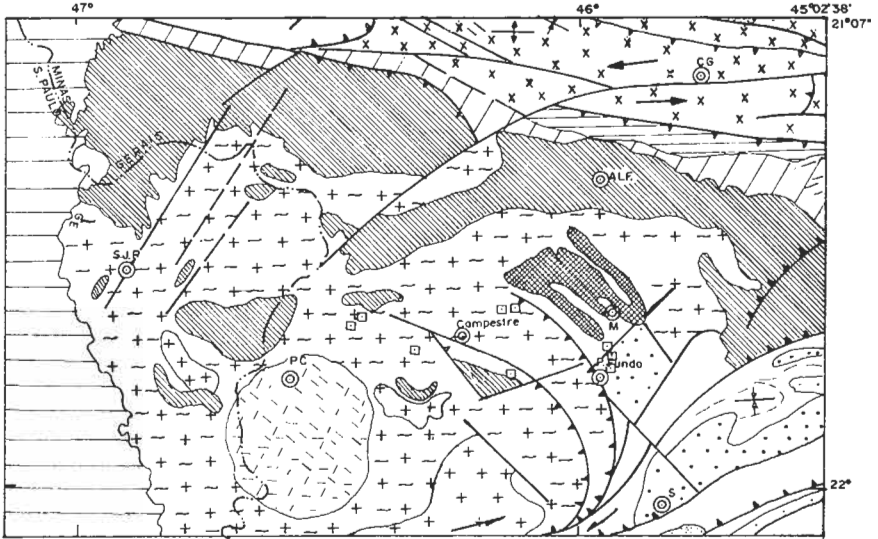


Fig.1-MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO SUL DE MINAS GERAIS E ÁREAS CONTIGUAS DO NE. DO ESTADO DE SÃO PAULO (baseado em Wernick e Artur, 1.983)

LEGENDA

QUATERNÁRIO

DEPÓSITOS ALUVIONARES

CRETÁCEO/ TERCIÁRIO

MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

PALEOZOÍCO

UNIDADES DIVERSAS DA BACIA DO PARANÁ

PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

FÁCEIS MIGMATÍTICAS } GRUPO PINHAL
FÁCEIS GRANITÓIDES }

GRUPO SÃO JOÃO DEL REY

PRÉ-CAMBRIANO INFERIOR

ANDRELÂNDIA E UNIDADE EQUIVALENTE LOCAIS
GRUPO AMPARO

ARQUEANO

COMPLEXO MACHADO
COMPLEXO SILVIANÓPOLIS
COMPLEXO CAMPOS GERAIS
COMPLEXO VARGINHA-GUAJUPE

FALHA DE EMPURRÃO

FALHA TRANSCORRENTE

PRINCIPAIS ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

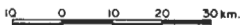
OCORRÊNCIA DE ROCHA METABÁSICA

DIVISA DE ESTADO

CIDADE



LOCALIZAÇÃO DA ÁREA S/ESCALA



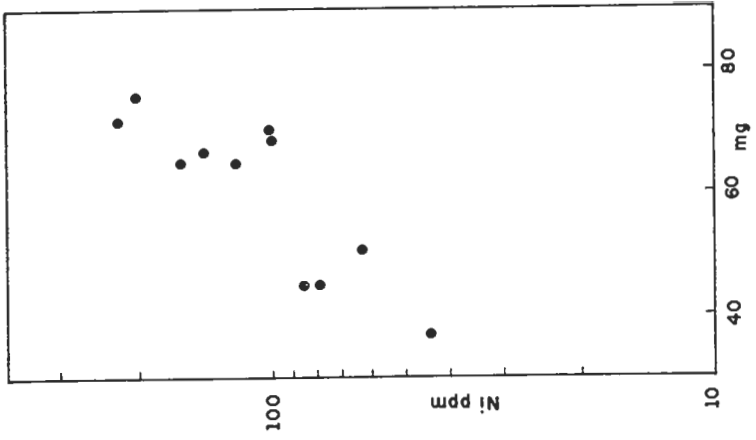


FIG. 2a

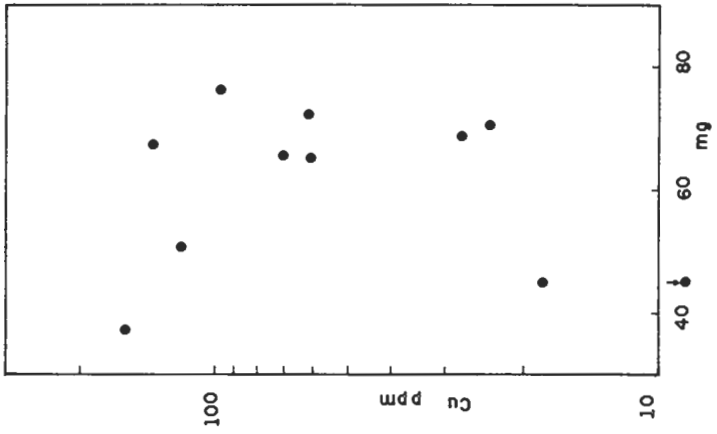
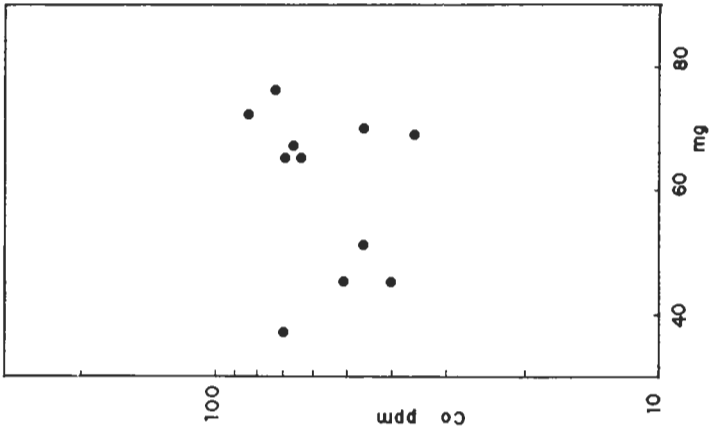
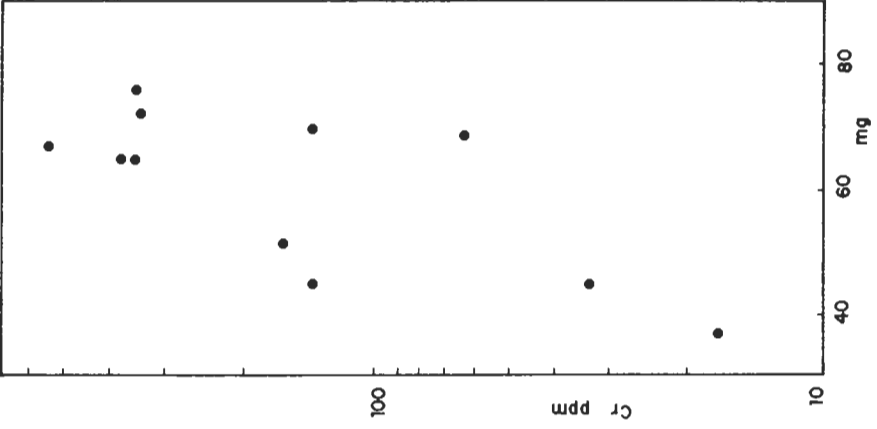


FIG. 3a



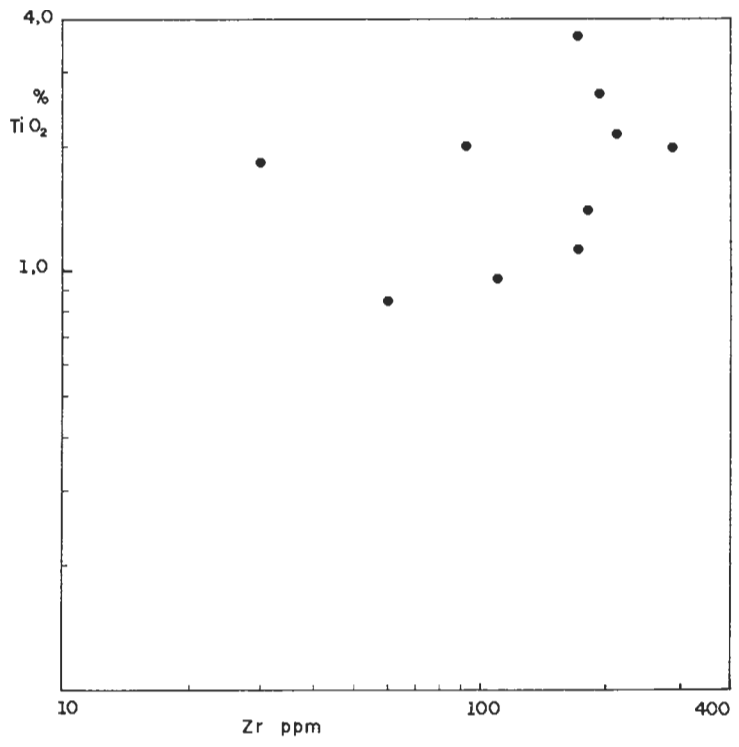


FIG. 4a

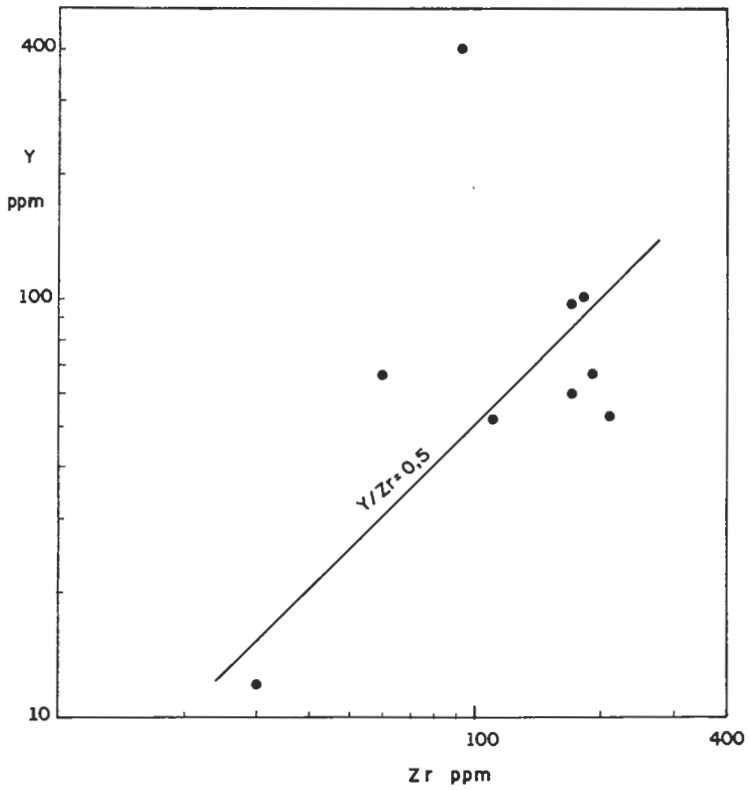


FIG. 4b

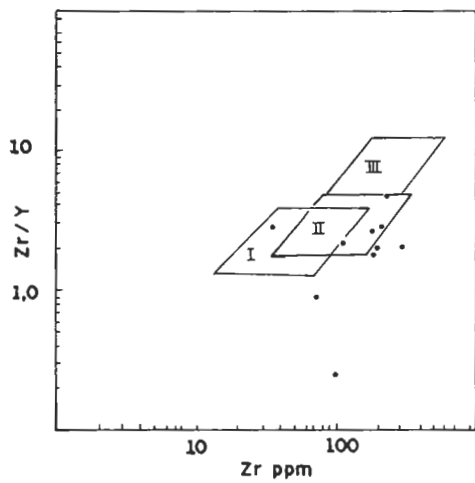


FIG. 5 a

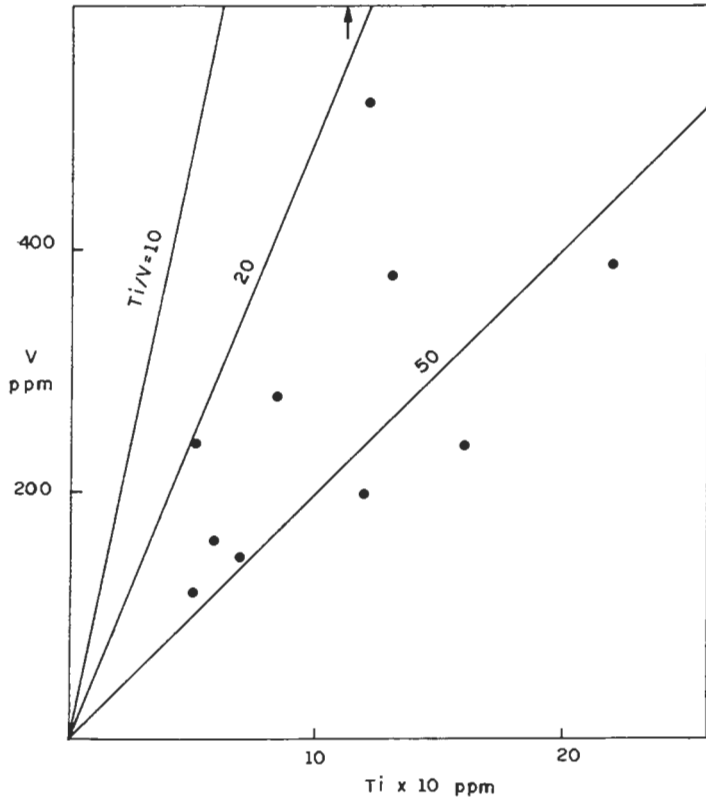


FIG. 5b

CONTRIBUIÇÃO A GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA REGIÃO PEGMATÍ-
TICA DE VIRGEM DA LAPA - CORONEL MURTA, MINAS GERAIS

J.M. Correia Neves
A.C. Pedrosa Soares
R.L.B.P. Monteiro
C. Scliar

Instituto de Geociências - UFMG - Belo Horizonte, MG

ABSTRACT

Field geological mapping and petrographical studies were carried out over an area of 1280 km² in the Virgem da Lapa - Coronel Murta Pegmatite District, Jequitinhonha Middle Valley.

The mapped Precambrian rocks are referred to the Macaúbas Group and the granitoid complex. Undisturbed and stratified detritic sediments, named as São Domingos Formation, are considered Cenozoic.

The Macaúbas Group was, locally, subdivided in a quartzitic unit (pembq) placed beneath a predominantly quartz-mica-schist unit (pembx). Metamorphic assemblages, with almandine, staurolite, kyanite and sillimanite, indicate that Macaúbas metapelites reach the almandine-amphibolite facies and sillimanite zone of the Barrow-type metamorphic sequences.

Many features, such as feldspathization and tourmalinization of the country rocks, xenoliths, roof-pendants, and others, demonstrate the intrusive nature of the granitoid rocks (granites and granodiorites). The granitoids have been classified based on modal analyses.

The main schistosity, associated with isoclinal folding, trends NE, even though this orientation has been disturbed locally in response to the granitoid emplacement.

INTRODUÇÃO

Este artigo sintetiza os dados e interpretações conseguidos com a execução da primeira fase do projeto "Avaliação das Províncias Pegmatíticas de Minas Gerais" (CORREIA NEVES et al., 1982a) em parte de suas áreas de estudo no Médio Jequitinhonha.

Um dos objetivos do referido projeto, financiado em grande parte na forma do Convênio 227 FINEP-UFMG, foi a implantação de infraestrutura de pesquisa geológica na UFMG, o que resultou na criação e aparelhamento parcial do Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa.

Dentre os objetivos técnico-científicos, destacavam-se o mapeamento de detalhe das áreas pegmatíticas e o estudo pormenorizado dos corpos pegmatíticos.

Foi mapeada, no Médio Jequitinhonha, uma área total de 1630 km², sobre bases planimétricas obtidas por triangulação radial de aerofotos, na escala 1:40.000 (voo SA-558, Cruzeiro do Sul, 1977) da qual apresentam-se as folhas de Virgem da Lapa e Coronel Murta, que somam 1280 km² (figs. 1 e 2).

Estas áreas situam-se na porção norte da "Província Pegmatítica Oriental" (PAIVA, 1946) mais especificamente, no "Distrito Pegmatítico de Virgem da Lapa-Coronel Murta" (ARAÚJO et al., 1981).

GEOLOGIA REGIONAL

Os projetos de mapeamento regional, escala 1:250.000 (FCMYES et al., 1978) e integração de mapeamentos (JARDIM et al., 1980) em que optou-se pela separação de associações, complexos e domínios, que delimitam zonas com homogeneidade tectônica e predominância litológica, apresentam para o Vale do Jequitinhonha o sequen-

ciamento estratigráfico esquematizado no Quadro I.

São de particular interesse para este trabalho as litologias atribuídas ao Grupo Macaúbas e as rochas granitóides que as delimitam a leste, no Médio Jequitinhonha.

MORAES (1932) descreve a "Formação Macaúbas", no norte de Minas Gerais, citando os estudos petrográficos de D. GUIMARÃES, como "filonitos conglomeráticos, com algumas camadas associadas de quartzito e raras intercalações de calcário... altamente metamorfosados, (que) ocupam os vales dos rios Setúbal, Gravatã, Fanado, Su curiú, Capivari, Itamarandiba, a maior parte do Araçuai, Vacaria e alto rio Pardo".

BRAUN & BAPTISTA (1979) acentuam a necessidade de restringir-se a de signação de "Formação Macaúbas", denominada e descrita por MORAES (1929) na sua localidade original (Ribeirão Macaúbas e Serra do Catuni), à sequência litológica que "é caracterizada, principalmente, por uma rocha conglomerática cuja matriz sempre se apresenta filítica e, por isso, foi chamada de "filonito conglomerático", por D. GUIMARÃES".

Esta mesma rocha é designada por metagrauvaca com seixos, ou termos se melhantes, por exemplo, em PFLUG & RENGGER (1973).

Vários autores advogaram uma origem glacial para esta rocha (HARIT, 1870; MORAES & GUIMARÃES, 1930; ISOTTA et al., 1969). Ao passo que, em trabalhos mais recentes, autores cujas áreas situaram-se, de modo geral, a oeste do meridiano de Itamarandiba e a sul do paralelo 17°, além de atribuir-lhe origem glacial, utilizaram a metagrauvaca seixosa como camada-chave para subdividir o pacote de quartzitos, filitos, metassiltitos, conglomerados e xistos verdes, do Grupo Macaúbas (KARFUNKEL & KARFUNKEL, 1976 e 1976a; SCHÖLL, 1976; HETTICH & KARFUNKEL, 1976 e 1977; HETTICH, 1977; WALDE, 1978; WALDE et al., 1978; DARDENNE & WALDE, 1979).

Nos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, a sudeste de Porteirinha, VIVEIROS et al., (1978) admitem que os "diamictitos" sejam "sedimentos, ao menos em parte, glacio-marinhos".

CORREIA NEVES et al., (1978) e KARFUNKEL et al., (1981) correlacionaram os metamorfitos Macaúbas da região de Araçuai-Salinas com as litologias homônimas de oeste e sudoeste, baseando-se, no "tilito" que encontraram a noroeste de Salinas, (Quadro II).

COBRA (1969) diz ter o "Conglomerado Macaúbas", de matriz grauvaquiana, encontrado entre Francisco Sá e Barroão, um aspecto "tilitóide" que se deve à deformação dos seixos por fluxo e cisalhamento.

COBRA (1970) aponta a existência, na região de Salinas, de dois pacotes distintos de rochas xistosas. O mais velho, a leste, atravessado por pegmatitos, que denomina "Grupo Salinas" e o mais novo, a oeste, não contendo pegmatitos, para o qual mantém a designação de Grupo Macaúbas.

PADILHA (1976) atribui ao "Grupo Salinas", no Médio Jequitinhonha, uma sequência de "micaxistos, micaxistos conglomeráticos, filonitos, filitos (?) e raras intercalações de calcário(?)" e ao Grupo Macaúbas, "filitos silticos e conglomeráticos predominantes, metassiltitos, filitos e quartzitos". Acrescenta, ainda, que o contato leste do Grupo Macaúbas "é mascarado por uma zona de muito intenso cisalhamento, que o separa do Grupo Salinas". Esta zona de intenso cisalhamento coincide com o falhamento de empurrão assinalado, a oeste de Salinas, por COSTA & ROMANO (1976) e por FONTES et al., (1978) e que, em JARDIM et al., (1980) denomina-se "Falha de Taiobeiras".

Na opinião de PADILHA (1976) o "Grupo Salinas" é um nível estrutural mais profundo e mais metamórfico do Grupo Macaúbas, elevado por falha inversa e posto em contato tectônico com a porção mais superficial e menos metamórfica, reconhecida como o Grupo Macaúbas tradicionalmente descrito.

KARFUNKEL et al., (1981) argumentam que a parte leste dos xistos Macaúbas contém pegmatitos devido à proximidade de intrusões graníticas e consideram aquelas rochas estratigraficamente acima do "tilito".

CORREIA NEVES et al., (1982b) reveem o esquema estratigráfico proposto por CORREIA NEVES et al., (1978) e passam a considerar que os metamorfitos da região de Araçuai-Salinas fazem parte dos níveis inferiores do Grupo Macaúbas, sotopostos aos metatilitos e litologias associadas que afloram a oeste do falhamento de Taiobeiras.

No Médio Jequitinhonha, FONTES et al., (1978) situam os metamorfitos Macaúbas (domínios pemb₂ e pemb₃) estratigraficamente acima da Associação Barbacena/Paraíba do Sul (Quadro I). O domínio pemb₂, de E de Cel. Murta até o nordeste de Salinas, sobreposição ao Complexo Granitóide, representado pelo domínio pegr₇ - grani-

to-gnaisses, granito-gnaisses com silimanita, granitóides quartzo-feldspáticos e granito-gnaisses granatíferos. Entre Araçuaí e Itinga, o domínio pmb₃ sobrepõe-se ao pegr₁ e está perfurado pela extensa intrusão granítica do Ribeirão Piauí (FONTES et al., op.cit.).

Alguns dos autores já citados assinalam intrusões graníticas nas redondezas de Coronel Murta que, MONTEIRO (1979) com base em análises modais, classifica entre as composições graníticas a granodioríticas de STRECKEISEN (1973); o que foi confirmado por trabalho posterior abrangendo maior área e número de amostras (CORREIA NEVES et al., 1982c).

Granitos pegmatóides (SÁ, 1977; PEDROSA SOARES, 1981) são encontrados próximos aos maciços intrusivos e podem representar uma fase intermediária entre granitos e granodioritos e as injeções pegmatíticas.

As datações radiométricas apresentadas por SÁ (1977) dão ao metamorfismo dos xistos Macaúbas a idade de 659 ± 40 m.a. (Rb/Sr, R_T, 11 pto) e à formação dos granitos do Vale do Piauí e vizinhanças a idade de 519 ± 6 m.a. (Rb/Sr, R_T, 7 pto) ($\lambda = 1,47 \times 10^{-11}$ /ano.)

O mapa estrutural, obtido sobre imagem de radar, por KARFUNKEL et al., (1981) faz ressaltar dois principais sistemas de lineamentos regionais. Aqueles autores associam o sistema NNE/SSW aos esforços compressivos brasileiros e o sistema NE/SW, que aparece ao sul de uma linha NE, que passa entre Barra do Salinas e Coronel Murta, é explicado pelo deslocamento dos blocos de uma "scissor fault" causada pelas intrusões graníticas.

Recobrimo as diversas litologias pré-cambrianas são encontrados os sedimentos detríticos, estratificados, no topo de algumas chapadas da região. FONTES et al., (1978) os designam como "Formação de Chapadas", enquanto JARDIM et al., (1980) os denominam como "Grupo Barreiras".

VALLE (1980) realizou, durante o mapeamento da Folha de Virgem da Lapa (fig. 1) detalhado perfil do pacote sedimentar na Chapada de São Domingos e efetuou as análises granulométricas das amostras coletadas, sobre caminhamento estadimétrico, de acordo com as variações litológicas observadas.

PEDROSA SOARES (1981) com base neste perfil, em seções noutras encostas daquela chapada, em seções de reconhecimento noutras chapadas da região e na análise bibliográfica (vide também, CORREIA NEVES et al., 1982a) discute questões acerca dos pacotes sedimentares e designa os sedimentos estratificados como Formação São Domingos.

BARBOSA et al., (1980) descrevem, além dos sedimentos estratificados, os demais materiais de cobertura como latossolo vermelho e vermelho-amarelo (chapadas entre 1000 e 800 m); latossolo vermelho-amarelo húmico (chapadas de 700 a 800m), solos hidromórficos (chapadas baixas, associadas a lagoas e veredas), coberturas eluviais com relictos de rocha-mãe e coberturas de vertentes.

AS FOLHAS DE VIRGEM DA LAPA E CORONEL MURTA.

O mapeamento se fez sobre bases planimétricas, escala 1:40.000, em que lançou-se todas as ordens de cursos d'água.

Quando implantada sobre granitóides a drenagem configura um padrão pinado, denso, nas formas com alta pendente topográfica; um padrão radial centrípeto, com drenagem anelar coletora circunscrevendo o maciço granitóide imediatamente a oeste de Coronel Murta; um padrão dendrítico, sem qualquer grau de controle nas áreas granitóides de colinas baixas.

Sobre terrenos dos metamorfitos Macaúbas são nítidos os controles dados pelas encostas de mergulho e pela direção das superfícies estruturais, bem como as junções em ângulo reto entre ravinamentos e cursos secundários (uma análise detalhada dos padrões e controles da drenagem encontra-se em CORREIA NEVES et al., 1982a).

Cinco conjuntos litológicos maiores foram separados nas cartas: quartzitos Macaúbas (pmbq), xistos Macaúbas (pmbx), granitos e granodioritos (γ), granitos pegmatóides (γp) e sedimentos estratificados horizontais (fSD). Coberturas eluviais de chapadas, bem como aluviões, não foram mapeados. Apesar de se ter atentado a uma litoestratigrafia mais pomemorizada dos metamorfitos Macaúbas os dados obtidos ainda não permitem serem lançados em mapas, na escala 1:40.000, as diversidades observadas.

O Grupo Macaúbas foi subdividido, com base nas relações estratigráfico-estruturais e homogeneidade litológica, na unidade pmbq sotoposta a unidade pmbx.

A unidade pmbq aflora no centro do anticlinal da Chapada das Mangabeiras (fig. 1) e é composta por quartzitos de granulação média a grossa, ocasionalmente feldspáticos e bastante friáveis, com raras intercalações de quartzito micáceo. A estratificação é dada por aleitamentos gradacionais de difícil percepção e pela alternância entre quartzitos mais puros, quartzitos feldspáticos e quartzitos micáceos. Nesta unidade não se encontraram rochas carbonáticas.

A mineralogia dos quartzitos, ao microscópio, é quartzo, plagioclásio (oligoclásio), sericita, biotita e opacos (Quadro IV). GONÇALVES (1982) descreve também agulhas de anfibólio nos quartzitos a norte de Coronel Murta (fora dos limites da fig. 2) e suas análises modais encontram-se plotadas na Fig. 3.

A textura dos quartzitos pode ser granoblástica poligonal com junções tripliques, ou mostrar os grãos estirados segundo a fina foliação. Frequentemente, o quartzo está biaxializado, com 2V muito pequeno e possui extinção ondulante. A biotita é muito mais rara que a sericita, enquanto os opacos podem chegar a predominar dentre os acessórios.

A unidade pmbx aflora em ambas as folhas mapeadas (fig. 1 e 2).

São rochas quartzo-micáceas, cuja estratificação é dada por bruscas mudanças nas proporções de quartzo e micas, que resultam em intercalações de rocha quartzítica praticamente maciça à vista desarmada, com espessuras até maiores que 5 m, muitas vezes carbonática, que contrastam com os quartzo-micaxistos predominantes. Outras vezes, estreitas intercalações de calcossilicáticas maciças, de cores claras, muito ricas em granada rosa, indicam o acamamento. Um bom perfil para verificar estas relações se faz descendo o ribeirão Virgem da Lapa, desde suas cabeceiras até a cidade homônima. O acamamento coincidiu com a xistosidade principal na grande maioria das vezes em que foi possível identificá-los no mesmo afloramento. Uma outra xistosidade, muito incipiente, mede-se por vezes. Contudo não foi possível estabelecer as relações temporais entre as duas xistosidades. Nos mapas anotou-se apenas a xistosidade mais proeminente.

À exceção da biotita e da almandina, assinalou-se nos mapas os locais onde observaram-se minerais - índices do zonamento metamórfico, como estaurolita, cianita e silimanita.

Os xistos carbonáticos, geralmente mais quartzosos, encontram-se, em intercalações de espessuras muito variadas, por toda a área mapeada.

Dentre mais de uma centena de lâminas de metamorfitos estudadas, apresentam-se as composições modais de 26 amostras de xistos, distribuídos pela Folha de Virgem da Lapa (Quadro III e Fig. 3) (PEDROSA SOARES, 1981).

O quartzo varia de 74 a 35% do total de minerais e é comum estar biaxializado, com 2V muito pequeno e extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio-ande-sina) tem tendência a não aparecer nos xistos mais micáceos. O carbonato (calcita) apresenta-se intersticial com propriedades óticas normais, ou em grãos que sofreram deformação da rede cristalina atestada pelo caráter biaxial (-) com 2V muito pequeno. A granada, termo próximo da almandina (MONTEIRO, 1981) mostra-se comumente em poiquiloblastos que deformam a xistosidade. A estaurolita é também poiquiloblástica e só apareceu nas seções muito micáceas e sem plagioclásio. A silimanita encontra-se na variedade fibrolita.

Ao contrário dos xistos da Folha de Virgem da Lapa, aqueles que se encontram na porção noroeste da Folha de Coronel Murta são bastante ricos em hornblenda verde e microclina (MONTEIRO, 1979).

As texturas dos xistos variam desde a lepidoblástica típica, até a granolepidoblástica com poligonização do quartzo (SPRY, 1976).

Na porção SE da Folha de Coronel Murta ocorre um xisto de grão fino, pintalgado, cujos nódulos escuros revelaram ser agregados de quartzo e biotita e que, possivelmente, seja o que PONTES et al., (1978) tratou como xisto ocelar ("eyed schist") referindo-se à nomenclatura das rochas cataclásticas. Mas que, obviamente, não se trata do cordierita-xisto encontrado na região de Itinga-Araçuaí (SÁ, 1977).

Próximo ao contato com os granitóides intrusivos, ou com injeções pegmatíticas, ocorre frequentemente turmalinização, que pode ser intensa a ponto de transformar o quartzo-mica-xisto em quartzo-turmalina-xisto. A feldspatização é nota da, próximo aos contatos com as intrusivas ácidas, pelas pintas brancas que cobrem o xisto e que são, na realidade, poiquiloblastos de feldspato com inclusões de quartzo e turmalinas.

Pelas composições modais lançadas no diagrama da figura 3, conclui-se que 80% são de feldspato-quartzo-micaxisto e de quartzo-micaxisto e apenas 40% não contêm plagioclásio. As amostras que caíram nos campos de gnaisses, dadas as suas al

tas percentagens de plagioclásio, foram, ainda assim, consideradas como feldspato-quartzo-micaxistos, em atenção às suas feições texturais, como adverte WENK (1963, in WINKLER, 1977).

As intercalações que mais se destacam em meio aos xistos do pombx, na área mapeada, são os mica-quartzitos carbonáticos e as calcossilicáticas.

Os primeiros são rochas de cores escuras, algumas vezes negras como al guns que afloram nas ruas de Coronel Murta, muito naciços em amostra de mão, mas com xistoidade perceptível em lâmina. São constituídos, ao microscópio, por quartzo, biotita e alguma muscovita, calcita, hornblenda verde, opacos e outros acessórios.

As rochas calcossilicáticas aqui referidas são aquelas que se encontram em cores claras, ricas em granada rosa, ou em tons de verde escuro quando ricas em hornblenda. Sua composição mineralógica é quartzo (até mais que 77% do total de minerais), hornblenda, diopsídio, plagioclásio, granada, carbonato, titanita, epidoto, alguma mica, apatita, clorita e algum opaco. Por serem rochas muito mais competentes que os xistos apresentam-se frequentemente, boudinadas. PEDROSA SOARES et al., (1983a e b) referem-se à mineralização de scheelita associada a estas rochas.

As litologias granitóides dominantes (granitos e granodioritos) cuja mineralogia e petrografia encontram-se mais detalhadamente descritas em CORREIA NEVES et al., (1982c), constituem maciços bem individualizados, destacando-se dos xistos.

Suas texturas macroscópicas são predominantemente equigranulares e homófnas, localmente subporfiríticas a porfiríticas com fenocristais de ortoclásio. Junto ao contatos com os metamorfitos observa-se orientação das micas, devido ao fluxo do magma em resfriamento.

É muito frequente encontrarem-se xenólitos de quartzo-micaxisto, nas bordas dos maciços, em vários graus de assimilação.

Também observaram-se xenólitos, coexistindo com grande número de veios pegmatíticos, nos interiores de cotas mais altas das áreas granitóides. Em algumas dessas áreas, como nas cabeceiras do Córrego da Areia (fig. 2) encontram-se amplos afloramentos do xisto Macaúbas, isolados nos maciços granitóides, que se interpretam como "roof-pendants". Estes fatos aliam-se para indicar que estas áreas representam porções de cúpulas, ou próximo às cúpulas, dos plutonitos.

Próximo a Coronel Murta observam-se veios pegmatíticos estreitos cortando o contato xisto-granitóide.

Os contatos entre os granitóides e os metamorfitos Macaúbas são bruscos, ou se fazem por faixas de intercalações entre xisto e granitóide. Mas, ainda assim, o contato particular entre cada par de intercalações é brusco. Em alguns lugares, junto aos contatos, aparecem granitos pegmatóides com grandes fenocristais de K-feldspato macropertítico.

As análises modais de 40 amostras de granitóides, plotadas no diagrama de STRECKEISEN (1973) (CORREIA NEVES et al., 1982c) resultaram em 80% de granitos, 12,5% de granodioritos e 7,5% de monzonitos quartzíferos e monzodioritos quartzíferos. Isto implica em acentuada homogeneidade composicional dos granitóides.

Os granitóides são predominantemente a duas micas. Durante a análise modal foram contadas as biotitas e as muscovitas. A disposição dos resultados em planta parece indicar que à medida que se caminha para o interior dos maciços, as muscovitas passam a predominar sobre as biotitas. A relação inversa foi relatada, em Araçuaí-Itinga, por SÁ (1977).

A mineralogia geral dos granitóides, ao microscópio, é composta por quartzo, plagioclásio (oligoclásio), microclina, muscovita, biotita e, como acessórios mais frequentes, apatita, zircão, granada, opacos, rutilo e titanita. Nenhum dos minerais apresentou, nas lâminas estudadas, propriedades óticas anômalas ou perturbações de seus elementos morfológicos, que possam ser interpretados como causados por esforços tectônicos impostos aos plutonitos.

Os granitos pegmatóides (yp) (fig. 1) são rochas de granulação grossa, a exemplo de um pegmatito, com mineralogia essencial a feldspato potássico macropertítico, quartzo, biotita e muscovita e acessórios como granada e turmalina negra. Seus afloramentos são de dimensões muito superiores aos que se encontram para os maiores pegmatitos e, em nenhuma das exposições, observa-se o zonamento interno comum em pegmatitos de grandes dimensões (CAMERON et al., 1949; CORREIA NEVES et al., 1980 e CORREIA NEVES, 1981). Suas áreas de ocorrência são repletas de xenólitos e de faixas isoladas dos metamorfitos Macaúbas ("roof-pendants") e porções de seus afloramentos mostram a textura típica de um granito comum. Sugere-se que representem fases intermediárias entre granitóides intrusivos e pegmatitos, a exemplo do referido por SÁ (1977) para os granitos pegmatóides de Araçuaí-Itinga.

Finalizando os eventos formadores de rocha do Ciclo Brasileiro, encontram-se, na área mapeada, pegmatitos de várias dimensões, zonados ou simples e que constituem importante fator na geologia econômica da região. Estudos mais pormenorizados, de índole petrográfica, mineralógica e geoquímica, visando a sua interpretação genética e metalogenética, bem como buscando a perfeita caracterização do distrito, serão apresentados em trabalhos futuros.

Foi proposta por PEDROSA SOARES (1981) a designação litoestratigráfica de Formação São Domingos para especificar os sedimentos semi-consolidados, bem estratificados, de atitude horizontal, pelito-psamíticos, de tendência arcoosiana, com leitões pouco espessos de conglomerados e sem contribuição de sedimentação química, que capeiam em discordância as litologias pré-cambrianas na área mapeada.

As análises granulométricas das amostras coletadas em perfil estratigráfico, no corte rodoviário que inicia-se cerca de 8 km a noroeste de Virgem da Lapa, fornecem, em ordem decrescente de predominância, composições siltico-argilo-arenosas, areno-argilosas, siltico-arenosas e argilo-siltosas, para as várias camadas da sequência, quando plotadas no diagrama de SHEPARD (1954) (VALLE, 1980).

O topo do pacote sedimentar estratificado é marcado por uma faixa irregular de concreções ferruginosas, que separa a formação do latossolo vermelho-amarelo que a recobre. A espessura da formação é de aproximadamente 80m, naquele perfil, e a cobertura de latossolo somada à faixa de concreções é mais espessa que 10m na mesma seção. Bem superiores, portanto, às espessuras da ordem dos 10-12m apontadas por JARDIM et al., (1980).

Admite-se, é claro, que o sequenciamento das camadas com homogeneidade litológica mais restrita (bem como suas composições granulométricas e espessuras) que constituem a sequência sedimentar, possam ser diferentes de local para local. Contudo, a homogeneidade maior do pacote, parece observar-se em várias chapadas (São Domingos, Lelivêdia, Chapada do Norte, Chapada dos Gerais, norte de Francisco Badaró, Capelinha, Taiobeiras). A área de melhores exposições, entretanto, (FONTES et al., 1978; JARDIM et al., 1980; BARBOSA et al., 1980) é a Chapada de São Domingos.

VALLE (1980) fez o tratamento estatístico, com as fórmulas de FOLK & WARD (1957) dos dados obtidos nos sedimentos da Chapada de São Domingos, bem como traçou suas curvas de frequência simples e acumulada. Concluiu por um sedimento muito pobremente selecionado, com tendência central no intervalo de silte grosso a silte muito fino. A comparação de suas curvas de frequência com as de DOEGLAS (1946) revelou uma distribuição do tipo S + T, característica de bacias interiores, com água corrente e velocidades variando de moderada a zero.

A principal feição macroestrutural da área mapeada é o anticlinal da Chapada das Mangabeiras (fig. 1) (CORREIA NEVES et al., 1978; PEDROSA SOARES, 1981). Parece ser um dobramento isoclinal com parte da charneira arrasada, pois em ambos os flancos, nas cotas mais baixas, os metamorfitos mergulham no mesmo sentido. Outro fato, é que, em geral, as atitudes da xistosidade principal e do acamamento são concordantes, indicando dobras de abas paralelas. A zona periclinal sul do anticlinal é interrompida por falha, evidenciada por xistos e quartzitos cataclasados e pelo lineamento aerofotográfico.

Uma falha, interpretada como tendo rejeito direcional marcante, corta transversalmente o anticlinal da fig. 1 na altura do Rio Jequitinhonha. A defasagem entre os contatos da unidade pombal em cada margem do Jequitinhonha e a expressão regional do lineamento, observável em imagem de radar, são os fatores que justificam a falha. No entanto, o lineamento interpretado por KARFUNKEL et al., (1981) como "scissor fault", que representaria uma "falsa discordância" no Grupo Macaúbas e seria ocasionada e, ao mesmo tempo, acomodaria as intrusões granitóides, coincide em linhas gerais com esta falha de rejeito direcional que, talvez, possa ser assim interpretada.

As demais falhas, indiscriminadas, foram traçadas com base em lineamentos aerofotográficos ou em mapeamentos regionais de menor escala. Mas as dos córregos da Gameleira e do Limoeiro associam-se a metamorfitos cataclasados.

Os valores angulares do mergulho dos xistos Macaúbas apresentam nítida tendência geral a crescerem de NW (5 - 20°) para SE (valores da ordem dos 50°). Além disso, ao norte da Chapada de São Domingos (fig. 1) as direções do acamamento e/ou xistosidade principal distribuem-se sem delinear um padrão regular (a NE) e nítido como a sul da chapada (vide, também fig. 2). Esta variação local de um padrão regional de direções de superfícies estruturais leva a pensar em perturbações causadas pelo posicionamento dos granitóides intrusivos. MONTEIRO (1979) busca demonstrar que os metamorfitos nos arredores de Coronel Murta encontram-se verticalizados devido às

intrusões ácidas. Ali, o maciço granitóide, imediatamente a W da cidade, também conforma circularmente as encaixantes.

CONCLUSÕES

As unidades em que se subdividiu o Grupo Macaúbas neste trabalho (pembq inferior a pembx) têm validade local e não devem, ainda, ser correlacionadas às subdivisões litoestratigráficas do grupo em outras regiões, por se julgar ser a área mapeada muito restrita, pelo elevado grau metamórfico que oblitera feições primárias, pela escassez de dados estruturais e ausência de mapeamentos detalhados na maior parte da ampla faixa de ocorrência das litologias designadas sob o termo Macaúbas no Estado de Minas Gerais.

Os metassedimentos da unidade pembq compreendem sedimentação essencialmente psamítica quartzosa, com contribuição arcossiana e, mais subordinadamente, argilosa.

Os estudos petrográficos, qualitativos e quantitativos, sobre os xistos da unidade pembx indicam sedimentos originais predominantemente psamo-pelíticos. Além disso, a alta percentagem de carbonatos em alguns xistos (Quadro III) sem falar nas intercalações de quartzitos carbonáticos, indica que os sedimentos originais deviam ser, em parte, carbonáticos. Isto pode ser corroborado pela presença de cristais de calcita que sofreram deformações da rede cristalina, o que, pelo menos, evidencia que não são produtos de alterações supergênicas.

As paragêneses metamórficas dos xistos permitem colocá-los na fácies almandina-anfibolito (TURNER, 1958 "in" BARTH, 1962) já tendo atingido a zona da sillimanita do metamorfismo regional de tipo barrowiano (BARTH, 1962).

A mancha de xistos carbonáticos do domínio pemb₂ (FONTES et al., 1978, Folha Salinas) que deveria, em parte, localizar-se na porção sul da Folha de Virgem da Lapa (fig. 1) não foi assinalada. Ao contrário, os xistos carbonáticos nem são restritos àquela faixa e nem ali predominam, dispersando-se em intercalações de espessuras variadas por toda a área mapeada.

Alguns dos fatos citados que asseguram, inequivocamente, a natureza intrusiva dos granitóides são os contatos bruscos entre estes e os metamorfitos Macaúbas, a presença de inequívocos xenólitos de quartzo-micaxisto (embora concentrações de biotita possam ser consideradas como autólitos), os veios pegmatíticos que cortam o contato entre xisto e granitóide, a conformação circular das encaixantes observável em aerofotos, a textura predominantemente homófana dos granitóides, embora, próximo aos contatos observe-se orientação de fluxo das micas, a ocorrência de muito prováveis "roof-pendants", a homogeneidade composicional das intrusivas e a ocorrência de encaixantes tumalinizadas e feldspatizadas.

CORREIA NEVES et al., (1982c) consideram os granitóides de Coronel Murta como tardi- a pós-tectônicos e acrescentam que "a elevada razão inicial dos isótopos do Sr ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7126$) (SÁ, 1977) favorece uma origem anatética a partir de sedimentos de natureza continental".

O estilo de dobramento isoclinal dos metamorfitos Macaúbas é evidenciado pelo constante paralelismo entre xistosidade e acamamento, pela estruturação do anticlinal da Chapada das Mangabeiras (PEDROSA SOARES, 1981) e por dobras isoclinais bem documentadas em trabalhos de outros autores (por exemplo, FONTES et al., 1978) em regiões próximas a aqui apresentada.

Finalmente, considera-se, como PADILHA (1976) e CORREIA NEVES et al., (1982b) que os metamorfitos Macaúbas na área mapeada, devem fazer parte das seqüências inferiores do Grupo Macaúbas, abaixo dos metatilitos de oeste, devido a sua posição em meio a um pacote que exhibe grau metamórfico bem mais acentuado e que é separado das litologias menos metamórficas de oeste por falhamento de empurrão ("Falha de Taiobeiras") já assinalado em vários mapas.

AGRADECIMENTOS

À FINEP, CNPq e CPq - UFMG pelos recursos financeiros.

Aos ex-alunos e alunos da UFMG, Raul R. Valle, Celso A. Paraíso (+), Elizabeth C.V. Machado, Tânia M.P. Cordeiro, Fernando D. Gonçalves, Tânia M.G. Santiago, Ludmila M.M. Pereira, Maricene S.M. de Oliveira, José S. Moretzsohn, Britaldo S. Soares Filho e Maurício B. Viana, que com a realização de trabalhos de graduação, ou de outras formas, contribuíram para a execução da primeira fase de trabalhos do Projeto Pegmatitos no Médio Jequitinhonha.

À Maria Teresa Gomes e Souza e Frederico Rosa e Silva, pela datilografia e desenhos deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, A.G. de; LIMA, J.O.A. de; MELLO, M.P. de; MARTINS Jr, P.P. & LITWINSKI, N. - 1981 - Síntese dos Principais Recursos Minerais do Vale do Jequitinhonha. SBG - Núcleo MG, Bol. 2:25-36.
- BARBOSA, G.V.; KOHLER, H.C.; NASCIMENTO, N.R. & CASTRO, V.H.C. de - 1980 - Depósitos Cenozóicos de Virgem da Lapa. (UFMG, inéd.).
- BARTH, T.F.W. - 1962 - Theoretical Petrology. John Wiley and Sons, Inc. New York.
- BRAUN, O.P.G. & BAPTISTA, M.B. - 1979 - Alguns comentários sobre a Formação Macaúbas e a Evolução Tectônica do Espinhaço. Atas I Simp. Geol. MG, SBG-MG, Bol. 1:31-41.
- CAMERON, E.N.; JAHNS, R.H.; McNAIR, A. & PAGE, L.R. - 1949 - Internal Structure of Granitic Pegmatites. Econ. Geol., Monograph 2.
- COBRA, R.Q. - 1969 - Laminação de Fluxo e Cisalhamento na Serra do Espinhaço, Minas Gerais. SUDENE, DRM - Div. Geol., Série Esp. 11:9-38.
- COBRA, R.Q. - 1970 - Geologia da Área da SUDENE ao Sul do Paralelo 16, Minas Gerais. SUDENE, Recife, relat. inéd.
- COSTA, M.T. da & ROMANO, A.W. - 1976 - Mapa Geológico do Estado de Minas (e nota explicativa). Instituto de Geoc. Aplic. (IGA) de Minas Gerais.
- CORREIA NEVES, J.M.; KARFUNKEL, J.; KARFUNKEL, B.; SCHMIDT, J.C. & QUÉMENEUR, J.J. - 1978 - Geologia da Região Pegmatítica entre Coronel Murta e Salinas, Minas Gerais. XXX Cong. Bras. Geol., Resumos: 17.
- CORREIA NEVES, J.M.; PEDROSA SOARES, A.C. & VALLE, R.R. - 1980 - Geoquímica e Gênese do Pegmatito Limoeiro, Virgem da Lapa, Minas Gerais. Anais XXXI Cong. Bras. Geol., 4:2134-2148.
- CORREIA NEVES, J.M. - 1981 - Pegmatitos Graníticos - morfologia, mineralogia, geoquímica, gênese e metalogênese. Tese de Concurso a Prof. Titular da UFMG, 263 pp.
- CORREIA NEVES, J.M.; QUÉMENEUR, J.J.; BARAUD, R.; PEDROSA SOARES, A.C.; MONTEIRO, R. L.B.P. & SCLIJAR, C. - 1982a - Avaliação das Províncias Pegmatíticas de Minas Gerais. I - Enquadramento Geológico. Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa, Conv. FINEP/IGC-UFMG, relat. final, 227pp. (inéd.).
- CORREIA NEVES, J.M.; PEDROSA SOARES, A.C. & MONTEIRO, R.L.B.P. - 1982b - Posicionamento Estratigráfico do Pré-Cambriano entre Coronel Murta e Salinas Minas Gerais. XXXII Cong. Bras. de Geol., Resumos: 11.
- CORREIA NEVES, J.M.; MONTEIRO, R.L.B.P. & PEDROSA SOARES, A.C. - 1982c - Granitóides da Região de Coronel Murta, Minas Gerais, Brasil. 1 - Petrografia. 5º Cong. Latinoamericano de Geologia, Actas, II:133-146. Buenos Aires.
- DARDENNE, M.A. & WALDE, D.H.G. - 1979 - A Estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. Atas I Simp. Geol. MG, SBG-MG, Bol. 1:43-53
- DOBGLAS, D.J. - 1946 - Interpretation of results of mechanical analysis. Jour. Sed. Petrol., 16:19-40.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. - 1957 - Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. Jour. Sed. Petrol., 27:3-27.
- FONTE, C.Q.; FERRARI, P.G.; PEREIRA, A.D.C.; NETTO, C.; PEREIRA, F.S.; LIMA Jr, L. de O.; COSTA, M.R.A.; BALTAZAR, O.F.; SILVA, S.L. & VIEIRA, V.S. - 1978 - Projeto Jequitinhonha. Relat. Final, CPRM-DNPM. (inéd.).
- GONÇALVES, F.D. - 1982 - Mineralogia e Geoquímica dos Pegmatitos das Lavras da Chapada, Lorena e Pau Alto, Coronel Murta, MG. Trab. Graduação, UFMG-IGC. (inéd.).
- HARTT, C.F. - 1870 - Geology and Physical Geography of Brazil. 2a. ed., 1975, New York, Robert Krieger Publ.
- HETTICH, M. & KARFUNKEL, J. - 1976 - O Grupo Macaúbas na Serra do Cipó. (relat. inéd.).
- HETTICH, M. & KARFUNKEL, J. - 1977 - Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, Norte de Minas Gerais. Rev. Esc. de Minas de Ouro Preto, 34(2):5-87.
- HETTICH, M. - 1977 - A glaciação proterozóica no Centro-Norte de Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc., 7(2):87-101.
- ISOTTA, C.A.L.; ROCHA CAMPOS, A.C. & YOSHIDA, R. - 1969 - Striated Pavement of the Upper Precambrian Glaciation in Brazil. Nature, 222(5192):466-468.
- JARDIM, F.G.; ARAÚJO, A.G. de; LIMA, J.O.A. de; MELLO, M.P. de & MARTINS Jr, P.P. - 1980 - Projetos Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha. Estudos Geológicos e Recursos Minerais. Relat. Final, Fund. Centro Tecnológico de MG. (CETEC). (inéd.).
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. - 1976 - Geologia da Serra do Espinhaço no Norte de Minas Gerais (Itacambira - Botumirim). Anais 29º Cong. Bras. Geol., 2:169-177.

- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. - 1976 a - Estudos petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Anais 299 Cong. Bras. Geol., 2:179-188.
- KARFUNKEL, J.; SCHMIDT, J.C. & KARFUNKEL, B.S. - 1981 - Contribuição à Estratigrafia e Tectônica da Faixa de Dobramentos Araçuaí. Anais Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, SBG - Núcleo Bahia:158-163.
- MONTEIRO, R.L.B.P. - 1979 - Geologia da Região de Coronel Murta e Estudo do Pegmatito da Lavra da Serra. Trab. Graduação, UFMG - IGC. (inéd.).
- MONTEIRO, R.L.B.P. - 1981 - Geologia da Folha de Coronel Murta, Minas Gerais. Relat. Final Bolsa Aperf. CNPq, Centro de Pesq. Prof. Manoel Teixeira da Costa - IGC - UFMG. (inéd.).
- MORAES, L.J. de & GUIMARÃES, D. - 1930 - Geologia da Região Diamantífera do Norte de Minas Gerais. Acad. Bras. Ciên., II(3):153-186.
- MORAES, L.J. de - 1929 - Geologia da Região Diamantina de Minas Gerais. Relat. Anual do Diretor do Serv. Geol. e Min., (1928):29-34.
- MORAES, L.J. de - 1932 - Área ocupada pela Formação Macaúbas no Norte de Minas Gerais. Acad. Bras. Ciên., IV(3):111-114.
- PADILHA, A.V. - 1976 - Geologia "in" Araçuaí, Vale do Jequitinhonha. Programa de Desenvolvimento Rural Integrado. SEPLAN-FUP-MG/CODEVALE:63-68.
- PAIVA, G. - 1946 - Províncias Pegmatíticas do Brasil. Bol. 78, DFFM-DNFM.
- PEDROSA SOARES, A.C. - 1981 - Geologia da Folha de Virgem da Lapa, Minas Gerais. Relat. Final Bolsa Aperf. CNPq, Centro de Pesq. Prof. Manoel Teixeira da Costa - IGC-UFMG. (inéd.).
- PEDROSA SOARES, A.C.; CORREIA NEVES, J.M.; LEONARDOS, O.H.; COSTA, A.G. & MONTEIRO, R.L.B.P. - 1983a - Mineralização de Tungstênio no Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. (Submetido à Revista Ciências da Terra, SBG).
- PEDROSA SOARES, A.C.; COSTA, A.G. & CORREIA NEVES, J.M. - 1983b - A Mineralização de Scheelita nas Rochas Calcossilicáticas do Médio Jequitinhonha, MG. (Submetido ao II Simp. Geol. de Minas Gerais).
- PFLUG, R. & RENGGER, F. - 1973 - Estratigrafia e Evolução Geológica da Margem SE do Cráton Sanfranciscano. Anais XXVII Cong. Bras. Geol., 2:5-19.
- SÁ, J.H. da S. - 1977 - Pegmatitos Litíferos da Região de Itinga - Araçuaí, Minas Gerais. Tese Doutorado, USP. (inéd.).
- SCHÖLL, W.U. - 1976 - Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. Anais 299 Cong. Bras. Geol., 2:67-73.
- SHEPARD, F.P. - 1954 - Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Jour.Sed.Petrol., 24:151-158.
- SPRY, A. - 1976 - Metamorphic Textures. Pergamon Press, New York.
- STRECKEISEN, A.L. - 1973 - Plutonic Rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. Geotimes, 18(10):26-30.
- VALLE, R.R. - 1980 - Geologia da Região entre Virgem da Lapa e Barra do Salinas, MG. Trab. Graduação, UFMG-IGC. (inéd.).
- VIVEIROS, J.F.M.; SÁ, E.L.; VILELA, O.V.; SANTOS, O.M.; MOREIRA, J.M.P.; HOLDER NETO, F. & VIEIRA, W.S. - 1978 - Geologia dos Vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, Norte de Minas Gerais. Anais XXX Cong. Bras. Geol., 1:243-254.
- WALDE, D.H.G. - 1978 - Desenvolvimento faciológico do Pré-Cambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (região sudoeste da Serra do Espinhaço, Minas Gerais). Anais XXX Cong. Bras. Geol., 2:711-722.
- WALDE, D.H.G.; KARFUNKEL, J. & KARFUNKEL, B. - 1978 - O Grupo Macaúbas em Minas Gerais; estratigrafia, gênese e correlações. SBG - Núcleo Centro-Oeste, Bol. Inf., 7 e 8:98-113.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das Rochas Metamórficas. Ed. Edgar Blücher, São Paulo.

QUADRO I ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO - VALE DO JEQUITINHONHA, MG, E ADJACÊNCIAS - A PARTIR DE MAPEAMENTOS E INTEGRAÇÃO DE MAPEAMENTOS, ESC. 1:250.000. (Adaptado dos autores abaixo).						
FONTE: JARDIM et al., 1978 (CPRM)			JARDIM et al., 1963 (CETEC - MG)			
Coberturas Detriticas Indiferenciadas						
Grupo Bambuí						
Formação de Chapadas		Coberturas Detriticas				
T-Q						
Pré-Cambriano Superior	Supergrupo São Francisco	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Inferior	
						<p>pemb</p> <p>diemíticos, xistos cobr- rimíticos, glomeráti- quartzitos, xistos xistos hematíticos, ardósias, filitos</p> <p>pemb1</p> <p>xi- cos, xistos verdes [enfibólito], filitos graní- fíticos, mica- caxistos granífe- ros, mica- xistos car- bonáticos, quartzitos</p> <p>pemb2</p> <p>biotita-grana- da xistos com da - estauroli- estauroлита e tá - anfibólito cianite, mica- xistos carbo- náticos, xis- tos gra- náticos, xis- tos grafito- glomerados, quartzitos</p> <p>pemb3</p> <p>biotita-grana- da - estauroli- tá - anfibólito xistos feldspá- ticos</p>
Pré-Cambriano Inferior	Supergrupo Espinhaço	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Médio	
						<p>pemb</p> <p>metadienicti- tos, filitos, quartzitos, conglomerados, filitos dos, lítolo- tauroilita xis- ticas</p> <p>pemb1</p> <p>metadienicti- tos, filitos, quartzitos, conglomerados, filitos dos, lítolo- tauroilita xis- ticas</p> <p>pemb2</p> <p>clorita e an- fibólito xis- tos carbonáti- cos, filitos grafíticos, e sienita, metaglomerados, quartzitos, lentes diver- sas.</p> <p>pemb3</p> <p>quartzito-mica xistos graní- tíferos com estauroilita e felospeto, lentes diver- sas. quartzitos.</p>
Associação Barbacena - Paraíba do Sul	Supergrupo Espinhaço	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Médio	
						<p>Complexo Migmatítico</p>
						<p>Complexo Granito - Gnáissico</p>
						<p>Complexo Charnockítico</p>
Associação Barbacena - Paraíba do Sul	Supergrupo Espinhaço	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Médio	
						<p>Complexo Migmatítico</p>
						<p>Complexo Granito - Gnáissico</p>
Pré-Cambriano	Supergrupo Espinhaço	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Médio	
						<p>Complexo Migmatítico</p>
Pré-Cambriano	Supergrupo Espinhaço	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Médio	
						<p>Complexo Granito - Gnáissico</p>
Pré-Cambriano	Supergrupo Espinhaço	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Médio	
						<p>Complexo Charnockítico</p>
Pré-Cambriano	Supergrupo Espinhaço	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Médio	
						<p>Complexo Charnockítico</p>
Pré-Cambriano	Supergrupo Espinhaço	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Médio	
						<p>Complexo Charnockítico</p>
Pré-Cambriano	Supergrupo Espinhaço	Formação Três Marias Formação Paraopeba	Grupo Bambuí	Formação Paraopeba	Proterozóico Médio	
						<p>Complexo Charnockítico</p>

QUADRO II COLUMAS ESTRATIGRÁFICAS DO GRUPO MACAÚBAS COM REFERÊNCIA À "CAMADA-CHAVE DE TILITO"				
HETTICH & KARFUNKEL (1976) Serra do Cipó	WALDE (1978) Serra do Cabral	HETTICH (1977) Couto da Megalhes-Itamarandiba - Carbonita	KARFUNKEL & KARFUNKEL (1976) Terra Branca-Caçaratiba	CORREIA NEVES et al (1978) KARFUNKEL et al (1981) Araquai - Salinas
Superior 300m de quartzitos e metassiltitos		Unidade F 200m de quartzitos Unidade E 50-150m de xistos verdes Unidade D 300m de quartzitos Unidade C 200-300m de metassiltitos, filitos e quartzitos.	Formação Carbonita 50 - 350m de quartzitos e metassiltitos com intercalações de xistos verdes	Formação Superior Membro 3 + 200m de quartzitos finos e conglomerados Membro 2 + 360m de quartzito-biotita xisto Membro 1 + 200m de quartzitos impuros grosseiros
Médio 100m de tilito	Tilito Macaúbas e quartzitos	Unidade B 200m de metagrauvas com seixos (tilito)	Formação Terra Branca 30 - 350m de metatilitos, quartzitos e metassiltitos	Formação Média Tilito
Inferior 150m de quartzitos e conglomerados		Unidade A 150-200m de quartzitos	Formação Califorme 200m de quartzitos imaturos e conglomerados	

QUADRO III ANÁLISES MODAIS DOS XISTOS MACAÚBAS (pembq), VIRGEM DA LAPA - CORONEL MURTA, MG.									
AMOSTRA	QUARTZO %	BIOTITA %	MUSCOVITA %	PLAGIOLÁSIO %	CARBONATO %	GRANADA %	ESTAUROLITA %	OUTROS*	%
911	60,60	26,70	10,70	17,08	9,47	1,80			
1036M	41,91	23,35	9,09	13,70	7,20				
1078B	44,78	21,93	9,46	23,70	6,70	1,00			2,94-op,ci,ep,zr,ep,fr
1083	35,50	29,90	3,10	9,20		1,80			
1084	41,70	31,90	15,40	17,60	3,50				
1085	48,20	19,30	11,40	27,30	4,00				
1086	41,40	17,00	10,40	3,80					
1087	68,60	15,60	10,20			1,60			
1088A	36,43	42,58	18,86			1,37	0,76		
1089	37,43	29,72	14,64			0,34	10,45		
1090	52,76	27,61	13,49			1,75			7,42-ci,op,pl
1091	45,67	26,75	12,75	3,50		5,25			4,31-tr,op,ep
1097	47,70	36,20	7,90		1,46	1,80			6,08-op
1099	57,22	39,99			2,30				3,3-sil,st,pl
1102	51,90	27,00	6,40	10,40	9,60				1,33-op,ci,ep,ti,zr
1104	49,50	20,00	6,70	14,30					
1105A	35,20	36,30	28,50						
1105B	52,50	22,00	14,20	11,30					
1107	74,00	13,70	3,60	5,40		2,40			0,60-op
1112	57,70	11,10	4,90	24,90		0,60			0,90-op
1115	54,90	4,60	10,00	17,20	9,50				3,60-ci,op
1152	52,44	26,46	17,45						1,79-op,ci,ep,fr
1154	42,00	24,09	24,90			1,85			6,47-tr,ep,zr,op,st
1158	53,06	24,60	15,05			0,52			4,35-tr,ep,op
1160	55,30	16,60	10,10	6,10	9,00	2,20			2,70-ep,fr,zr,ep
1439	46,70	15,70	10,50	16,00	8,30				2,70-op,ep,zr,ep

* op - opacos, ci - clorita, ap - apatita, zr - zircão, ep - epidoto, tr - turmalina, pl - plagioclásio, sil - sillimanita, st - estaurólita, ti - titanita, gr - granada.

QUADRO IV ANÁLISES MODAIS DE QUARTZITOS MACAÚBAS (pembq), DA CHAPADA DAS MANGABEIRAS, VIRGEM DA LAPA, MG.					
Minerais	Amostra	1100	1105	1146	1148
Quartzito %		89,50	84,14	90,80	85,26
Feldspato + Sericita + Opacos + Biotita %		10,50	11,70 (Feldspato 4,15)	9,20	13,74

MAPA GEOLÓGICO - FOLHA DE VIRGEM DA LAPA - MG 16C - UFMG - PROJETO PEGMATITOS

CENOZÓICO - FORMAÇÃO SÃO DOMINGOS

SEDIMENTOS SEMI-CONSOLIDADOS, SILTICO-ARGILO - ARENOSOS, ARENO-ARGILOSOS E ARGILO-SILTOSOS, COM NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS



GRUPO MACAÚBAS

QUARTZO-BIOTITA - MUSCOVITA XISTOS FELDSPÁTICOS E/OU GRANATÍFEROS E/OU CARBONÁTICOS, COM ESTAUROLITA (St), CIANITA (Cy) E SILIMANITA (Sil). INTERCALAÇÕES DE QUARTZO CARBONÁTICO, BIOTITA - MUSCOVITA XISTO, CALCOSILLÍCICAS E TURMALINA - QUARTZO - XISTO.



QUARTZITOS GROSSOS A MÉDIOS, OCASIONALMENTE FELDSPÁTICOS, BIOTITA E MUSCOVITA RARAS.



PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

INTRUSIVAS



GRANITOS E GRANODIGRITOS GRANITOS PEGMATÓIDES

CONTATO DEFINIDO, INTERIORE SE TRAVESSADO



FALHA DE REJEITO DIRECIONAL, TRAC ONDE PROVÁVEL



FALHA INDETERMINADA, TRAC ONDE PROVÁVEL



EIXO PROVÁVEL DE ANTICLINAL INVERTIDO OCIDENTAL



20 -> ATITUDE DE AZAVAMENTO + ACUMANTO HORIZONTAL



20 -> LINHAÇÃO COM CAIMENTO INDICADO



COORDENADOR
PROF. J.M. CORREIA NEVES
RESPONSÁVEL PELA FOLHA
A. C. PEDROSO SOARES

1:50000

1:50000

800 0 400 2000 3000 Metros

NM NS

20°



PEGMATITOS E GARIMPOS DE PEGMATITOS NÃO ASSINALADOS
(VIDE CORREIA NEVES et al, 1982 a)

FIG. 1

MAPA GEOLÓGICO - FOLHA DE CORONEL MURTA - MG
IGC - UFMG - PROJETO PEGMATITOS

CENOZÓICO - FORMAÇÃO SÃO DOMINGOS

SEDIMENTOS SEMI-CONSOLIDADOS: SILTICO-ARGILO-ARENUSUS, ARENO-ARGILOSOS E ARGILO-SILTOSOS, COM NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS.



GRUPO MACAUBAS

QUARTZO-BIOTITA-MUSCOVITA, XISTOS FELSPÁTICOS E/OU GRANITÍFEROS E/OU CARBONÁTICOS, COM ESTAUROLITA(S) CIANITA; KfJ) E SILIMANITA (SIL). INTERCALAÇÕES : E QUARTZITO CARBONÁTICO; BIOTITA-MUSCOVITA XISTO, CALCOSILICÁTICAS E TURMALINA-QUARTZO-XISTO.



INTRUSIVAS

GRANITOS E GRANODIÓGHITOS



PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

CORTAJO DEFINIDO, INFERIDO SE TRACAJADO



FALHA INDISCRIMINADA, TRACAJADA ONDE PROVÁVEL

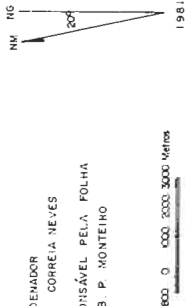


— ATITUDE DE ACAMAMENTO — ATITUDE DE XISTOSIDADE —> DIREÇÃO DE XENÓLITOS

----- ESTRADAS PRINCIPAIS

----- ESTRADAS SECUNDÁRIAS E TRILHAS

COORDENADOR
 J. M. CORREIA NEVES
 RESPONSÁVEL PELA FOLHA
 R. L. B. P. MONTEIRO



PEGMATITOS E GARIMPOS DE PEGMATITOS NÃO ASSINALADOS
 (VIDE CORREIA NEVES et al, 1982 a)

FIG. 2

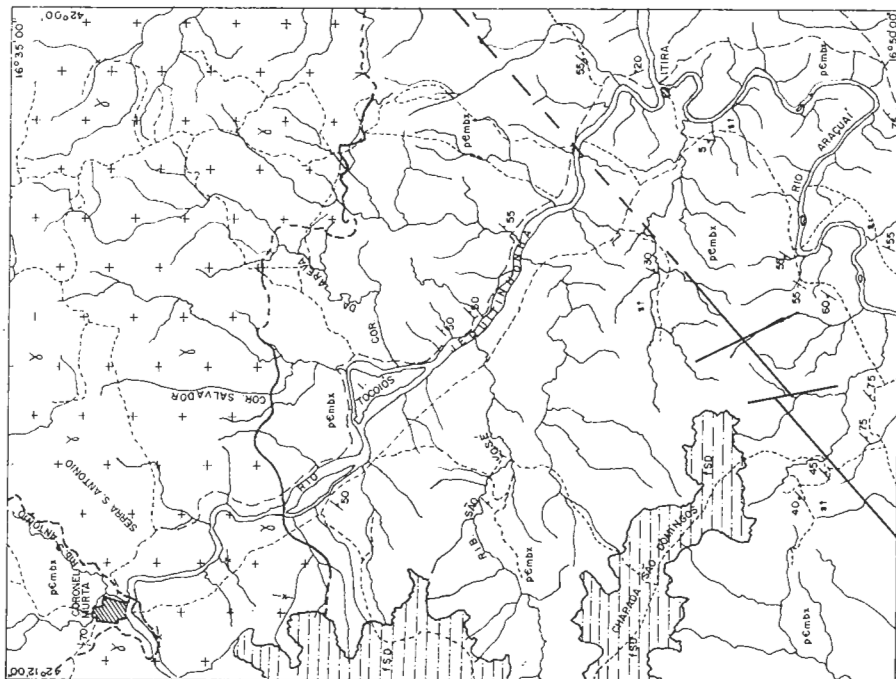
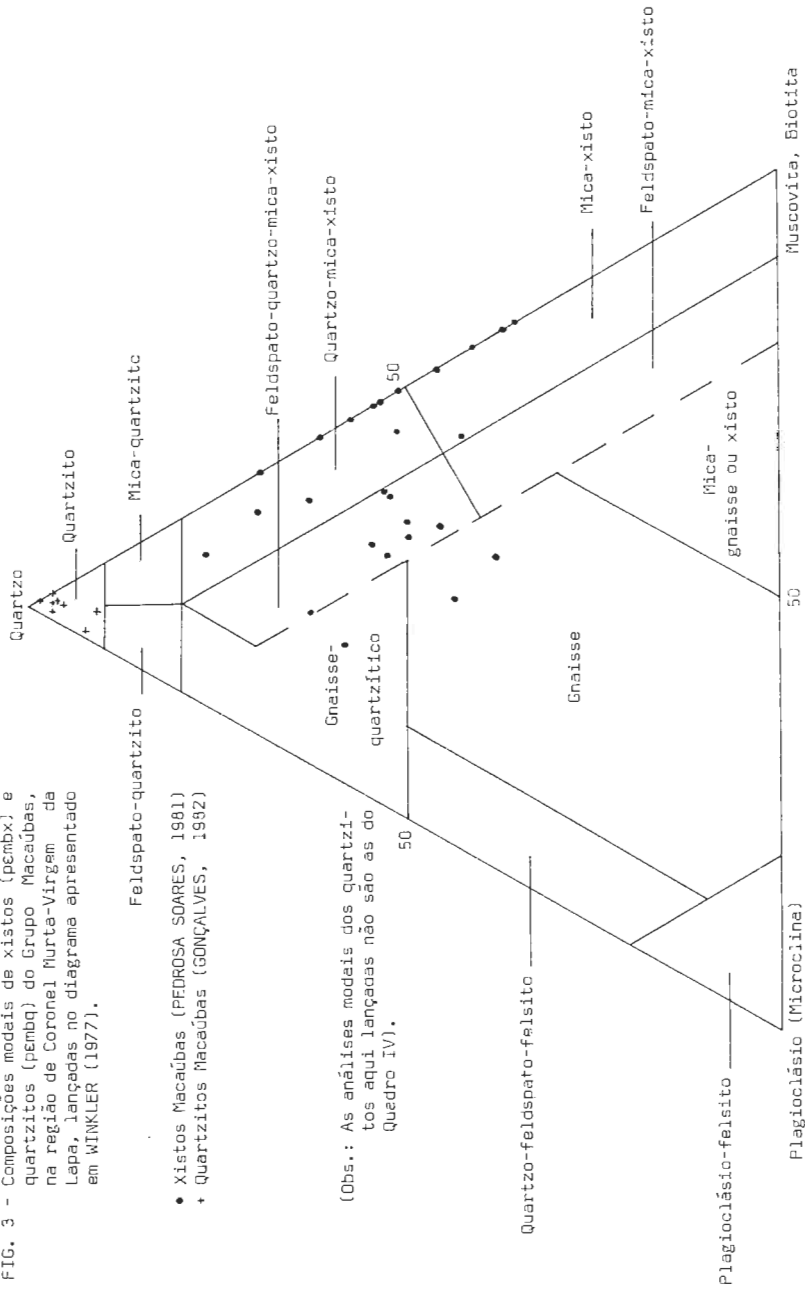


FIG. 3 - Composições modais de xistos (pmbx) e quartzitos (pembq) do Grupo Macaúbas, na região de Coronel Murta-Virgem da Lepa, lançadas no diagrama apresentado em WINKLER (1977).



- Xistos Macaúbas (PEDROSA SOARES, 1981)
- + Quartzitos Macaúbas (GONÇALVES, 1992)

(Obs.: As análises modais dos quartzitos aqui lançadas não são as do Quadro IV).

OCORRÊNCIA DE GRANADA-ANFIBOLITO E HORNBLENDA-WEBSTERITO
NA REGIÃO DE GUANHÃES, LESTE DE MINAS GERAIS

Richard Dallwing
Andreas Hoppe
Geol. Inst. Univ. Freiburg, RFA

Hans Klein
Mineral. Petrograph. Inst. Univ. Freiburg, RFA

ABSTRACT

A small body of garnet-amphibolite occurs within a high grade metamorphic area south of Guanhães. Macroscopically this rock resembles an eclogite.

Microprobe analyses of garnets show a mean composition of almandine₇₀-grossular₂₀-pyrope₁₀. The garnets are distinctly zoned. The dark-green hornblendes are Mg-hornblendes.

Major and trace element geochemistry of the garnet-amphibolite indicate a magmatic rock with calc-alkali basaltic original material.

To the top, separated by a ferruginous quartzite, a mantle rock follows. It has a orthopyroxene + clinopyroxene + hornblende + chrome spinel composition and can be classified as hornblende-websterite.

RESUMO

Na região em foco afloram migmatitos e gnaisses diatéticos presumivelmente do Proterozoico Inferior. Intercalados nestas rochas encontram-se supracrustais tais como itabiritos, quartzitos, mármore, anfibolitos e outras.

A cerca de 10 km SSE de Guanhães foi observado uma rocha que assemelha-se a um eclogito. O corpo rochoso tem forma lenticular, com espessura de 2.20m e uma extensão de aproximadamente 50m, encaixado em quartzitos ferruginosos. Macroscopicamente, destacam-se cristais milimétricos de granada numa matriz hornblendítica de coloração verde-escura. A composição modal da rocha é a seguinte (em vol.): 32% granada, 56% anfibolio, 11% quartzo, 1% acessórios.

As análises químicas das granadas, por microsonda, indicam uma composição média de almandina₇₀-grossularita₂₀-pirope₁₀, bem como um enriquecimento de Fe e Mg do núcleo para as bordas, ao passo que Ca e Mn mostram uma tendência contrária. As hornblendas são magnésio-hornblendas.

O comportamento dos elementos maiores e traços no granada-anfibolito indicam uma provável origem vulcânica da rocha original. Dia gramas de classificação e discriminação apontam na direção das rochas calco-alcálicas,

O hornblenda-websterito ocorre no topo dos quartzitos ferruginosos. Tem uma composição (em vol.) de 61% ortopiroxênio, 20% clinopiroxênio, 12% hornblenda, 4% cromo espinélio e 3% de acessórios.

I. INTRODUÇÃO

A região em estudo está localizada na porção E do Estado de

Minas Gerais, aproximadamente 180 km a NE de Belo Horizonte. A maior parte desta área está constituída por migmatitos, ocorrendo gnaisses dia-téticos a S de Guanhães. Ambas as litologias apresentam intercalações de minério de ferro, quartzitos, mármore, piroxênio-granulitos, anfíbolitos e metabasitos (BORGES et al., 1979).

PFLUG (1965) considerou as rochas da região de Guanhães como pertencentes a "Série Minas" (atualmente, segundo o mesmo autor, fariam parte do "Supergrupo Espinhaço") com idade Proterozóico inferior a médio. PFLUG (op. cit.) estabeleceu um modelo, segundo o qual, existe uma variação faciológica de uma fácies mioeossinclinal na borda oriental do Cráton do São Francisco para uma fácies eugeossinclinal mais a E. Enquanto as rochas da sequência mioeossinclinal foram metamorfizadas na fácies xisto verde, o grau metamórfico da sequência eugeossinclinal aumenta no sentido W/E atingindo a fácies anfíbolítica. Na região de Guanhães ocorrências de granulitos constituem testemunhos de um metamorfismo de alto grau.

HASUI et al. (1976) atribuíram aos migmatitos da região em questão uma idade de 2.000 m.a., utilizando o método Rb/Sr. Essa idade foi interpretada pelos mesmos como idade de migmatização, entretanto, o paleosoma dos migmatitos é considerado mais antigo pelo posicionamento de alguns pontos na parte superior desta isócrona.

II. TÉCNICAS DE ANÁLISE QUÍMICA

Os elementos principais e os elementos traços foram determinados através da fluorescência de raios X. O instrumento usado foi um modelo PW 1450/20, de fabricação PHILIPS. A precisão deste aparelho para os elementos traços é de + 10%, + 20% e + 30% para 1.000 ppm, 100 ppm e 10 ppm respectivamente. Os resultados das análises dos REE (rare-earth elements) apresentam valores aproximados.

A composição química dos minerais foi determinada através da microsonda eletrônica. O instrumento empregado foi um "ELECTRON PROBE MICROANALIZER", modelo CAMBRIDGE S 4-10. O erro relativo para os elementos mencionados é na base de 3%.

III. PETROGRAFIA

GNAISSES DIATÉTICOS

Os gnaisses diatéticos são rochas de coloração clara, granulação média, com máficos subordinados. Ao microscópio os minerais são equidimensionais, de contornos denteados. Microclina e plagioclásio representam, juntamente com o quartzo, os principais componentes. A microclina apresenta-se com intercrescimentos pertíticos formando vênulas; o plagioclásio comumente mostra-se geminado segundo a lei da albita. A biotita aparece como componente secundário, em pequenos agregados azuis-verdes com pleocroísmo acastanhado. Como acessórios identificou-se apatita, zircónita, titanita e opacos. Intercrescimentos mirmequíticos entre plagioclásio e quartzo indicam uma influência diatética de alto grau.

GRANADA-ANFIBOLITO

A ocorrência de granada-anfíbolito está localizada 10 km a SSE de Guanhães na estrada ligando esta cidade a Dores de Guanhães. Trata-se de um corpo estreito de forma lenticular, com uma extensão de 36m e 2.20m de espessura. Lateralmente observou-se a presença de granadas no manto de alteração, o que supõe uma distribuição maior do granada-anfíbolito.

O corpo de granada-anfíbolito mostra na base e no topo um quartzo ferruginoso, mas os contatos não são aflorantes. Na capa do quartzito superior ocorre um hornblenda-websterito, predominantemente decomposto, aflorando em uma área de 1 km².

A rocha examinada é caracterizada macroscopicamente por uma estrutura maciça de granulação média. As granadas de cor vermelho-forte distinguem-se bem dos anfibólios, os quais exibem coloração verde-escura. Microscopicamente observou-se uma estrutura granoblástica e uma textura não orientada, sendo o anfibólio e a granada os constituintes essenciais. Junto aos anfibólios de hábito curto-prismático, a granada, em parte idiomorfa, alcança um tamanho de até 4mm de dimensão. A maioria das granadas contém inclusões de quartzo em forma de gotas, distribuídas irregularmente, podendo apresentar alguma orientação. Ocorrem ainda concentrações locais de quartzo. Acessórios são apatita e opacos.

A rocha mostra sinais de cataclasmamento, em especial no caso das granadas, que foram fragmentadas com posterior preenchimento das fraturas por soluções ferríferas. A análise modal da amostra 173-lapresentou (em vol.) 32% granadas, 56% anfibólios, 11% quartzo e 1% acessórios. Conforme os dados obtidos pela microsonda (Tab. 2), a granada é uma almandina de composição média almandina₇₀-grossularita₂₀-piropo₁₀. Os conteúdos em Fe, Mg, Ca e Mn apresentam uma diferença de aproximadamente 2% (em peso) do núcleo para a borda, provavelmente devido ao zoneamento com enriquecimento de Fe e Mg nas bordas e Ca e Mn no núcleo (Fig. 2). Os anfibólios de coloração verde-escura (Tab. 3) são, segundo a classificação de LEAKE (1978), magnésio-hornblendas.

Macroscopicamente e também as microscópio o granada-anfibolito assemelha-se a um eclogito. Eclogitos pré-cambrianos são bastante raros, sendo que apenas duas ocorrências foram descritas no pré-cambriano brasileiro (CHOUDHURI et al., 1978; SCHMIDT, 1983). Entretanto, a ausência de minerais como onfacita e a composição das granadas, não sendo típica para eclogitos, não confirmam esta hipótese.

HORNBLENDA-WEBSTERITO

O hornblenda-websterito ocorre no topo da sequência descrita no item anterior. A rocha apresenta uma matriz de coloração cinza-esverdeada, granulação média a grosseira, textura não orientada, contendo esporadicamente cristais de hornblenda verde. Um dos componentes essenciais é o ortopiroxênio, formando cristais perfiroblásticos de 1cm de diâmetro. Os ortopiroxênios mostram segregações regulares de opacos, sendo típicas para a rocha em questão. Os demais constituintes principais são o clinopiroxênio incolor de hábito curto-prismático, juntamente com a hornblenda incolor. Ocorre ainda um espinélio verde, provavelmente hercinita, em concentrações locais. Os acessórios são olivina (?) e opacos.

A análise modal da amostra 75 forneceu o seguinte resultado: 61% ortopiroxênio, 20% clinopiroxênio, 12% hornblenda, 4% cromo espinélio e 3% acessórios. O ortopiroxênio é uma enstatita, contendo em média 2,5% (em peso) de Al_2O_3 . O clinopiroxênio, segundo os dados obtidos, é uma augita (Tab. 3).

IV. GEOQUÍMICA

Neste item será feita uma tentativa de caracterizar a rocha original do granada-anfibolito, o que é dificultado pela alteração polimetamórfica e pelas condições de decomposição tropical. Os altos teores em Fe_2O_3 resultam do preenchimento tardio das fraturas nas granadas, por soluções oriundas provavelmente dos quartzitos ferruginosos sub e sobrejacentes.

Inicialmente deve-se estabelecer o caráter da rocha original, se ortogênico ou para-gênico. Os "valores de NIGGLI", obtidos através das análises foram comparados com dados de rochas magmáticas (Fig. 3 a-c). A concordância entre ambos é perceptível. Outra interpretação dos dados baseia-se em diversos diagramas de classificação e discriminação. A composição dos elementos principais indica uma origem magmática de caráter calco-alcálico (Fig. 4 a,b). Resultados semelhantes

revelam também os altos teores em LREE (light rare-earth elements), bem como o diagrama de Zr/TiO₂-Ce (Fig. 4 e). Dois pontos encontram-se no limite de basalto/traquiandesito, entretanto os valores de Y/Nb > 1 (Tab. 1) referem-se mais a andesitos do que a traquiandesitos (WINCHESTER & FLOYD, 1977).

Os elevados teores de Y resultam em um posicionamento dos pontos fora de campo da discriminação no diagrama de Ti-Zr-Y (Fig. 4 e). Segundo GREEN (1980), Y é um elemento que se comporta de maneira semelhante aos HREE (heavy rare-earth elements) e é facilmente incluído nas granadas e anfibólios, o que explica os altos teores neste elemento.

V. METAMORFISMO

O zoneamento comprovado nas granadas do granada-anfibolito é comum em certas zonas metamórficas e indica um metamorfismo progressivo (vide PLIMER & MOAZEZ-LESCO, 1981; DIETVORST, 1982).

Segundo BORGES et al., (1979) o metamorfismo na região de Guanhães atingiu a fácies anfibolítica elevada a granulítica. HOEFS et al., (1982) descrevem temperaturas de 18^o de 600-800°C para as rochas granulíticas da parte E de Minas Gerais.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seus agradecimentos ao Deutscher Akademischer Austauschdienst e ao Deutsche Forschungsgemeinschaft pelo suporte financeiro.

BIBLIOGRAFIA

- BORGES, N.R.A., VIVEIROS, J.F.M. & GUIMARÃES, I.G. (1979): Contribuição a geologia da região de Guanhães. - Soc. Bras. Geol. Núcleo Minas Gerais, Bol., 101-123, 8 Fig., 2 Tab., Diamantina.
- BURRI, C. & NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Die Ophiolite. Allgemeines über das Verhalten basischer Gesteine, Berechnungsmethoden.- 654 S., Zürich (Schweizer Spiegel).
- CHOUDHURI, A., FIORI, A.P., WINTERS, A.A.M., BETTENCOURT, J.S. & RODRIGUES, J.E. (1978): A note on small bodies of eclogite as inclusions in high grade gneisses north of Pouso Alegre, Minas Gerais.- Rev. Bras. Geocienc., 8: 63-68, 3 Abb., São Paulo.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature.- Chem. Geol., 29: 183-210, 5 Abb., 6 Tab., Amsterdam.
- DIETVORST, E.J.L. (1982): Retrograde garnet zoning at low water pressure in metapelitic rocks from Kemiö, SW Finland.- Contrib. Mineral. Petrol., 79: 37-45, 9 Abb., 4 Tab., Berlin - Heidelberg.
- GREEN, T.H. (1980): Island arc and continent-building magmatism - a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry.- Tectonophys., 63: 367-385, 2 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- HASUI, Y., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. & DELHAL, J. (1976): Geocronologia da região do médio Rio Doce, MG.- XXIX. Congr. Bras. Geol., Res. Trab., 211-212, Ouro Preto.
- HOEFS, J., MÜLLER, G. & SCHUSTER, A.K. (1982): Polymetamorphic relations in iron ores from the Iron Quadrangle, Brazil: The correlation of oxygen isotope variations with deformation history.- Contrib. Mineral. Petrol., 79: 6 Abb., 2 Tab., Berlin - Heidelberg.
- ISHIKAWA, A. (1968): Some aspect of geochemical trend and fields of the ratio V, Ni and Co.- Geochim. Cosmochim. Acta, 32: 913-917, 2 Abb., Oxford.

- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles.- *Miner. Petrogr. Acta*, 22: 195-224.
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO₂/P2O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 53-62, 6 Abb., 3 Tab., Amsterdam.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. & WINTERHALTER, R.U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine*.- *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser.*, 14.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300, 9 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- PFLUG, R. (1965): A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais, Brasil.- *Div. Geol. Min., Boletim*, 226: 51 S., 25 Abb., Rio de Janeiro.
- PLIMER, I.R. & MOAZEZ-LESCO, Z. (1981): Polymetamorphic normal-, reverse-zoned and unzoned garnets from the Darakht-Bid aureole, Mashhad, Iran.- *Tscherm. Miner. Petrogr. Mitt.*, 28: 245-263, 9 Abb., 7 Tab., Wien.
- SCHMIDT, W. (1983): Die Geologie der Araxa Gruppe in Südwest Minas Gerais, Brasilien unter besonderer Berücksichtigung des Grünsteingürtels von Fortaleza de Minas.- *Diss. (mscr.)*, 134 S., 37 Abb., 5 Tab., 16 Taf., 1 Kart., Freiburg i.Br.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- *Chem. Geol.*, 20: 325-343, Amsterdam.

TABELA 1 - CONTEÚDO DOS ELEMENTOS PRINCIPAIS E DOS ELEMENTOS TRAÇOS DAS ROCHAS EXAMINADAS

	Granada-anfibolito						Gnaissediatic	hbl-websterito
	173-3	173-4	173-4	173-7	173-7	173-9	288	75
SiO ₂ (%)	51.55	59.17	59.79	49.09	55.94	51.57	71.51	49.19
TiO ₂	0.31	0.28	0.25	0.34	0.27	0.33	0.29	0.14
Al ₂ O ₃	12.74	10.21	9.57	13.70	10.15	10.44	13.47	7.60
Fe ₂ O ₃ *	21.05	22.06	17.77	22.15	21.69	18.49	3.75	10.59
MnO	0.25	0.16	0.16	0.29	0.27	0.14	0.06	0.16
MgO	5.72	4.09	5.99	5.88	5.73	7.26	0.09	28.12
CaO	6.05	3.52	6.15	6.37	5.90	6.67	1.00	3.86
Na ₂ O	0.40	0.12	0.36	0.31	0.29	0.50	4.09	0.09
K ₂ O	0.19	0.16	0.23	0.21	0.27	0.25	5.29	0.03
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.04	0.03
	98.31	99.83	100.32	98.40	100.58	95.70	99.59	99.81
Sc (ppm)	18	20	12	20	0	14		
V	78	72	63	76	63	87	0	114
Cr	299	256	263	378	246	341	0	3.279
Co	41	39	32	39	48	43		
Ni	87	73	68	93	58	106	0	1.221
Cu							0	0
Zn							97	66
Ga							23	0
Rb	10	22	0	10	0	0	207	0
Sr	27	21	25	29	32	35	72	0
Y	23	25	35	54	70	50	73	23
Zr	36	35	31	40	34	36	367	25
Nb	0	0	0	0	0	0	38	0
La	142	224	224	420	630	263	142	31
Ce	41	111	40	95	33	61	274	0
Nd	102	142	197	368	435	229	107	0
Hf							13	0
Pb	41	19	17	24	7	26	32	0
Th							32	0
U							5	0

*Fe₂O₃ tot.

TABELA 2 - ANÁLISES POR MICROSONDA DAS GRANADAS DO GRANADA-ANFIBOLITO

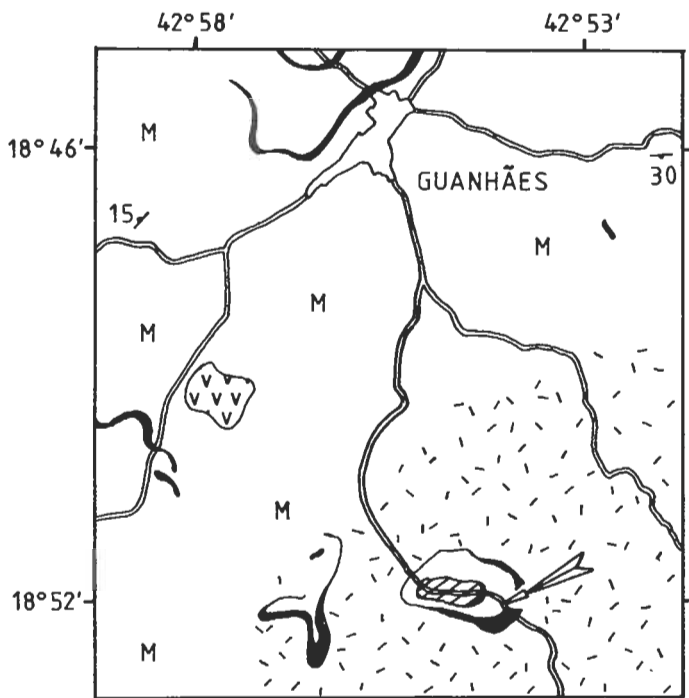
granada anfibolito 173							
granadas							
	1 (1)	1 (3)	2 (5)	2 (6)	2 (7)	2 (8)	2 (9)
SiO ₂	37.99	37.97	37.79	37.55	37.44	37.32	37.51
TiO ₂	-	-	-	0.12	0.19	0.17	0.15
Al ₂ O ₃	21.48	21.55	21.59	21.19	20.99	21.05	21.28
FeO	28.88	28.91	29.20	27.98	27.23	27.95	28.61
MnO	0.65	0.44	0.63	1.85	2.57	2.15	1.36
MgO	4.61	4.89	4.01	2.57	2.26	2.52	2.99
CaO	6.40	6.17	6.76	8.67	9.19	8.73	8.10
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
total	100.01	99.93	99.98	99.93	99.87	99.89	100.00
Si	5.984	5.974	5.969	5.973	5.970	5.951	5.958
Ti	-	-	-	0.015	0.023	0.021	0.018
Al ^{IV}	0.016	0.026	0.031	0.027	0.030	0.049	0.042
Al ^{VI}	3.971	3.971	3.989	3.946	3.914	3.907	3.943
Fe ²⁺	3.804	3.804	3.857	3.723	3.630	3.727	3.801
Mn	0.087	0.059	0.085	0.249	0.347	0.290	0.183
Mg	1.081	1.146	0.945	0.609	0.537	0.599	0.709
Ca	1.079	1.040	1.144	1.478	1.570	1.492	1.379
Na	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-
total	16.023	16.020	16.020	16.020	16.019	16.036	16.032
alm	63	63	64	62	60	61	63
spess	1	1	1	4	6	5	3
pyr	18	19	16	10	9	10	11
gross	18	17	19	24	25	24	23

TABELA 3 - ANÁLISES POR MICROSONDA DAS HORNBLENDAS DO GRANADA-ANFIBOLITO E DOS PIROXENIOS DO HORNBLENDA-WEBSTERITO

	granada anfibolito 173				hornblenda websterita 75			
	hornblenda				ortopiroxenio		clinopiroxenio	
	1 (2)	1 (4)	2 (10)	2 (11)	(13)	(14)	(16)	(17)
SiO ₂	47.39	47.74	47.73	47.48	55.67	54.95	52.57	52.31
TiO ₂	0.66	0.69	0.48	0.54	-	-	0.25	0.27
Al ₂ O ₃	8.73	8.73	8.22	8.32	2.44	2.61	8.50	8.81
FeO ³	17.47	17.10	17.73	17.92	8.46	8.69	4.86	5.04
MnO	-	-	0.14	-	-	0.30	-	-
MgO	11.82	11.85	11.91	11.81	33.25	33.20	20.93	20.56
CaO	10.44	10.41	10.30	10.34	0.17	0.25	12.43	12.49
Na ₂ O	1.09	1.03	1.05	1.15	-	-	0.45	0.51
K ₂ O	0.41	0.44	0.45	0.44	-	-	-	-
total	98.01	97.99	98.01	98.00	99.99	100.00	99.99	99.99
Si	6.990	7.023	7.049	7.022	1.937	1.919	1.860	1.853
Ti	0.074	0.077	0.054	0.060	-	-	0.007	0.007
Al ^{IV}	1.010	0.977	0.951	0.978	0.063	0.081	0.140	0.147
Al ^{VI}	0.507	0.537	0.479	0.471	0.037	0.026	0.214	0.221
Fe ²⁺	2.155	2.104	2.189	2.216	0.246	0.254	0.144	0.149
Mn	-	-	0.018	-	-	0.009	-	-
Mg	2.600	2.598	2.622	2.602	1.724	1.728	1.104	1.086
Ca	1.649	1.641	1.630	1.639	0.006	0.009	0.471	0.474
Na	0.311	0.294	0.300	0.329	-	-	0.031	0.035
K	0.078	0.082	0.085	0.082	-	-	-	-
total	15.374	15.333	15.377	15.399	4.013	4.026	3.971	3.972

Fig.1

ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE GUANHÃES, MG



LEGENDA

METABÁSICA

QUARTZITO FERRUGINOSO

MIGMATITO

DIATEXITO

HORNBLENDA - WEBSTERITO

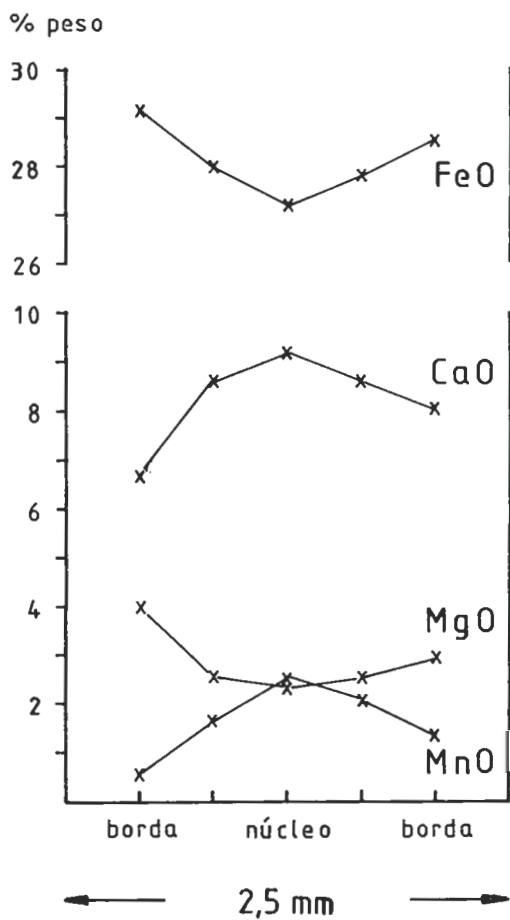
GRANADA - ANFIBOLITO

$\wedge 20$ ATITUDE DE FOLIAÇÃO

0 3 km

Fig.2

PERFIL GEOQUÍMICO DE UMA GRANADA ZONADA DO GRANADA - ANFIBOLITO



DIAGRAMAS PARA O GRANADA-ANFIBOLITO

Fig.3a

segundo NIGGLI et al.(1930)

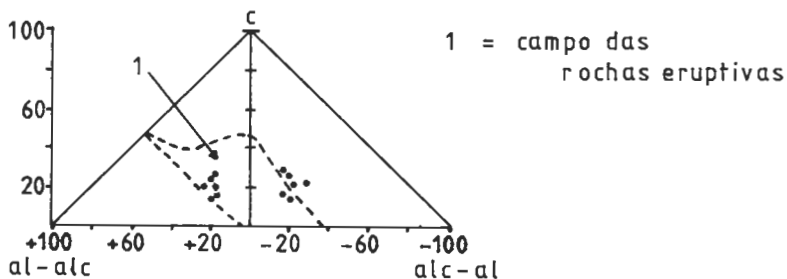


Fig.3b

segundo BURRI & NIGGLI (1945)

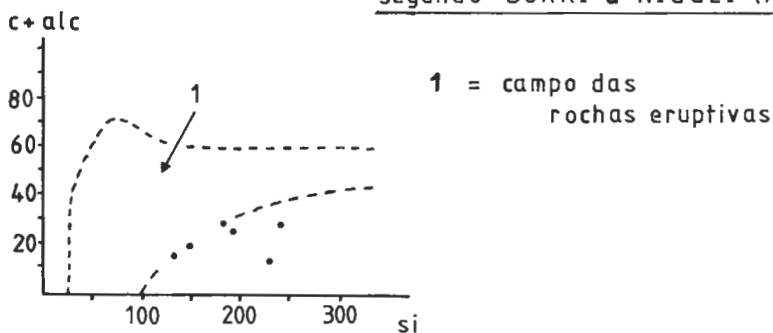
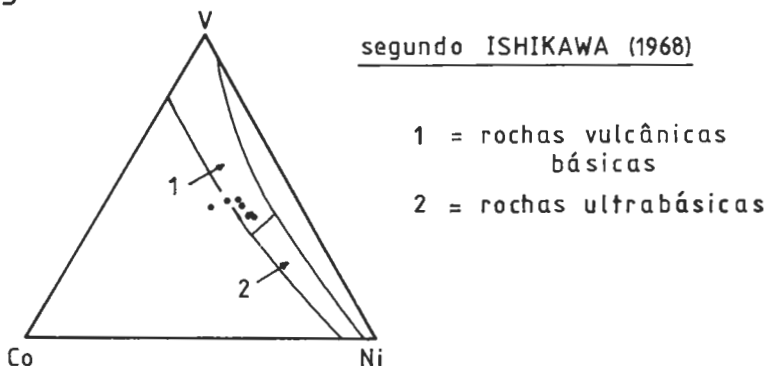


Fig.3c

segundo ISHIKAWA (1968)



DIAGRAMAS DE CLASSIFICAÇÃO E DISCRIMINAÇÃO

Fig. 4 a

- GRANADA-ANFIBOLITO
- x HORNBLENDA-WEBSTERITO
- GNAISSE DIATÉCTICO

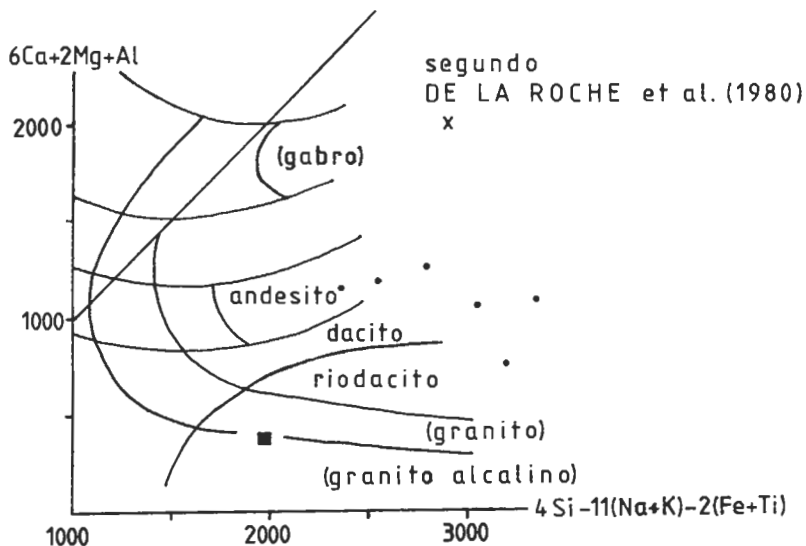


Fig. 4 b

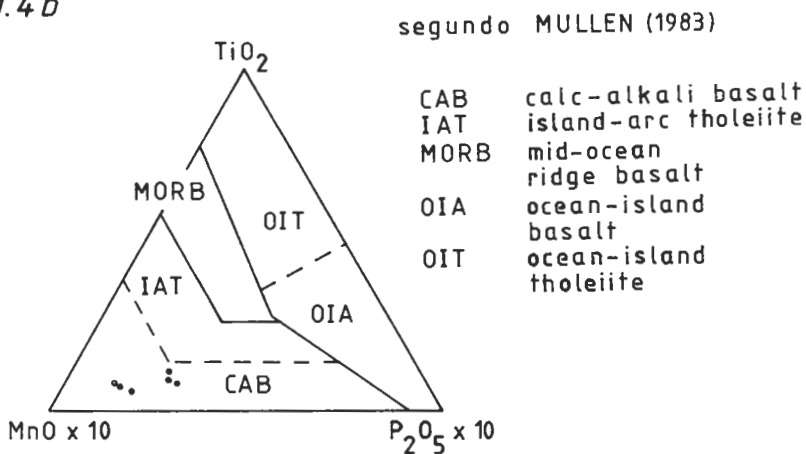


Fig.4c

segundo WINCHESTER & FLOYD (1977)

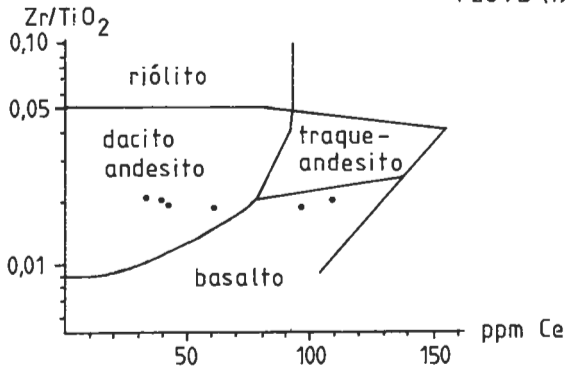


Fig.4d

segundo PEARCE & CANN (1973)

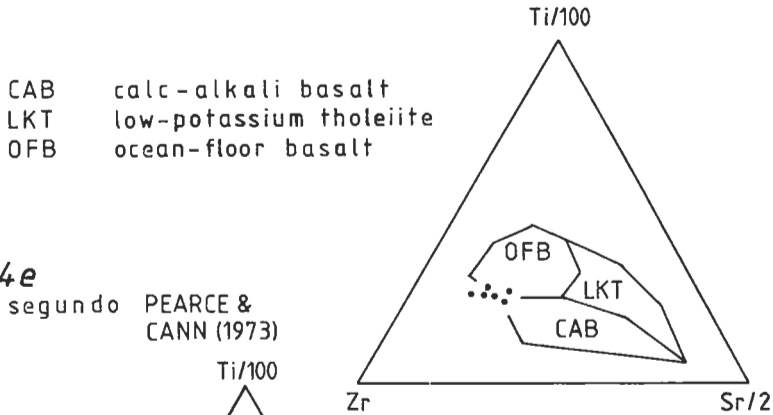
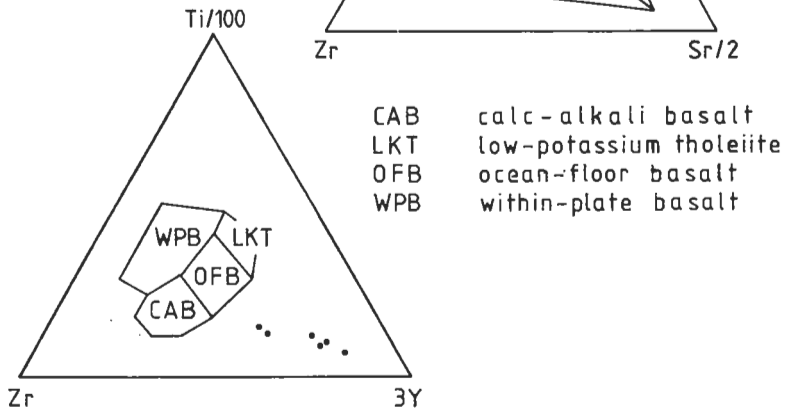


Fig.4e

segundo PEARCE & CANN (1973)



VULCANISMO ÁCIDO NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E SUA RELAÇÃO COM ALGUMAS OCORRÊNCIAS E/OU DEPÓSITOS MINERAIS

César Mendonça Ferreira

Departamento de Geologia da Escolha de Minas - UPOP

SUMMARY Detailed surveying of the topaz mine of Companhia Vermelhão, localized in Morro do Saramenha in the neighbourhoods of Ouro Preto, combined with petrographic studies of local rocks as well of rocks from several topaz occurrences and bauxite deposits along the Dom Bosco syncline, at the South of the Iron Quadrangle, led to the identification of several lateritized rock bodies, of which the relict structure and contact relations with rocks of the Piracicaba Group reveal a volcanic and sub-volcanic origin.

Those lateritized rock bodies show massive structure, absence of recrystallized quartz and unconformity in the contacts with the host rocks.

The last feature indicate that they are younger than the last dynamothermal event that took place in the area.

Several occurrences of and /or topaz mines and bauxite deposits in the area are intimately related to those rock bodies.

INTRODUÇÃO O presente trabalho foi desenvolvido como parte inicial de um estudo visando trazer mais conhecimentos sobre as ocorrências de topázio na região de Ouro Preto.

Nesta primeira etapa foi feito mapeamento geológico, na escala 1:5000, na região do morro de Saramenha a sudoeste da cidade de Ouro Preto, bem como trabalhos preliminares de reconhecimento nas regiões de Miguel Bourcier, Dom Bosco e Rodrigo Silva.

HISTÓRICO São conhecidas no quadrilátero ferrífero, várias ocorrências de argilas aluminosas de aspecto maciço, nas proximidades de ocorrências de topázio e/ou bauxita.

Algumas destas ocorrências foram descritas por Guild (1960) no Distrito de Congonhas e por Johnson (1962) na quadrícula de Dom Bosco; sendo que a ocorrência, localizada 1km a leste do Cumbe e a noroeste do Morro do Caxambú, foi descrita pelos dois autores.

GEOLOGIA A região de ocorrência dos corpos aqui descritos é uma faixa que coincide com a parte central do sinclinal de Dom Bosco, no sul do Quadrilátero Ferrífero, onde predominam filito, quartzito ferruginoso, dolomito, quartzito e conglomerado do Grupo Piracicaba do Super Grupo Minas.

MORRO DE SARAMENHA No morro de Saramenha foi caracterizado um "corpo laterítico" com dimensões de 750 x 150m encaixado em saprólito de rochas dolomíticas. Uma cava de mineração com direção E-O expõe a "laterita" num corte com 38m de altura do lado sul, bem como o contato, praticamente vertical, da mesma com rochas dolomíticas intemperizadas.

Próximo ao contato, a "laterita" tem cor marron avermelhada escura, e apresenta concreções de limonita, com diâmetro por volta de 3 a 8mm, que vão diminuindo de quantidade até desaparecerem à medida que se afasta do contato (ponto 15 no mapa). A cor da "laterita" vai se atenuando gradativamente no sentido da parte inferior da cava para cima, passando à cor branca para tornar-se novamente vermelha na zona de solo. O corpo é discordante, e o contato nos flancos a NO, O, SO e S é vertical a sub-

vertical, a NE é sub-horizontal estando subjacente a rochas dolomíticas intemperizadas. Além do corpo principal, há mais três outros corpos de "laterita" mapeáveis na área (ver mapa). No ponto 12 o "corpo laterítico" tem a forma de um dique vertical. No ponto 13 o "corpo laterítico" está subjacente à rocha dolomítica e o contato é concordante com o acamamento da mesma (mergulho 22° SO). Na zona mineralizada em topázio, no saprólito da rocha dolomítica, observam-se blocos, de dolomito intemperizado de tamanho variável, de decímetros a metros, com orientação caótica, permeado por veios anastomosados do "material laterítico", com concreções limoníticas.

Não foi observada, em nenhum dos afloramentos da "laterita", estrutura planar que possa ser relacionável com distribuição zonada de constituintes. O que se observa, excluída a variação de cor, é um caráter maciço e homogêneo. Além da fração de argila, é uma constante a presença de grãos de quartzo com tamanho variando de 0,06 a 0,9mm. Com teores de 3% a 7% na "laterita". Os grãos são angulosos com vértices agudos e arestas cortantes (ver foto). Apresentam, na sua superfície, figuras de corrosão, linhas de crescimento e moldes. Alguns poucos grãos tem a forma tendendo para cristais idiomorfos. Ao microscópio o quartzo mostrou extinção reta nas seções de quatro lâminas delgadas examinadas, os grãos são monocristal e raramente mostram poucas inclusões sólidas, não foram observadas inclusões fluídas. Tais características coincidem com as de quartzo de origem vulcânica (Blatt et al., 1963 e Polck, 1974). Observam-se, também, na massa de argila, cavidades limitadas por porções planas, interpretadas como moldes de cristais solubilizados durante o intemperismo.

Guild (1960) sugere que: "a argila é o produto final da alteração do dolomito"- Johnson (1962) cita Guild, mas sugere: "It therefore appears to the writer to be transported material, possibly filling an old channel".

A morfologia dos corpos descritos no Morro de Saramenha bem como as características da laterita que os constitui, permitem concluir que a mesma é saprólito de uma rocha de origem vulcânica, não afetada por metamorfismo dinamotermal.

As concreções de limonita são interpretadas por este autor como sendo estruturas vesiculares vulcânicas preenchidas por limonita durante o intemperismo.

OUTRAS OCORRÊNCIAS As ocorrências de "laterita", que estão aqui citadas, não foram ainda mapeadas, foi feito apenas um reconhecimento em cada área, com coleta de amostras:

1. Ponto a 1,2km a oeste de São Julião na estrada para Pires;
2. Ponto a 2km a SE da Lagoa das Codornas, estrada Ouro Preto - Belo Horizonte (Br-356);
3. Ponto a 1km a este do Cumbe e 1km a NO do Morro do Caxambú;
4. Ponto a 0,2km a oeste da Estação de Dom Bosco, estrada de ferro da RFFSA.
5. Ponto a 2,5km a leste da Mina de Topázio do Capão e 1,5km a SO de Rodrigo Silva, estrada Rodrigo Silva - Mina do Capão;
6. Ponto no Morro do Cruzeiro, no Campus da UFOP.

Nas ocorrências acima relacionadas as características gerais da "laterita" são semelhantes às do Morro de Saramenha, nos seguintes aspectos: caráter maciço, ausência de estrutura planar, presença de grãos de quartzo, presença de moldes de minerais solubilizados. Nos locais onde foi possível definir a forma do corpo, esta é a de rocha injetada.

No quadro 1 são apresentados os dados relativos ao quartzo, sendo que a ocorrência nº 7 corresponde ao Morro de Saramenha.

Na ocorrência nº 3 a oeste do Morro do Caxambú, no contato entre laterita e filito, do lado SO do corpo, no corte da estrada para o Cumbe, a laterita apresenta fragmentos angulosos de filito, considerados por este autor como xenólitos, bem como concreções de limonita semelhantes às que ocorrem no Morro de Saramenha.

Na ocorrência 4, 0,2km a oeste da estação de Dom Bosco, o corpo tem a forma de veio discordante com o filito (foto 2)

OCORRÊNCIAS	QUARTZO	
	Tamanho em mm	Teor
1	0,12 a 1,2	1,3
2	0,20 a 1,8	2,4
3	0,15 a 1,7	2,6 a 17,8
4	0,15 a 1,2	- (1)
5	0,08 a 0,8	16
6	0,07 a 1,5	- (1)
7	0,06 a 0,9	3 a 7

(1) Teores não calculados. Para a ocorrência nº 3 o teor é menor do que 1% e para o nº 6 foi estimado entre 3 e 5%

Todas as ocorrências de laterita aqui citadas em decorrências da semelhança de suas características são consideradas por este autor como saprólito de rochas vulcânicas.

A variação de teor de quartzo primário (quadro 1), sugere mais de um tipo de rocha vulcânica, desde rochas saturadas até supersaturadas em sílica.

RELAÇÃO DAS ROCHAS VULCÂNICAS COM DEPÓSITOS DE BAUXITA No Morro de Saramenha e no Morro do Cruzeiro o saprólito da rocha vulcânica foi minerado pela ALCAN como bauxita. Pelo menos nas duas ocorrências acima citadas, parece claro que a bauxita se originou do intemperismo "in situ" de rochas vulcânicas.

RELAÇÃO DAS ROCHAS VULCÂNICAS COM OCORRÊNCIAS DE TOPÁZIO No Morro do Cruzeiro, no Campus da UFOP, em um corte ao lado da via que liga o Departamento de Geologia ao Instituto de Ciências Exatas e Biológicas, próximo ao contato com o saprólito de rocha dolomítica há um veio com topázio no saprólito da rocha vulcânica.

Na folha de Dom Bosco, a 400m ao sul do Morro do Caxambú (lavra do Caxambú) ocorre topázio a menos de 10m de distância do contato da rocha vulcânica com o filito.

A 800m ao sul da Estação de Dom Bosco, na respectiva quadrícula, está sendo lavrado topázio dentro da laterita.

No Morro de Saramenha, a SO de Ouro Preto, (Mina da Vermelhão), o topázio ocorre em uma zona de veios, com direção aproximada de N60°O, com aproximadamente 800m de extensão, dos quais 200m dentro do saprólito de mármore dolomíticos e os restantes 600m dentro do saprólito da rocha vulcânica.

Tais fatos mostram que a mineralização de topázio é posterior à injeção das rochas vulcânicas. Sugerimos que a mineralização dos veios com topázio se originou da fase pneumatolítica da atividade magmática geradora do vulcanismo ora descrito.

CONSIDERAÇÕES FINAIS A ausência de metamorfismo dinamo-termal sugere que a atividade vulcânica ocorreu após o ciclo Brasileiro, podendo portanto estar subordinado ao vulcanismo da bacia do Paraná. Estudos geoquímicos, ora em andamento, deverão trazer dados complementares ao presente estudo. Está previsto, também, o estudo de outras ocorrências de "laterita maciça" existentes na região do Quadrilátero Ferrífero.

AGRADECIMENTOS Agradecemos aos colegas do Departamento de Geologia da Escola de Minas pela colaboração no desenvolvimento da tese aqui apresentada, bem como à Vermelhão-Mineração, Indústria e Comércio Ltda, por possibilitar a realização dos trabalhos na mina do Morro de Saramenha.

BIBLIOGRAFIA Blatt, Harvey and Christie, John M, 1963, Undulatory Extinction in Quartz of Igneous and Metamorphic Rocks and its Significance in Provinces Studies of Sedimentary Rocks, Jour. Sedimentary Petrology , v.33, p.558 - 579.

Folk, Robert L., 1974, Petrology of Sedimentary Rocks, Austin Texas , 78712 Hemphill Publishing co., p.67 - 81.

Guild, P. W., 1957, Geology and Mineral Resources of the Congonhas district, Minas Gerais Brasil: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 290,90p. Trad. 1960, DNPM, Memória nº 1, pp 102 - 107.

Johnson, R.L., 1962, Geology and Ore Deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco, and Ouro Branco Quadrangles, Geol. Survey Prof. Paper 341-B , pp 24 - 25.

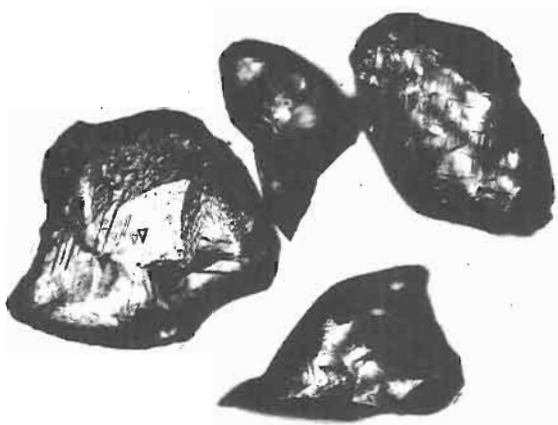
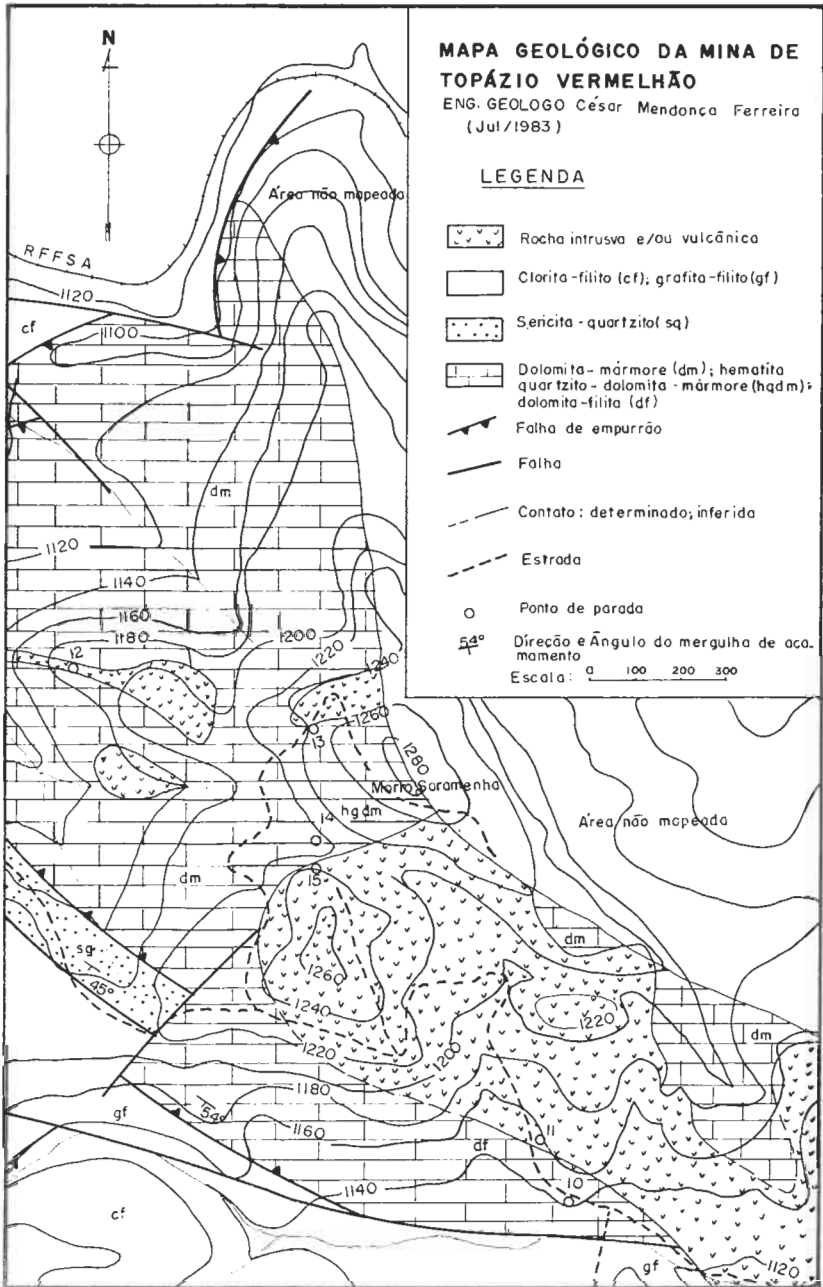


Foto 1 - Grãos monocristal de quartzo mostrando linhas de crescimento e figuras de corrosão



Foto 2 - Veio de sapróilito da rocha vulcânica, encaixado em filito do grupo Piracicaba. Corte na estrada de ferro da RFFSA a 0,2km a oeste da estação de Dom Bosco.



GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRACO EM ROCHAS METAPELÍTICAS
DA REGIÃO DO MÉDIO RIO DOCE, MINAS GERAIS

J.H. Grossi Sad
GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda.

ABSTRACT - Representatives samples of schists and gneisses, which was metamorphosed in the sillimanite isograde, have been submitted to spectrographic analyses for trace-elements. The concentrations and standart deviation (in ppm) are: Be :6,25 (3,6); Sc :29 (12); Ti :5714 (2102); V:111,5 (29); Cr :118 (78); Co :17 (11); Ni :44 (25); Cu :24 (22); Ga :30 (20); Sr :134 (70); Y :51 (21); Zr :241 (69); Nb :24 (9); Mo :4,4 (1,2); Sn :11,5 (6); Ba :601 (314); La :112 (27); Pb :54 (58).

The statistic error in the determination of the average concentrations is less than 15% por Ti, V, Zr, Mo and La, between 15% and 25% for Be, Sc, Ni, Sr, Y, Nb, Sn and Ba. The error for Cr, Co and Ga is between 25% and 30%. Cu and Pb show error near 40%. The figures indicate slight variations in the original composition of the rocks, which seems to be typical of a graywacke geosinclinal association. The results show a very large similarity with the world average for "shales", in relation to Ba, Cr, Co, Nb, Ti, V, Zr. For La, Ga, Pb, Mo, Sn, Sc, Be and Y the results are quite greater, while for Cu, Ni and Sr are smaler.

There is good positive correlation between Ba-La, Ba-Sr, Be-Mo, Be-Sn, Y-Nb, Ga-Sn, Ga-Ba and Ga-La. As the elements La, Ga, Mo, etc. show high values in relation to the known concentration levels in pelitic rocks, and considering the correlation between them, we believe that a metasomatism process took place in the region, with introduction of that elements, from intrusive granitic rocks.

INTRODUÇÃO

A sequência de rochas metapelíticas que ocorre na região do Médio Rio Doce, em Minas Gerais, compõe um pacote bem exposto e de grande importância econômica, pois é a hospedeira de pegmatitos graníticos férteis, mineralizados em berilo, feldspato, moscovita, turmalina, água marinha, etc. É óbvio que todos os caracteres geológicos, estruturais e petrográficos destas rochas são de interesse, na medida que podem atuar como controles da mineralização pegmatítica. Até o momento tais rochas não foram estudadas regionalmente, destacando-se apenas o trabalho de Licínio Barbosa *et al* (1964), em parte do Médio Rio Doce, compreendendo as folhas Barra do Cuieté e Conselheiro Pena (cerca de 1450 km²), cartografadas na escala 1/40.000 (Fig. 1). Decorridas quase duas décadas, o único avanço do conhecimento geológico regional é o mapeamento executado pela CPRM para o DNPM (escala 1/250.000), no chamado Projeto Jequitinhonha. Tal escala de trabalho não permitiu ampliar o conhecimento geológico dos metapelitos, nem aprimorou os dados disponíveis sobre os controles de mineralização dos pegmatitos.

Os metapelitos são as rochas regionais mais antigas do Médio Rio Doce. Suas relações de contato com outras sequências regionais são mal conhecidas. Sabe-se que são limitadas a ocidente por charnockitos e granulitos do cinturão que ocorre na divisa Minas - Espírito Santo; a oriente, rochas do geossinclinal Espinhaço servem como limite. Os charnockitos e granulitos da região de Juiz de Fora - Leopoldina avançam para o Médio Rio Doce, até as proximidades de Governador Valadares; estas rochas são envolvidas a oeste, norte e leste pelos metapelitos. O contato de leste é marcado pela presença de intrusiva granitóide (Tonalito Galiléia) entre os metapelitos e as rochas da fácies granulítica. O contato a oeste e norte não foi ainda investigado.

Em linhas gerais esta é a situação de conhecimento da geologia regional de vasta área do Estado de Minas Gerais, abrangendo cerca de 40.000 km².

No presente trabalho o autor discute a geoquímica dos elementos traço dos metapelitos, nas folhas Barra do Cuieté e Conselheiro Pena; os dados apresentados poderão eventualmente, ser usados como base para futuras comparações, quando se dispuser de trabalhos regionais em escala adequada.

GEOLOGIA DOS METAPELITOS

As rochas metapelíticas da região do Médio Rio Doce (Fig. 1) pertencem a quatro formações, a saber, Tumiritinga, Palmital do Sul, São Tomé e Córrego do Funil, isoladas entre si por massas de uma rocha plutônica denominada Tonalito Galiléia (Licínio Barbosa *et al.*, 1964); por isto não é possível estabelecer com certeza seu empilhamento estratigráfico. As formações Tumiritinga e São Tomé ocorrem como sinformes com eixo voltado aproximadamente para o meridiano; as dobras em escala menor, associadas a estes sinformes são relativamente abertas; a Formação Córrego do Funil compõe massas mais ou menos isoladas, alongadas e verticalizadas, no interior do tonalito, enquanto a Formação Palmital do Sul compõe a base de um pacote corado por quartzitos relativamente finos e puros (Formação Crenaque) e mostra-se amplamente migmatizada. A Formação Tumiritinga é formada essencialmente por anfibólio gnaiss e biotita xisto com algum quartzito impuro e mármore calcítico. A Formação São Tomé compõe-se de xisto gnaissóide e gnaiss xistoso de caráter grauvaquiano, enquanto a Formação Córrego do Funil contém anfibólio gnaiss e biotita xisto, além de conglomerado polimictico e é fortemente granitizada. A Formação Palmital do Sul é formada por migmatitos derivados de anfibólio gnaiss, biotita xisto e algum quartzito impuro, em geral migmatizados. As formações São Tomé (em especial) e Palmital do Sul são as unidades preferidas pelos pegmatitos férteis, para sua localização.

O autor acredita, mas não pode demonstrar, que as unidades mencionadas originaram-se durante um mesmo ciclo sedimentar e seu empilhamento estratigráfico, não se considerando possíveis mudanças de facies: Córrego do Funil, Palmital do Sul, Crenaque, Tumiritinga e São Tomé.

A paragenese mineral dos metapelitos descrita por Licínio Barbosa *et al.* (op. cit.) indica que foi atingida a isógrada da sillimanita durante o metamorfismo regional.

GEOQUÍMICA DOS METAPELITOS

Os dados analíticos relacionados aos metapelitos do Médio Rio Doce foram apresentados por Dutra e Grossi Sad (*apud* Licínio Barbosa *et al.*, 1964). Foram analisados por espectrografia ótica os seguintes elementos: Be, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, La e Pb. Trabalhou-se com 22 amostras de rochas xistosas das formações Córrego do Funil, Palmital do Sul, Tumiritinga e São Tomé, evitando-se a coleta nas proximidades de contato com intrusivas e em áreas migmatizadas. As médias para cada unidade foram apresentadas por Dutra & Grossi Sad (op. citado) e foram obtidas para todos os elementos considerados. Na Tabela 1 são apresentados os valores médios para o conjunto de metapelitos, os desvios padrão e o erro na determinação da média (para probabilidade de 95%, expressado em percentagem).

No trabalho de Dutra & Grossi Sad (op. citado) consta o relato do método usado, os resultados obtidos, a precisão analítica e algumas comparações, por seqüência. No presente trabalho os metapelitos são tratados como uma seqüência metasedimentar única, pois que os valores médios obtidos por unidade, não apresentam diferenças significativas; por outro lado, a faixa de variação dos conteúdos individuais é semelhante para todas as unidades.

Os resultados analíticos da Tabela 1 são apresentados em valores arredondados, segundo prática corrente. Não se procedeu a teste estatístico rigoroso para a verificação da lei de distribuição. Um teste gráfico (não apresentado) indica distribuição segundo a lei gaussiana.

Na Fig. 2 são mostrados graficamente os valores médios obtidos e a faixa de variação por elemento analisado, que também pode ser apreciada a partir dos valores dos desvios padrão indicados na Tabela 1. Os erros na determinação das médias variam de 10 a 15% para Ti, V, Zr, Mo e La, de 15 a 20% para Sc, Y e Nb, de 20 a 25% para Be, Ni, Sr, Sn e Ba, de 25 a 30% para Cr, Co e Ga e de 40 a 46% para Cu e Pb. Os resultados

obtidos são considerados, a partir dos valores calculados para o erro, como representativos das rochas investigadas. Quando se considera os intervalos de confiança, para 95% de probabilidade (Fig. 3) nota-se que são pequenos em geral e para aqueles que exibem erros superiores a 25% na determinação da média nota-se: o Cr fornece valor médio de 118 ppm (intervalo de confiança 88 e 147), o Co tem valor médio 17 ppm (intervalo 13 e 21), o Ga tem valor médio 30 ppm (intervalo 23 e 37,5), o Cu tem valor médio 24 ppm (intervalo 15 e 30) e o Pb, valor médio 54 ppm (intervalo 32 e 76). Isto significa, por exemplo, que se metapelitos contêm uma média de 17 ppm de Co, não seria inesperado que algumas amostras pudessem conter o triplo deste valor. Ao contrário, se metapelitos contêm valor médio de 54 ppm de Cu, seria inesperado que algumas amostras contivessem 540 ppm, pois todas as rochas, independentemente de origem, são função de leis termodinâmicas que são efetivas dentro de certos limites. No nosso caso, a probabilidade de variações puramente aleatórias parece eliminada, a partir dos dados obtidos.

COMPARAÇÕES

Um aspecto importante a considerar, quando se processam comparações a nível preliminar, é verificar se nossas rochas são mais ricas ou menos ricas nos elementos analisados, quando comparadas com médias mundiais. Parece natural, então, compará-las com o "folhelho médio" (ver Tabela 2), segundo dados de Vinogradov (1962). Os resultados para o folhelho médio foram calculados a partir de análises de argilas e folhelhos, não incluindo argilas abissais. O fator de enriquecimento indicado na Tabela 2 expressa um valor que indica se o elemento está concentrado ou diluído em nossas rochas, quando comparado com o folhelho médio. Para o titânio, vanádio, cromo, cobalto, zircônio, nióbio e bário não há variações que mereçam comentários. Para o berilo, escândio, gálio, ítrio, molibdênio, estanho, lantânio e chumbo o fator de enriquecimento é elevado. No caso do níquel, cobre e estrôncio há acentuado empobrecimento.

Dos elementos enriquecidos, o berilo, o escândio, o ítrio, o molibdênio, o estanho e o lantânio podem ter sido introduzidos metassomaticamente a partir de fluidos residuais emanados durante a cristalização do Tonalito Galiléia. Uma forte evidência favorecendo tal hipótese é oferecida pelos conteúdos médios destes elementos no tonalito, obtidos em 49 espécimes analisados: Be : 4,45 (1,97); Sc : 30 (15,8), Y : 47 (25,8), Mo : 4,3 (1,48), Sn : 11 (4,3) e La : 103 (56,9). Os valores entre parêntesis expressam o desvio padrão. Exceto para o berilo, os resultados são idênticos aos dos metapelitos.

Os resultados para gálio e chumbo nos metapelitos não são simples de explicar. No caso do gálio, considera-se existir maior riqueza do elemento em folhelhos continentais que em folhelhos marinhos (Keith & Degens, 1959). Para o chumbo não há dados disponíveis. O gálio apresenta boa correlação (ver adiante) positiva com o Sn (0,44), Ba (0,52), La (0,53), enquanto o chumbo não apresenta correlação significativa para nenhum dos elementos que mostram enriquecimento.

Os elementos que se mostram empobrecidos (Ni, Cu e Sr), contrariam as regras conhecidas de concentração em sedimentos; assim, sedimentos de granulação mais fina são mais ricos em metais que outros sedimentos; por outro lado, reações de oxidação e redução e reações com matéria orgânica são também fatores de importância.

RELAÇÕES ENTRE ELEMENTOS

Devido à peculiaridades cristaloquímicas, certos elementos mostram correlação entre si. Na Tabela 3, diversos valores de coeficientes de correlação são apresentados.

Os valores mais elevados para a correlação foram obtidos para os pares Be - Sn, Be - Mo, Ga - Ba e Ga - La. Estes elementos aparentemente, mostram-se enriquecidos por metassomatismo, conforme já se comentou, a partir de fluidos residuais de cristalização de rochas ácidas ígneas, que são enriquecidos nestes elementos. Em princípio, a boa correlação entre os mesmos pode ser explicada deste modo. Para os pares restantes, com valores moderados para o coeficiente de correlação, os resultados são os que teoricamente deveríamos esperar; assim, por exemplo, rochas mais ricas em vanádio, são também mais ricas em níquel, cobre e cromo. O níquel mostra correlação positiva com Cr (0,34) e V (0,22); o cobre com V (0,30) e o estrôncio com Ba (0,40). O cromo, o vaná-

dio e o bário mostram teores "normais" em nossas rochas e o níquel, o cobre e o estrôncio são empobrecidos, contudo. Não há uma explicação para os resultados obtidos.

Um dado que pode ser tentativamente utilizado em futuros estudos dos metapelitos da região investigada é a razão entre certos elementos. Por exemplo, em rochas ígneas as razões Ba/Sr, Rb/Sr, K/Rb, etc são importantes. No nosso caso, parece conveniente estabelecer apenas aquelas razões entre elementos que mostram valores significativos de correlação. Para os pares de elementos da Tabela 3 tem-se as seguintes razões:

Par	Razão
Ba/La	5,36
Ba/Sr	4,48
Be/Mo	1,42
Be/Sn	0,54
Y /Nb	2,12
Ga/Sn	2,60
Ga/Ba	0,04
Ga/La	0,26

Desta lista, apenas o Ba e Nb têm concentração "normal"; La, Be, Mo, Sn, Y, Ga ocorrem com teores muito elevados. O Sr tem valor médio muito baixo. Isto significa que as razões obtidas só poderão ser consideradas "representativas" para os metapelitos do Médio Rio Doce. Assim, a razão 5,36 obtida para Ba/La é muito baixa, quando com parada com a mesma razão em pelitos (ou metapelitos) "normais". Para o folhelho médio da Tabela 2, o valor Ba/La é 14,5. O mesmo pode ser dito em relação às relações Ba/Sr, Be/Mo, etc.

Com a compilação do conhecimento sobre as rochas metapelíticas do Médio Rio Doce será possível determinar se as relações estabelecidas são corretas. Por outro lado, se regionalmente os conteúdos médios e as relações entre elementos traço persistirem, a hipótese de enriquecimento metassomático não poderá ser sustentada.

CONCLUSÕES

1. Os conteúdos médios em rochas metapelíticas do Médio Rio Doce correspondem a valores usualmente encontrados em pelitos, para os seguintes elementos: Ti, V, Cr, Co, Zr, Nb e Ba. Nossas rochas são ricas em Be, Sc, Ga, Y, Mo, Sn, La e Pb e pobres em Ni, Cu e Sr. A maior riqueza nos elementos enunciados pode ser atribuída a enriquecimento metassomático, através da ação de rocha granitóide intrusiva. Não se conhece a causa do empobrecimento em certos elementos. É possível que reflita a composição da área fonte.

2. Os resultados obtidos indicam que as rochas metapelíticas podem ter se originado a partir de um embasamento granito-gnáissico cuja composição química média corresponde a de um granodiorito. Isto significa que os conteúdos médios obtidos refletem a geoquímica de elementos traço de antigos sedimentos grauvaquianos, metamorfoseados e transformados em rochas xistosas e gnáissóides.

BIBLIOGRAFIA

Barbosa, A. Licínio M., Grossi Sad, J.H., Torres, N. & Vaz de Melo, M.T. (1964). Geologia das quadrículas de Barra do Cuieté e Conselheiro Pena, Minas Gerais. Relatório GEOSOL para DNPM. Belo Horizonte.

Turekian, K.K. & Wedepohl, K.H. (1961). Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geol. Soc. Am. Bull., 72.

Vinogradov, A.P. (1962). Sredniye sodержaniya khimicheskikh elementov glavnykh tipakh izverzhennykh gornykh porod zemnoi kory. Geokhimiya, 1962.

Tabela 1. Conteúdos médios em elementos traços, com respectivos valores de desvios padrão, de rochas metapelíticas. (\bar{x} : valor médio; s: desvio padrão; n: número de determinações; e: erro percentual).

	\bar{x}	s	n	e
Be	6,25	3,6	21	25
Sc	29	12	21	18
Ti	571	2102	22	15
V	111,5	29	22	11
Cr	118	78	21	28
Co	17	11	22	27
Ni	44	25	22	24
Cu	24	22	19	41
Ga	30	20	22	28
Sr	134	70	20	23
Y	51	21	22	18
Zr	241	69	22	12
Nb	24	9	22	16
Mo	4,4	1,2	20	12
Sn	11,5	6	21	22
Ba	601	314	20	23
La	112	27	15	12
Pb	54	58	21	46

Tabela 2. Comparação entre os conteúdos médios nos metapelitos do Médio Rio Doce e o "folhelho médio" de Vinagrado (1962); valores em asterisco segundo Turekian & Wedepohl, 1961.

	1	2	Fator de enriquecimento
Be	6,25	3	2,1
Sc	29	10	2,9
Ti	5714	4500	1,3
V	111,5	130	0,8
Cr	118	100	1,2
Co	17	20	0,8
Ni	44	95	0,5
Cu	24	57	0,4
Ga	30	19*	1,6
Sr	134	450	0,3
Y	51	26	1,9
Zr	241	200	1,2
Nb	24	20	1,2
Mo	4,40	2	2,2
Sn	11,50	6*	1,9
Ba	601	580*	1,0
La	112	40	2,8
Pb	54	20	2,7

Tabela 3. Correlação entre elementos nos metapelitos (os pares assinalados com asterisco apresentam valores de coeficiente não significativos).

V - Ni*	0,22
V - Cu*	0,30
V - Cr*	0,26
V - Sr*	-0,35
Ba - La	0,48
Ba - Sr	0,40
Be - Mo	0,52
Be - Sn	0,62
Y - Nb	0,39
Ni - Cr*	0,34
Zr - La*	0,32
Mo - Sn	0,37
Ga - Zr*	0,22
Ga - Sn	0,44
Ga - Ba	0,52
Ga - La	0,53

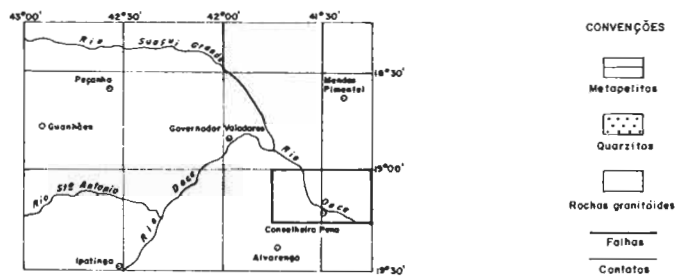
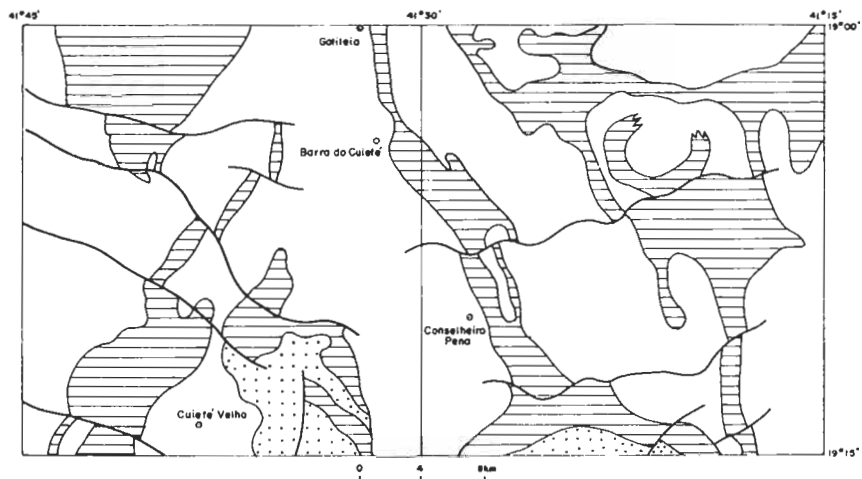


Fig.1- Esboço geológico de parte da região do Médio Rio Doce (simplificado, segundo Lício Barbosa *et al*, 1964)

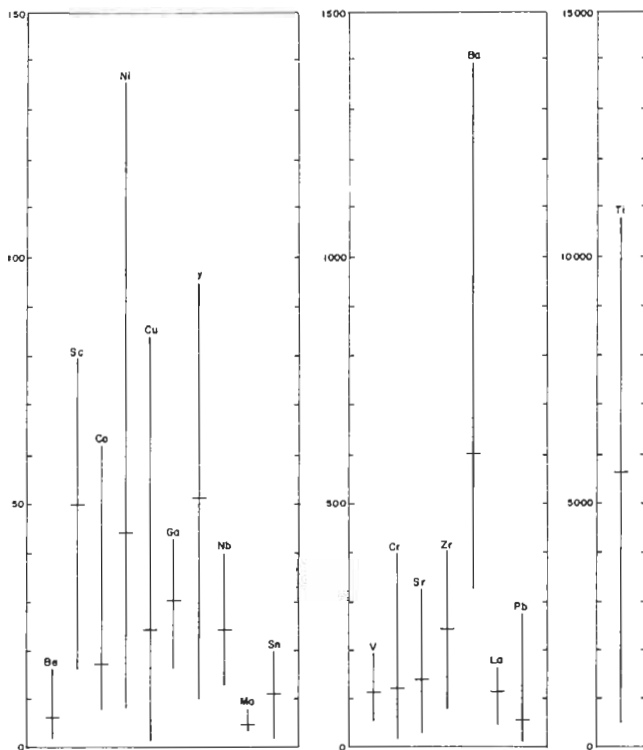


Fig. 2 - Intervalo de variação dos conteúdos dos metapelitos. O traço vertical indica o valor média para a elemento.

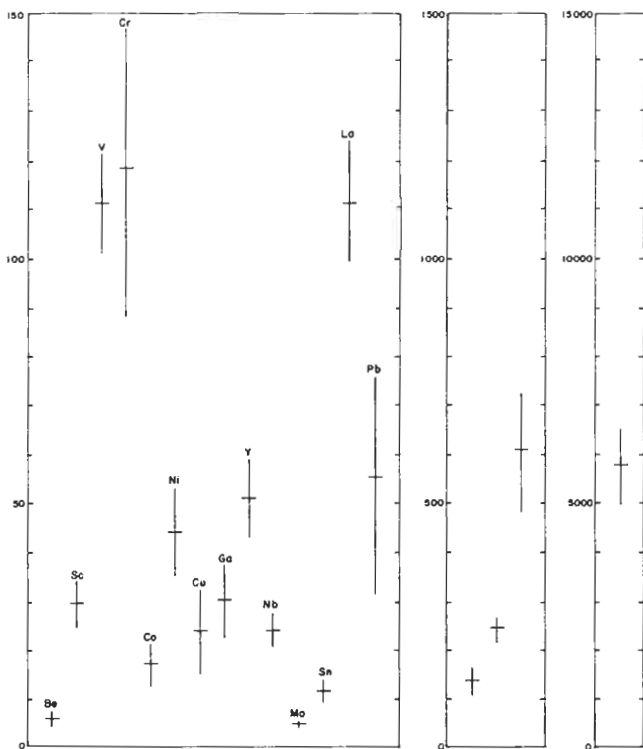


Fig. 3 - Intervalo de confiança (teste de Student) dos conteúdos de metapelitos. O traça vertical indica o valor médio para o elemento.

PADRÕES DE TERRAS-RARAS DE ROCHAS BÁSICAS
PROTEROZÓICAS DA SERRA DO ESPINHAÇO - MG

Andreas Hoppe

Geologisches Institut der Universität Freiburg, RFA

Paul K. Hörmann

Mans-H. Eulert

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Kiel, RFA

ABSTRACT

Data on REE chemistry of late orogenic basalts from the Serra do Espinhaço show marked LREE enrichment. A generation of these tholeiitic magmas at a subduction zone dipping to the west is discussed.

INTRODUÇÃO

A Serra do Espinhaço é constituída por rochas de idade proterozóica inferior a média (Supergrupo Espinhaço). Na parte central da cadeia montanhosa afloram, no núcleo de estruturas anticlinais, rochas arqueanas (Supergrupo Pré-Espinhaço) e bordejando a serra são encontrados depósitos epicontinentais do Proterozóico Superior (Supergrupo São Francisco).

O Supergrupo Espinhaço, representado por espessos depósitos de águas rasas, sedimentou-se em uma plataforma instável localizada na borda oriental do Cráton do São Francisco, de idade arqueana (PFLUG et al. 1980). A orogênese Espinhaço ocasionou um dobramento com vergência para W, acompanhado por metamorfismo de baixo grau (zona da albita-actinolita-clorita; HOPPE, 1980).

As rochas arqueanas e os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço são cortados por diques e stocks de rochas básicas. Estas foram primeiramente descritas com algum detalhe por GUIMARÃES (1933) e classificadas como "amfibolitos diabasóides". BIONDI (1979) adotou a denominação "metabasitos" e, através da determinação do conteúdo dos elementos principais, concluiu terem sido estas rochas originalmente toleitos continentais e basaltos alcalinos.

As rochas básicas ocupam cerca de 2,5% da área de distribuição dos supergrupos Pré-Espinhaço e Espinhaço. Elas podem ser divididas em três grupos:

1. Rochas metamórficas foliadas, sinorogênicas.
2. Basaltos de Datas, não foliados (em parte fracamente foliados na zona de contato), tardiorogênicos. Estes basaltos sofreram metamorfismo no mesmo grau observado nos sedimentos Espinhaço.
3. Basaltos ofíticos de Itambê, não foliados, post-orogênicos.

Todos os três grupos citados não cortam as rochas do Supergrupo São Francisco, sendo portanto mais antigos que essa sequência do Proterozóico Superior.

PROCEDIMENTO ANALÍTICO

A determinação dos elementos principais e elementos traços nos basaltos de Datas e Itambê foi realizada por espectrometria de fluores-

cência de Raios-X (aparelho Philips PW 1420/20), utilizando-se um tubo Rh. A precisão analítica para os elementos traços situa-se entre os seguintes limites de erros: 1000 ppm \pm 10%, 100 ppm \pm 20%, 10 ppm \pm 30%. Valores inferiores a 10 ppm são indicados como nulos, exceção feita para o Pb, cujo limite de detecção é de 5 ppm.

O procedimento para a determinação dos REE (rare-earth elements) pode ser assim resumido (vide BROEKAERT & HOERMANN, 1981): 5 gramas de amostra pulverizada são decompostas em uma solução de 40% HF + 70% HClO₄. A solução resultante é evaporada e o resíduo de sais dissolvido em HCl 0,8 M. Os REE são então separados através de "ion-exchange chromatography" (aparelho Dowex 50W-X8) e determinados por "inductively-coupled plasma emission spectrometry". A precisão analítica do método é de \pm 10% para Pr e Ho e \pm 3% para os demais REE.

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

Os metabasitos de Datas são compostos por actinolita/tremolita + epidoto/clinozoisita + leucoxênio/ilmenita + clorita + albita + quartzo. Os dados geoquímicos (tab. 1) revelam uma composição toleítica. Diagramas de discriminação, plotados com Ti, K, P, Cr, Y, Zr, Nb e outros elementos, exibem máximos distintos nos campos de basaltos de fundo oceânico (OFB) e basaltos de cordilheira meso-oceânica (MORB). Entretanto, o conteúdo médio dos LIL (large-ion-lithophile-elements) é três a doze vezes superior àquele dos MORB (as comparações foram feitas com dados de WEDEPHOL, 1975; HOPPE, em preparação).

Os basaltos ofíticos de Itambê são constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio e olivina (iddingsita). A análise dos elementos principais indicam "andesita-basaltos" (De la ROCHE et al., 1980) enquanto diagramas de discriminação (PEARCE & CANN, 1973; WINCHESTER & FLOYD, 1976; PEARCE et al., 1977) são indicativos de "continental within-plate basalts" (WPB).

PADRÕES DE REE

A Fig. 2 apresenta os "chondrite-normalized REE-patterns" de cinco basaltos de Datas e um de Itambê, bem como a localização das amostras. Os padrões mostram um decrescimento log linear ou levemente convexo dos LREE (light rare-earth elements) para HREE (heavy rare-earth elements).

Os padrões REE apresentam-se fortemente fracionados devido a um marcante enriquecimento em LREE. Valores de $(La/Y)_N$ de basaltos de Datas oscilam entre 4,55 e 7,77, enquanto o da amostra 110 (basalto de Itambê) é da ordem de 17,30 e portanto significativamente mais elevado. O declive do espectro dos padrões dos REE é maior nos LREE do que nos HREE (vide valores de La_N/Sm_N e Dy_N/Yb_N na tab. 2). Os conteúdos de La nos basaltos de Datas indicam um intervalo de 30 a 80 vezes superior aos valores dos condritos, aqueles de Lu 5 a 12 vezes. A amostra do basalto de Itambê mostra um enriquecimento de 160 vezes mais alto em La e 12 vezes mais em Lu do que nos condritos.

DISCUSSÃO

Como mencionado, os diagramas de discriminação indicam que os basaltos de Datas seriam originalmente rochas do tipo OFB/MORB. Tal conclusão contrasta com o modo de jazimento dessas rochas (diques esto-cs) e com sua posição geotectônica (meta-toleíticos tardiorogênicos). A isto adiciona-se o fato de que o conteúdo em elementos LIL dos basaltos de Datas é significativamente superior aos valores encontrados nos MORB, enquanto que os padrões de REE são fortemente fracionados.

Os presentes padrões de REE não permitem uma resposta definitiva para a interpretação de um ambiente geotectônico específico. Pode-se obter curvas similares para "continental flood- or continental rift basalts" e "oceanic interplate volcanic rocks" (BVSP, 1981), bem como

	17E	18	20	29	82	110
SiO ₂ (%)	48.78	47.85	48.51	47.68	48.15	49.19
TiO ₂	1.17	1.04	1.92	0.91	3.09	4.04
Al ₂ O ₃	17.12	14.54	14.24	12.08	14.08	12.93
Fe ₂ O ₃ *	10.33	11.28	13.49	10.95	12.42	13.79
MnO	0.17	0.20	0.20	0.19	0.20	0.19
MgO	6.41	9.47	7.31	12.13	6.72	4.68
CaO	11.42	11.62	10.26	12.22	10.55	7.99
Na ₂ O	2.16	1.17	2.19	0.97	2.53	2.30
K ₂ O	0.40	1.21	0.55	0.40	0.50	1.93
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.24	0.09	0.50	0.75
total	98.10	98.50	98.91	97.62	98.74	98.09
Sc (ppm)	36	46	43	51	37	26
V	212	241	339	249	248	359
Cr	71	325	185	624	147	22
Co	45	62	53	67	36	38
Ni	58	123	75	181	96	86
Rb	11	29	14	12	14	40
Sr	426	314	241	245	735	933
Y	15	14	26	14	27	34
Zr	86	66	151	59	161	268
NB	14	10	17	0	22	38
Ba	150	247	194	100	397	664
Pb	9	15	6	0	18	10

Tabela 1: Geoquímica dos elementos principais e elementos ^{*}Fe₂O₃ tot. traços. As amostras 17E - 82 são basaltos de Datas, 110 de Itambé.

	17E	18	20	29	82	110
La	14.4	11.0	18.0	9.4	25.7	49.3
CE	29.0	23.7	39.2	18.8	55.1	99.2
Pr	4.50	3.42	5.54	2.93	7.88	13.26
Nd	17.0	13.6	23.2	11.5	34.4	60.3
Sm	3.41	2.59	5.20	2.40	7.32	11.31
Eu	1.34	1.02	1.70	0.90	3.00	3.97
Gd	3.54	2.85	5.57	2.72	7.03	10.65
Dy	3.21	2.57	5.44	2.45	5.47	7.64
Ho	0.61	0.50	1.06	0.49	1.04	1.42
Er	1.69	1.31	2.98	1.24	2.71	3.74
Yb	1.49	1.19	2.62	1.14	2.18	1.88
Lu	0.23	0.20	0.39	0.18	0.33	0.39
(La/Yb) _N	6.38	6.10	4.55	5.45	7.77	17.30
(La/Sm) _N	2.58	2.60	2.11	2.38	2.14	2.66
(Dy/Yb) _N	1.38	1.38	1.33	1.38	1.61	2.60

Tabela 2: Valores de REE em ppm. As amostras 17E - 82 são basaltos de Datas, 110 de Itambé. Os valores para "chondrite-normalization" são de TAYLOR & GORTON (1977).

para magmas gerados nas bordas de placas convergentes (GREEN, 1980; BVSP, 1981; GILL, 1981).

Feições geológicas como direções de transporte de sedimentos e distribuição de diferentes tipos de fácies sedimentares indicam um oceano aberto a leste da Serra do Espinhaço durante o Proterozóico Inferior a Médio (PFLUG et al., 1980). Considerando que os basaltos de Datas tenham sido gerados nas margens de placas convergentes, a contradição entre as observações geológicas e os resultados geoquímicos e ainda entre os diagramas de discriminação e o elevado conteúdo em elementos LIL e LREE (respectivamente) pode ser resolvida. Os basaltos de Datas intru-

ram durante um estágio tardio da orogênese. Uma zona de subducção mergulhando para oeste pode explicar sua posição geotectônica, a vergência das dobras para W, a grande quantidade de rochas vulcânicas, características OFB-MORB, bem como o enriquecimento de elementos LIL e LREE.

Afim de comprovar tal gênese do magma foram usados os diagramas de $(Ce/Yb)_N$ versus Ce_N (Fig. 3). Os pontos para os basaltos de Datas no diagrama mostram um agrupamento de pontos entre cristalização fracionada de magmas basálticos e fusão de rochas anfíbolíticas e peridotitos, respectivamente. De acordo com a Fig. 3 uma fusão de crosta oceânica em forma de rochas anfíbolíticas parece ser provável, embora a quantidade de dados não permita uma conclusão segura.

AGRADECIMENTOS

Os trabalhos de campo e as análises foram apoiados pelo "Deutsche Forschungsgemeinschaft". As análises de fluorescência de raios-X foram efetuadas pelo Prof. Dr. J. Otto e Sr. H. Schlegel (Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Freiburg).

BIBLIOGRAFIA

- BIONDI, J.C. - 1979 - Correção quantitativa dos efeitos de metassomatismo em rochas vulcânicas básicas, exemplo dos metabasitos do Espinhaço Meridional (MG - Brasil). Rev. Bras. Geociênc., 9: 89-115.
- BROEKAERT, J.A.C. e HÖRMANN, P.K. - 1981 - Separation of Yttrium and rare earth elements from geological materials. Analyt. Chim. Acta, 124: 421-425.
- BVSP, Basaltic Volcanism Study Project - 1981 - Basaltic volcanism on the terrestrial planets. 1a. ed., New York, Pergamon, 1286 pp.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. e MARCHAL, M. - 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1, R_2 -diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29: 183-210.
- GILL, J. - 1981 - Orogenic andesites and plate tectonics. 1a. ed., Berlin-Heidelberg New York, Springer, 390 pp.
- GREEN, T.H. - 1980 - Island arc and continent-building magmatism - a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. Tectonophysics, 63: 367-385.
- GUIMARAES, D. - 1933 - Os amphibolitos da região diamantífera do norte de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., 5: 237-258.
- HOPPE, A. - 1980 - Geology and petrography of the Middle Precambrian in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Precambrian Res., 13: 275-296.
- PEARCE, J.A. e CANN, J.R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 290-300.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E. e BIRKETT, T.C. - 1975 - The $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ diagram: a method of discrimination between oceanic and non oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 24: 419-426.
- PFLUG, R.; HOPPE, A. e BRICHTA, A. - 1980 - Paleogeografia do Precambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. In: ZEIL, W. (ed.): Nuevos resultados de la investigación geocientífica alemana en Latinoamérica, 33-43, Boppard, Boldt.
- TAYLOR, S.R. e GORTON, M.P. - 1977 - Geochemical application of spark source mass spectrometry. III. Element sensitivity, precision and accuracy. Geochim. Cosmochim. Acta, 41: 1375-1380.

- WEDEPOHL, K.H. - 1975 - The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. Fortschr. Miner., 42: 141-172.
- WINCHESTER, J.A. e FLOYD, P.A. - 1976 - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet Sci. Lett., 28: 459-469.

Fig. 1: Simplified map of the middle and southern Serra do Espinhaço (after Pfing et al., 1980).

Fig. 2: REE patterns for Dalas basalts (17E .. 82) and an Itambé basalt (110). Element normalisation values derive from chondrite data given in Taylor & Corton (1977).

Fig. 3: (Ce/Yb)_N versus Ce_N - diagram after Gill (1981). Concentrations are normalized to chondritic values. Segment OA represents melts whose major element composition is ardenisitic.

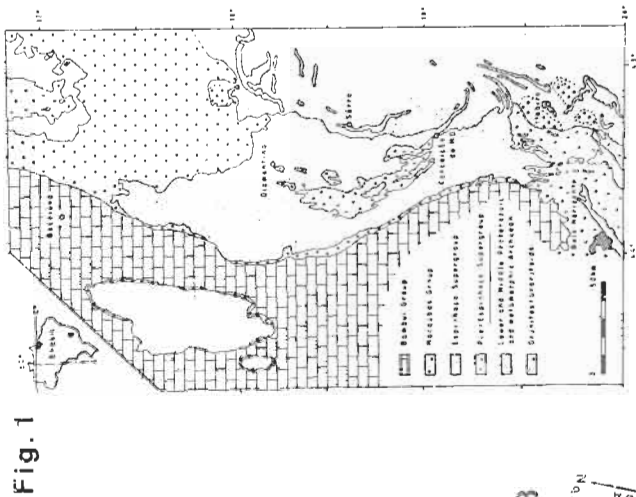


Fig. 1

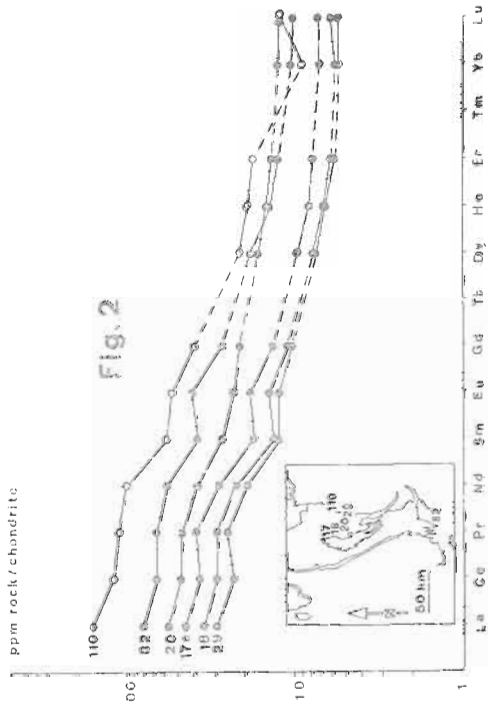


Fig. 2

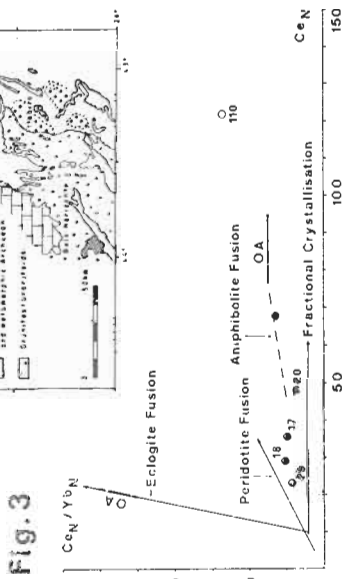


Fig. 3

EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DO CINTURÃO DE ROCHAS VERDES,
RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

E.A. Ladeira
H.M.P. Roesser

Departamento de Geologia, Escola de Minas - UFOP - MG

H.J. Tobschall

Institut für Geowissenschaft, Universidade Joannes Guttenberg, Mainz,
Alemanha

1. INTRODUÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero no centro de Minas Gerais é muito bem conhecido na literatura geológica como uma das áreas clássicas de geologia precambriana do mundo. Primeiramente, face as suas feições geológicas estruturais-estratigráficas interessantes e altamente complexas; em segundo lugar pela sua importância quanto aos seus ricos depósitos minerais como os de minério de ferro e manganês, jazidas de ouro associado à prata, bauxita, e também gemas como o topázio imperial.

Considerando-se o grande número de trabalhos geológicos executados na região (e.g. sínteses de GUIMARÃES, 1931; FREYBERG, 1932; DORR et al., 1959; DORR, 1969; LADEIRA et al., 1981; ROESER et al., 1982) tem-se a seguinte situação geológica:

O Quadrilátero Ferrífero (fig. 1) é o prolongamento fisiográfico meridional da Serra do Espinhaço, e se constitui de vários complexos granítico-gnaissicos que o circundam; também ocorre um no seu centro que se denomina de Complexo de Bação, o qual afeta algumas das rochas mais antigas do Escudo Brasileiro, datadas de 2,7 Ga, método Rb/Sr em muscovita de uma mica xisto, por ele injetado (HERZ, 1970). Outros complexos importantes com rochas granodioríticas de idade semelhante são os complexos de Moeda, imediatamente a oeste do Quadrilátero Ferrífero e o de Congonhas, no seu extremo sudoeste. Os presentes autores consideram parte desses complexos granitoides como embasamento remobilizado (LADEIRA in LOCZY & LADEIRA, 1976; ROESER, 1977; LADEIRA, 1980). Tais complexos constituem-se de gnaisses granítico-tonalíticos e migmatitos, mais anfibolitos e metaultramafitos como serpentinitos e esteatitos; a evolução petrológica e geoquímica dessas últimas foi descrita e discutida por ROESER et al., (1979, 1980).

Sobre o embasamento ocorrem três supergrupos de rochas supracrustais: O Supergrupo Rio das Velhas, arqueano, e os supergrupos Espinhaço e Minas, além dos Grupos Sabará e Itacolomi, de idade proterozoica.

Enquanto os supergrupos Espinhaço e Minas são seqüências essencialmente metassedimentares com quartzitos, filitos, itabiritos, dolomitos e formação ferrífera "tipo Lago Superior", o Supergrupo Rio das Velhas é presentemente considerado um greenstone belt como sugerido por ALMEIDA (1976) e bem documentado por LADEIRA (1980, 1981), incluindo formação ferrífera bandada "tipo Algoma"; compilações por SCHORSCHER (1982), mantêm tal conceito assim como o registro no mapa do Brasil, escala 1:2.500.000 por SCHOBENHAUS et al. (1981).

2. PETROGRAFIA

O Supergrupo Rio das Velhas (Série Rio das Velhas de DORR et al., 1957) foi originalmente dividida em dois grupos, o basal Nova Lima e o superior Maquiné. LADEIRA (1980) propôs subdividir o Grupo Nova Lima em três grandes unidades da base para o topo (Tabela 1): Uma Unidade Metavulcânica, uma Unidade Metassedimentar Química e a Unidade Metassedimentar Clástica. A descrição petrográfica dada aqui segue tal divisão.

2.1. A Unidade Metavulcânica

A Unidade Metavulcânica é composta de serpentinitos, esteatitos, talco xistos, anfibolitos, xistos anfibolitos e komatiitos metá morfoseados, metabasaltos e metatufos. A base desta unidade é predominantemente ultramáfica, a seção média essencialmente máfica e o topo principalmente piroclástico de composição intermediária a félsica. Os esteatitos e talco xistos são compostos predominantemente de talco e clorita magnésiana. Em muitos casos, sua matriz é de grã extremamente fina com grandes blastos de actinolita/tremolita e dolomita ou magnesita. Os acessórios incluem pirita, apatita, epidoto e magnetita eventual. (Fig. 2).

Tais rochas incluem termos intrusivos tanto com contatos nitidamente discordantes, como também corpos concordantes com o acamamento das metassedimentares encaixantes, sugerindo tratarem-se de lavas transformadas, (LADEIRA, 1980). Estas rochas são o produto de transformação metassomática realizada em duas etapas (ROESER, 1979) onde a primeira foi a transformação de uma rocha ultrabásica em serpentinito. A segunda etapa foi a transformação dos serpentinitos em esteatitos, também através de metassomatismo, atestado pelas texturas reliquias tais como pseudomorfos de clorita e serpentina, a partir da olivina e formas de textura "spinifex", inclusive tipo rabo de peixe (fig. 3). Em alguns casos os esteatitos exibem relictos de serpentinito formando um núcleo cleo.

As rochas máficas são representadas por anfibolitos, anfibólitos xistos e metabasaltos (LADEIRA, 1980). Os anfibolitos consistem de 70 a 80% de anfibólitos com actinolita/tremolita, tschermarkita e até 30% de plagioclásio (albita, oligoclásio) e quartzo. Acessórios são ilmenita, rutilo, esfero, epidoto, clinzoisita, apatita, clorita, estes dois últimos sendo produtos de retromorfose.

Muitas vezes tais rochas exibem texturas magmáticas herdadas, embora obliteradas.

O caráter ultrabásico dos serpentinitos e das rochas talcosas é demonstrado por conteúdos significantes de elementos traços tais como cromo com 1700 ppm, Ni com 2000 ppm e razões de elementos traços como Y/Zr: 1,7 e Y/Ti: 296, valores estes muito bem comparáveis com os de material condrítico (ROESER, 1979). Na Minas de Raposos e Morro Velho, LADEIRA (1980) descreveu xistos talcosos e fuchsíticos com os seguintes valores de elementos de transição traços Cr(600 a 2.500 ppm), Ni (160 a 2.409 ppm), Co(18 a 54 ppm), indicando derivação ultrabásica para os citados xistos que se encontram intercalados concordantemente com camadas de formação ferrífera bandada tipo Algoma portadoras dos sulfetos auríferos.

Uma boa parte dos xistos verdes e rochas anfibolíticas pode ser interpretada como sendo originalmente basaltos (ROESER, 1977; LADEIRA, 1980a), interpretação esta mostrada correta pelo achado de estruturas almofadadas e variolíticas em xistos verdes do Distrito de Nova Lima e Pitangui (e por texturas "spinifex" relícticas, LADEIRA, 1981) (fig. 3).

A natureza tufácea de certos xistos (fig. 4) é reconhecível por texturas relícticas de "shards" e componentes líticos de várias rochas ígneas. Tais xistos são na maioria de grã fina e compostos de tremolita/actinolita, calcita, epidoto, biotita, quartzo, sericita, turmalina, com plagioclásio sódico formando cristais bem desenvolvidos na matriz.

Outra variedade desses exibe a mesma composição mineralógica, mas com várias gerações de albita (LADEIRA, 1980). Há presença de grandes cristais límpidos e maclados, coexistindo com cristais saussuritizados. Ainda outros, exibem pequenos cristais limpos de albita, sem maclação e com caráter de lentilhas.

2.2. Metaglomerados

Os metaglomerados tem uma matriz xistosa composta de quartzo, clorita, sericita, carbonato, plagioclásio sódico, na qual estão imersos fragmentos (1 a 2 mm) de quartzo, plagioclásio e componentes estrirados (0,5 cm a 3 cm) de rocha silicosa bandada semelhante a "metachert" e rocha félsica com cristais de feldspato; esta tem matriz de quartzo vermicular. Sericita e clorita ocorrem como placas esfarrapadas envolvendo os componentes líticos. Minerais acessórios incluem epidoto, clinozoisita, esfeno, calcita, dolomita, magnetita, pirita.

2.3. Unidade Metassedimentar Química

Esta unidade representa-se por xistos carbonáticos, meta-cherts, e várias camadas de formação ferrífera bandada (fig. 5) e vários tipos de filitos. A mineralogia típica consta de quartzo, carbonatos (dolomita ferroana, ankerita, siderita, calcita), sericita, clorita magnesianas; minerais varietais incluem biotita, estilpnomelano, epidoto, e os acessórios, esfeno, fuchsita, magneto-ilmenita, magnetita e sulfetos.

A Unidade Metassedimentar Química pode ser subdividida principalmente no Distrito Aurífero de Nova Lima e Raposos em duas sub-unidades (LADEIRA, 1980): A Formação Lapa Seca e a Formação Ferrífera Bandada Raposos. A Formação Lapa Seca consiste de uma rocha, xistosa ou não, com composição quartzo-carbonato ferruginoso (ankerita ou dolomita ferroana), sendo na realidade uma formação ferrífera fácies carbonática se se for adotar a definição de GROSS (1965) ou GOODWINN (1973).

A Formação Raposos representa-se, essencialmente e caracteristicamente, por formação ferrífera bandada tipo Algoma com quatro fácies (LADEIRA, 1980): carbonática, sulfetada, silicática e óxido, fácies estas que se transicionam tanto lateral como verticalmente. As duas primeiras fácies são aparentemente mais abundantes, mas todas se fazem presentes por toda a área de distribuição do Grupo Nova Lima.

2.4. Unidade Clástica Metassedimentar

Esta unidade é composta principalmente por quartzo xistos, às vezes algo carbonáticos, quartzo filitos, quartzitos impuros, e raras metaconglomerados contendo seixos de quartzo, quartzitos e das unidades anteriores.

Os minerais essenciais são quartzo fino a grosseiro, não raro preservando o fantasma do grão rolado precursor do grão recristalizado, muscovita, sericita e clastos de albita ou oligoclásio. Minerais varietais incluem carbonatos (dolomita e calcita), biotita, estaurólita, granada, e os acessórios rutílo, turmalina, epidoto, zircão e rutílo; os dois últimos mostram arredondamento sendo, pois, minerais premetamórficos.

Bandas alternadas ricas em quartzo engrenado e mica e/ou clorita e estaurólita representam heterogeneidades premetamórficas de materiais silicosos e ricos em argilo minerais, tendo sido interpretadas como acamamento vestigial. (Figs. 6 e 7).

3. METAMORFISMO

A história metamórfica do Quadrilátero Ferrífero é muito complexa e envolve mais de um ciclo metamórfico (GUIMARÃES, 1966). Alguns geólogos até mesmo sugeriram cinco eventos metamórficos para a região (e. g. MAXWELL, 1972). Contudo aceita-se que pelo menos três pe

ríodos de deformação e metamorfismo afetaram toda a sequência de rochas do Quadrilátero Ferrífero (GUIMARÃES, 1931; DORR et al., 1957; DORR, 1969; FLEISCHER, 1971; LADEIRA, 1980; CORDANI et al., 1980).

Primeiramente um metamorfismo de alto grau de idade arquea na causou a migmatização de rochas ácidas preexistentes formando o em basamento granítico-gnáissico-granodiorítico das sequências posteriores supracrustais. Durante e após a constituição do Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas ocorreu, um segundo ciclo a cerca de 2,7Ga, ida de Rb/Sr em muscovita (HERZ, 1970; CORDANI et al., 1980), transformando a sucessão rochosa deste cinturão de rochas verdes em vários metamorfitos dos quais os representantes conspícuos são xistos verdes.

Finalmente instalou-se o ciclo pós-Minas há cerca de 2,0Ga que transformou o Supergrupo Minas de idade proterozóica em xistos, filitos, itabiritos, quartzitos, mármore e dolomitos.

A maior parte dos litotipos arqueanos do Supergrupo Rio das Velhas contém minerais que são característicos de grau metamórfico baixo. Particularmente, as rochas ultramáfica-máficas, como esteatitos serpentinitos e talco xistos, indicam tais condições com as associações (ROESER, 1979). Fig. 2):

- 1 - talco-dolomita-clorita magnesiana
- 2 - talco-actinolita/tremolita-clorita magnesiana
- 3 - talco-minerais de serpentina - clorita magnesiana

Os anfibolitos e rochas anfibolíticas têm as seguintes associações:

- 1 - quartzo-actinolita-albita-epidoto-clorita
- 2 - quartzo-tremolita-oligoclásio-albita-clorita

Filitos e xistos também indicam condições das fácies xisto verde (LADEIRA, 1980):

- 1 - quartzo-biotita-clorita-dolomita
- 2 - quartzo-sericita-mica branca-albita-clorita

Os acessórios incluem turmalina, esfeno, e opacos (magnetita, alguns sulfetos, pirita, pirrotita). Entretanto, os minerais supracitados não são críticos para uma fácies específica e foram observados pelos autores em metamorfitos de maior grau na região do Quadrilátero Ferrífero.

Xistos grafitosos e filitos grafitosos foram mapeados no Distrito de Nova Lima por LADEIRA (1980) e VIAL (1980) e contém, além de grafita, sericita, quartzo, pirita e pirrotita.

Assim, as rochas supracitadas foram metamorfoseadas na fácies mais baixa do metamorfismo regional, mas localmente, as condições de PT atingirem a fácies antibolítica.

Metaultramafitos do setor leste do Quadrilátero Ferrífero têm paragênese antofilita-magnetita-talco, minerais estes que de acordo com WINKLER (1976) indicam condições de início do grau médio do metamorfismo. Os envoltórios desses ultramafitos, constituídos de rochas do Grupo Nova Lima exibem estaurólita, granada, quartzo, clorita, sericita, biotita. (Fig. 4). Segundo WINKLER (1976) o critério "clorita fora", e "estaurólita dentro" é crítico para a mudança de baixo para médio grau de metamorfismo. Porque a clorita ainda coexiste com estaurólita, este fato denuncia que essas rochas mostram exatamente o ponto de transição entre o baixo e o médio grau metamórfico, a transformação da clorita para estaurólita não tendo sido terminada. Ademais, a participação de almandina nessas transformações, de acordo com investigações de CARMICHAEL (1970) em rochas pelíticas da área de Whetston Lake, Ontario é possível, sem a influência dos parâmetros de P,T.

Evidenciais adicionais para condições metamórficas mais intensas foram apresentadas por SIMMONS (1968) para os setores leste e nordeste do Quadrilátero, que descreveu uma andalusita xisto perto de Cocais com biotita, quartzo, clorita, ilmenita, "como o maior grau metamórfico já reconhecido no Quadrilátero Ferrífero".

REEVES (1966) descreveu o Gnaiss de Monlevade que "parece ocupar a mesma posição estratigráfica que a da Série Rio das Velhas e ser um equivalente metamórfico mais elevado dela".

Rochas anfibolíticas ocorrentes para leste do Quadrilátero Ferrífero, investigadas e atribuídas por ROESER & MUELLER (1977) ao Supergrupo Rio das Velhas, mostram um maior grau metamórfico e constítuem-se de metacherts ferruginosos com grunnerita/cummingtonita-almandina-magnetita-quartzo. Formações ferríferas bandadas com estes mesmos minerais mais siderita, dolomita ferroana e sulfetos, foram também descritas por TOLBERT (1964) e LADEIRA (1980) nas minas de ouro do Distrito de Nova Lima.

As observações supra além das feitas por outros autores induziram os geólogos a inferir um aumento progressivo do grau metamórfico de oeste para leste no Quadrilátero Ferrífero (GUIMARÃES, 1965; MIRANDA BARBOSA, 1962; DORR et al., 1959; HERZ, 1970; ROESER, 1979; LADEIRA, 1980).

Evidências para um grau metamórfico mais elevado, ainda que de caráter localmente limitado, foram reportadas para outros sítios do Quadrilátero Ferrífero. Assim HERZ (1978) mostrou a relativamente grande distribuição de estaurólita em quase todas as partes da região e WALLACE (1965) também indicou o mesmo para a sua parte central e sudoeste.

Contudo, a ocorrência de estaurólita e outros minerais indicadores de metamorfismo mais intenso foi interpretada especialmente por DORR (1957, 1969) e pela equipe de USGS e DNPm como resultante de metamorfismo de contato ao redor dos corpos granitóides. Tal conceito tem sido contestado por GUIMARÃES (1966), LADEIRA (in LOCZY & LADEIRA, 1976), ROESER (1977), LADEIRA (1980). A geração de estaurólita nos xistos pelíticos, a de cummingtonita/grunnerita nos metacherts ferruginosos e nas formações ferríferas bandadas e a de antofilita nos esteatitos é simplesmente o resultado de condições locais de T,P mais altas durante o metamorfismo regional. Além das ocorrências supracitadas, os presentes autores descobriram, recentemente, piroxênios na formação ferrífera do Supergrupo Rio das Velhas o que indica, pelo menos, grau metamórfico médio (Fig. 5,6).

Na região logo a sudeste do Quadrilátero Ferrífero próximo à Piranga, observamos a transição de biotita-granada xistos para grana-biotita gnaiss, situação similar à descrita por DORR e BARBOSA (1963) para o Distrito de Itabira. Assim, pode-se dizer que os litossomas do Supergrupo Rio das Velhas acham-se agora na fácies xisto verde do metamorfismo regional, mas localmente fácies mais elevadas foram atingidas. A respeito dessa questão não há um consenso, mesmo entre os presentes autores, para explicar tais fatos. Assim é que um dos autores (LADEIRA, 1980) aduziu evidências para mostrar a existência de condições mais antigas de metamorfismo mais elevadas tais como clorita ou serpentina formada às custas de tremolita em xistos tremolíticos; também, outra indicação é a presença de uma xistosidade extra no Grupo Nova Lima que inexistente no Supergrupo Minas (LADEIRA, 1980). Por outro lado do ROESER (1977) contesta dizendo que os graus locais mais elevados são o resultado do mesmo episódio metamórfico.

Quando a este problema DORR (1969) afirmou "As seqüências precambrianas foram metamorfoseadas na fácies xisto verde ou mais elevada. É discutível se houve mais do que um episódio de metamorfismo regional; as rochas mais novas e mais antigas não diferem apreciavelmente em grau metamórfico".

Assim, permanece a questão: em que evento metamórfico as rochas realmente se formaram? Quanto ao embasamento granítico-tonalítico o problema não é fácil de se resolver, porque há muitas evidências petrográficas que permitem explicar-lhe parte da origem como um produto de um alto grau de metamorfismo com influências retrogressivas posteriores. Mas, para as rochas metassedimentares e metavulcânicas, especialmente às pertinentes ao Supergrupo Rio das Velhas, uma resposta inequívoca a tal pergunta é de obtenção mais complexa.

Em alguns casos, os dados petrográficos e estruturais permitem indicar que alguns litossomas foram afetados previamente por um

ciclo metamórfico mais antigo algo mais elevado (Metamorfismo Rio das Velhas) e subsequentemente foi modificado retrogressivamente, e.g. transformação de granada em clorita, biotita em sericita, ou o segundo estágio de formação de esteatito a partir de serpentinitos.

Por outro lado, muitas rochas não exibem substituição regressiva; sua derivação metamórfica pode ser traçada ao segundo ciclo metamórfico (Ciclo Minas); ou pelo menos elas foram transformadas mais uma vez, sob as mesmas condições de P,T, similares às condições do primeiro ciclo (Rio das Velhas).

4. DISCUSSÃO

O nome Série Rio das Velhas foi dado por DORR et al. (1957) para designar todas as rochas xistosas e filíticas metavulcânicas e metassedimentares mais antigas que a "Série Minas". DORR (1969) assim definiu esta série, renomeada de Supergrupo Rio das Velhas por LADEIRA (1976, in LOCZY & LADEIRA, 1976; LADEIRA, 1980), em conformidade com o "Código Norte Americano de Nomenclatura Estratigráfica":

"A Série Rio das Velhas é composta de dois grupos, o Nova Lima e o Maquiné. O Nova Lima é uma "suíte" eugeossinclinal flyschóide agora composta de clorita-sericita, quartzo-clorita e quartzo-sericita filito e xisto. Rochas metavulcânicas são comuns. Outras rochas típicas incluem grauvaque, subgrauvaque, quartzito, formação ferrífera fácies carbonática, metachert, filito carbonáceo e grafitico e tilóide".

Parte da descrição dos tipos rochosos citados é ainda, bastante atual, mas relativamente a sua interpretação geológica e estratigráfica isto não ocorre.

O Supergrupo Rio das Velhas foi revisto estratigráfica e geologicamente com base em mapeamento na área tipo (Vale do Rio das Velhas, Distrito de Nova Lima) por LADEIRA (1980 a,b) que realizou estudos estruturais, petrológicos e geoquímicos, propondo a estratigrafia da Tabela 1 e juntando evidências para se considerar o Supergrupo Rio das Velhas como constituindo um cinturão de rochas verdes homônimo, com certos esses não conhecidos ao tempo do trabalho de DORR e seus colaboradores.

Assim, de acordo com os estudos de LADEIRA (1980 a,b, 1981, 1982) o Grupo Nova Lima pode ser subdividido nas seguintes unidades maiores: a partir da base para o topo (Tabela 1):

1 - uma Unidade Metavulcânica incluindo komatiitos peridotíticos, metabasaltos almofadados variolíticos, metafelsitos, mais metassedimentos delgados interderrames de natureza química e vulcanogênica, compreendendo "metacherts" normais, metacherts carbonáticos, formação ferrífera, xistos tufáceos.

2 - uma Unidade Metassedimentar Química em que os sedimentos químicos, que na unidade anterior aparecem discretos e descontínuos, tornam-se aqui mais importantes tanto quando à espessura quanto à melhor continuidade, fazendo-se representar por "metacherts" ferruginosos, formação ferrífera bandada, quartzo-carbonato xisto e filitos, e xistos grafitosos; o conjunto se alterna com derrames de basaltos macios e basaltos almofadados e variolíticos.

3 - uma Unidade Clástica Superior, composta de quartzo-micaxisto, quartzo filitos e quartzitos imaturos, que se inicia com delgadas camadas de metaconglomerado polimictico contendo fragmentos e seixos das unidades anteriores, embora os participantes mais notáveis sejam quartzo, "metachert" e xisto verde.

A segunda diferença de opinião entre as conclusões de DORR (1969) e a dos presentes autores refere-se aos terrenos granítico-gnaissos do Quadrilátero Ferrífero, considerados por ele como formados apenas por rochas graníticas ígneas intrusivas.

Alguns autores têm argumentado nas últimas décadas que as rochas não são intrusões graníticas (GUIMARÃES, et al., 1967); LADEIRA op. cit., 1976; ROESER, 1977; LADEIRA, 1980), mas sim, rochas granítico-gnaissicas e migmatíticas que foram, em grande parte, um complexo embasamento migmatítico; sua evolução petrológica e geoquímica

para o Quadrilátero Ferrífero, foi pela primeira vez, evidenciada por ROESER et al., (1982) que mostrou o caráter tonalítico dos gnaisses, seu alto grau metamórfico de geração, a migmatização "in situ" dos migmatitos e a origem ígnea das sucessões máficas e ultramáficas nesses segmentos cristalinos.

Outra discrepância de interpretação entre a opinião de DORR (1969) e a nossa é que consideramos muitas das rochas máficas e ultramáficas xistosas como integrantes do Supergrupo Rio das Velhas (LADEIRA, 1980; LADEIRA et ali., 1982) enquanto ele e outros as interpretam como intrusões mais novas do que o Grupo Nova Lima. Assim é que GAIR (1962), afirma: "rochas intrusivas na área são serpentinitos e talco xistos e metagabros associados, metadiabásio e rochas graníticas e pegmatíticas".

Somente soleiras ("sills") com caráter ultramáfico - máfico foram considerados uma "parte integral da Série Rio das Velhas (DORR E MIRANDA BARBOSA, 1963). Os presentes autores também consideram que há ultramáficas, hoje metamorfoseadas, posicionadas originalmente como intrusões (LADEIRA, 1980; ROESER et al., 1980); mas, evidências foram encontradas recentemente que demonstram que há grandes volumes de meta-mafitos e metaultramafitos que se posicionaram como derrames. Tais evidências incluem nos metamafitos estruturas almofadadas ("pillows"), fileiras de varíolas e amígdalas, descobertas pela primeira vez em xistos do Grupo Nova Lima e pela presença de texturas "spinifex" em remanescentes menos deformados e metamorfoseados de metaultramafitos deste grupo (LADEIRA, 1981).

Rochas metaultramáficas da região nordeste do Quadrilátero Ferrífero, foram mapeadas e descritas pela primeira vez por MAXWELL (1972) como sendo uma sequência de "greenstone"; esse autor embora não tivesse aduzido evidências palpáveis, sugeriu a presença de derrames ultramáficos e máficos.

SCHORSCHER (1982) redescreveu tais rochas propondo subdividi-las em várias unidades ajuntando-as sob o nome de Grupo Quebra Ossos; sugestão totalmente desnecessária, pois, elas fazem parte do Grupo Nova Lima.

As similaridades petrográficas, petrológicas e geoquímicas entre tais rochas e outras "soleiras" de rochas metaultramáficas (e metaultrabásicas) do Quadrilátero Ferrífero que possuem caráter geoquímico komatiítico, (MUELLER et al., 1978) bem como sua situação geológica e outras evidências argumentadas por LADEIRA (1980, 1981) levaram-no a incluí-las no Grupo Nova Lima, constituindo a Unidade Metavulcânica, base deste grupo do Supergrupo Rio das Velhas.

Quanto à interpretação da evolução geológica do Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas propõem-se aqui o seguinte modelo (evolutivo) anteriormente apresentado por LADEIRA (1980) e ROESER et al., (1982) esquematizado na fig. 8.

Após a formação do embasamento cristalino que é predominantemente composto de gnaisses altamente metamórficos e migmatitos, este embasamento rompeu-se em pequenos segmentos crustais propiciando o posicionamento de rochas ultramáficas e máficas, predominantemente como derrames, mas também como soleiras, diques e pequenos "plugs" e complexos estratiformes, conjunto este que constitui o que hoje se representa como a Unidade Metavulcânica, parte inferior do Grupo Nova Lima.

Contemporaneamente, nas épocas de quiescência magmática, se processou sedimentação química e vulcanoquímica, que no início era bastante discreta tal como evidenciada pelas delgadas intercalações de metacherts e formação ferrífera bandada tipo Algoma interderrames. Tais sedimentos tornaram-se, posteriormente, mais importantes e constituem a Unidade Metasedimentar Química do Grupo Nova Lima; mesmo a esta época o vulcanismo não cessou, como o atestam vários derrames de metabasaltos almofadados intercalados nessa unidade e a expressão cada vez mais explosiva da atividade vulcânica; este caráter é evidenciado pela crescente abundância de material piroclástico interdigitado, tanto com material detrítico, quanto com sedimentos vulcanogênicos no sentido ascendente da coluna geológica. Tais materiais representam-se atualmente

por rochas metatufáceas e por metaglomerados. Após, o vulcanismo entrou paulatinamente em declínio até à quiescência; erosão das rochas anteriormente formadas e novo período de sedimentação ensejaram a construção de uma prisma sedimentar que constitui a Unidade Clástica Superior, que se formou por arenitos imaturos misturados com material argilosos, presentemente representados por metaconglomerados delgados, quartzitos impuros, quartzo xistos, filitos e metagrauvaques.

Merece ainda ser investigado se, partes do suprajacente Grupo Maquinê, que se constitui predominantemente de material detrítico com relativa abundância de metaconglomerados, quartzitos grosseiros e quartzo xistos e filitos, podem ser incluídos na Unidade Clástica Superior ou se ambas as sucessões são realmente duas entidades distintas. A este respeito, trabalhos de tese em andamento ao longo do Sinclinal Vargem do Lima, local tipo do Grupo Maquinê, pelos professores Messias Gilmar Menezes e Ricardo C. Marquazan orientados por um dos autores (LADEIRA) permitirão certamente dirimir tal questão.

Todas essas seqüências foram metamorfoseadas na fácies xisto verde até a anfíbolítica (veja a seção sobre metamorfismo) durante a orogenia de idade mínima de 2,7Ga; então, foram elas fortemente deformadas por dobramento assimétrico com desenvolvimento de dobras isoclinais fechadas tendentes a recumbentes, algumas das quais evoluíram para cavalgamentos.

Em etapas posteriores, (não mostradas na figura 8), novos períodos de erosão e deposição ocorreram, ensejando a construção das pilhas sedimentares proterozóicas que integram, atualmente, os supergrupos Espinhaço, Minas e os grupos Sabará e Itacolomi. Tais unidades representam-se presentemente por depósitos predominantemente detríticos, embora com importantes sedimentos de natureza química, depositados em epiplataforma relativamente estável.

Tais seqüências foram deformadas e metamorfoseadas durante uma segunda orogenia há cerca de 2,0Ga atrás (Ciclo Minas ou Transamazônico) (CORDANI et al. 1980) e o Supergrupo Rio das Velhas, onde previamente metamorfoseado em fácies mais elevada, sofreu diaforese. Isto é evidenciado por muitas substituições secundárias como cloritização de granadas, saussuritização de plagioclásios, cloritização e sericitização de biotitas,

O último evento foi de natureza essencialmente térmica e teve lugar durante o Ciclo Brasileiro (CORDANI et al., 1980) há cerca de 650 Ma quando todas as rochas retromencionadas sofreram um recondicionamento térmico; este é refletido nas próprias oscilações das idades determinadas pelo método K/Ar que variam de 400 até 650 Ma.

5. AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi apoiado financeiramente, em parte, pela Fundação Volkswagen da República Federal da Alemanha através do "Projeto Nova Lima" e em parte pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico que financiou a tese de doutoramento de LADEIRA (1980).

Registramos nosso agradecimento à Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto e à Universidade Johannes Gutenberg de Mainz onde se fizeram partes dos estudos laboratoriais.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. - 1976 - Estruturas do Precambriano Inferior Brasileiro. SBG, 29. Congr. Bras. Geol. Resumo dos Trabalhos, p. 201-202, Ouro Preto.
- CARMICHAEL, D.M. - 1970 - Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario - Journ. Petrol. 11, 147-181.

- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, G.; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; and ROESER, H. - 1980 - Interpretação Tectônica e Petrológica de Dados Geocronológicos do Embasamento no Bordo Sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciências, 52, 4, 785-799.
- DORR, II, J.V.N. - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof. Pap. 641A, 110 p.
- DORR, II, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; RYNEARSON, G.A. - 1957 - Revisão da estratigrafia precambriana do Quadrilátero Ferrífero - Brasil. Dep. Nac. Prod. Mineral, Div. Fomento Prof. Mineral, Avulso 81, 31 p.
- DORR, II, J.V.N.; HERZ, N.; BARBOSA, A.L.M.; SIMMONS, G.S. - 1959/1961 - Outline of the geology of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - Brazil. Dept. Nac. Prod. Min. Publ. Espec. Nr.1, 120 p. (english and portuguese).
- DORR, II, J.V.N.; MIRANDA BARBOSA, A.L. - 1963 - Geology and Ore Deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341 C, 110 p.
- FREYBERG, V. von - 1932 - Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais (Brasilien): -N.Jb. Min. Sonderbd. 2-403p.
- GAIR, J.E. - 1962 - Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof. Pap. 341A, 67 p.
- GOODWIN, A.M. - 1973 - Archean iron formation and tectonic basins of the Canadian Shield. Economic Geology. v.68, p. 915-933.
- GROSS, G.A. - 1965 - Geology of airon deposit and evaluation of airon deposits. Geological Survey Canada, Economic Geology, rep. n° 22, 181 p.
- GUIMARÃES, D. - 1931 - Contribuição à Geologia do Estado de Minas Gerais, Brasil - Brasil Serv. Geol. Miner., Bol. 55, 36 p.
- GUIMARÃES, D. - 1965 - Considerações sobre dados cronológicos da América do Sul e outros continentes. Brasil, Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Geol. Miner., Bol. 228, 41p.
- GUIMARÃES, D. - 1951 - Arqui-Brasil e sua evolução geológica. Brasil. Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 88, 80 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.
- GUIMARÃES, D.; MELO, S.M. de; MELO, E.A.V. de - 1967 - O complexo de Bação. Bol. Inst. Geol. Escola Fed. de Minas de Ouro Preto, Vol. 2, Nr 1, 1-12
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof. Pap. 641B, 58p.
- HERZ, N. - 1978 - Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S., Prof. Pap. 641C, 81p.
- LADEIRA, F.A. - 1980 a - 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 b - Gênese do Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Minas Gerais, Brasil. XXXI Congr. Geol., Bol. Nr. 2, p.371.
- LADEIRA, E.A. - 1980 c - Geology, petrography and geochemistry of Nova Lima Group, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. 7. Geow. Lateinamer. Koll. Heidelberg, Tagungsheft, 47 - 48.
- LADEIRA, E.A. - 1981 a - 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 b - 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, Vol. 1, Nr. 1, p. 12-14.
- 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 Supergroups, Lateritic Crusts and Bauxite Deposits. II. Intern. Sem. on Lateritic Proc. Field Guide Book, p. 19 - 36.
- LADEIRA, E.A. - 1982 - Brief introduction to the geology of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - II International Sem. on Lateritic Proc. Field Guide Book, p. 5 - 17.
- LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P. & TOBSCHALL, H.J. - 1983 - Petrography of the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Zentralblatt f. Geologie und Palaeontologie, Munster. Em impressão.
- LOCZY, L. de; LADEIRA, E.A. - 1976 - Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. (1. ed) - Edit. Edgard Blucher, São Paulo, CNPq, Brasília, 528 p.
- MAXWELL, C.H. - 1972 - Geology and ore deposits of the Alegria District Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341J, 72 p.
- MIRANDA BARBOSA, A.L. - 1961 - Tectônica do Quadrilátero Ferrífero. SICEG Bol. Nr. 1, p. 49 - 52, Ouro Preto.
- MULLER, G.; ROESER, U.F.; TOBSCHALL, H.J. - 1978 - Petrographisch - Geochemische Untersuchungen und metamorphisierten Prakambrien in den Uftrabazitengesteinen aus Minas Gerais, Brasilien. 6. Geow. Lateinamer. Koll. Stuttgart, Tagungsheft, 27 - 28.
- REEVES, R.G. - 1966 - Geology and Mineral Resources of the Monlevade and Rio Piracicaba Quadrangles, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof. Pap. 341, 58 p.
- ROESER, R. - 1977 - Petrographisch - geochemische Untersuchungen der metamorphen Gesteinsserien im sudostlichen Grenzbereich des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien. Diss. Technische Universität Clausthal, 341 p.
- ROESER, H.; MULLER, G. - 1977 - Variation and different ages of Precambrian amphibolites, Mariana District. Minas Gerais, Brazil. N. Jb. Min. Abh., 130, 39 - 48.

- ROESER, H.; ROESER, U.F.; LADEIRA, E.A.; TOBSCHALL, H.J. - 1982 - The petrological and geochemical evolution of the basement of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil - Quinto Congr. Latinamer. Geol. Argentina, Actas, III, 675-690.
- ROESER, U.F. - 1979 - Mineralogisch - petrographisch - geochemische Untersuchungen von Ultrabazitkomplexen im südöstlichen Minas Gerais, Brasilien. Diplo Thesis, T.U. Clausthal, 190.
- ROESER, U.F.; ROESER, H.; MULLER, G.; TOBSCHALL, H.J. - 1980 - Petrogenese dos esteatitos do Sudeste do Quadrilátero Ferrífero. III Congr. Bras. Geol. Anais, Vol. 4, 2230-2245.
- SCHOBHENHAUS, C. - 1982 - Geologische Karte von Brasilien - Vortrag zum 8. Lateinamerika Koll. Göttingen, Abstract in Tagungsheft, p. 90.
- SCHORSCHER, H. - 1982 - Intern. Symp. on Archean and Early Proter. Geol. Evolution and Metallogenesis. Abstracts and Excursion Appendix, 1-33, Salvador, Brazil.
- SIMMONS, G.C. - 1968 - Geology and Iron deposits of the Western Serra do Curral, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof. Pap. 341G, 57 p.
- TOLBERT, G.E. - 1964 - Geology of the Raposos gold mine, Minas Gerais, Brazil. Econ. Geol. 59, 775-798.
- VIAL, D.S. - 1980 - Geologia da Mina de Ouro de Raposos. Soc. Brasileira Geol., Vol. 3, p. 1851-1866. Camboriú, SC.
- WALLACE, R.M. - 1965 - Geology and mineral resources of the Pico do Itabirito District, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof. Pap. 341F, 68 p.
- WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of Metamorphic rocks. - 4. Ed. Springer, Heidelberg., New York, etc. 320 p.
- FLEISCHER, R. - 1971 - Le gisement aurifère à tourmaline de Passagem de Mariana, Minas Gerais, Brasil, et son cadre. Influence de l'évolution et du métamorphisme sur une minéralisation syngénétique familière. These de Docteur de l' Université, Faculté de Sciences de Paris, 154 p.

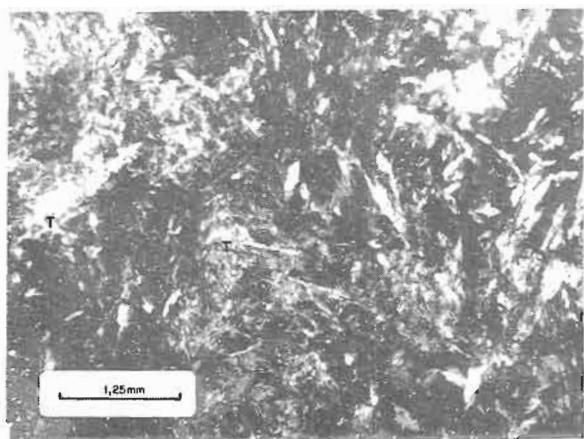


Fig. 2 - Serpentinito transformado em esteatito. Uma massa de tremolita e talco, fina onde existem cristais maiores de tremolita (T). Nicóis cruzados.

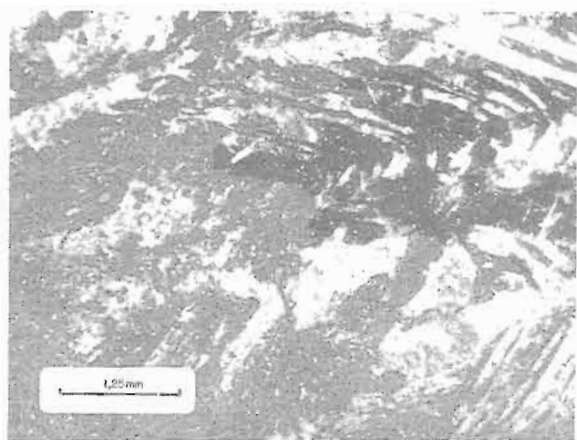


Fig. 3 - Textura "spinifex" reliquiar com o formato de espinha de peixe. As faixas negras são da serpentina pseudomorfa de olivina; as claras são de tremolita. Nicóis cruzados.

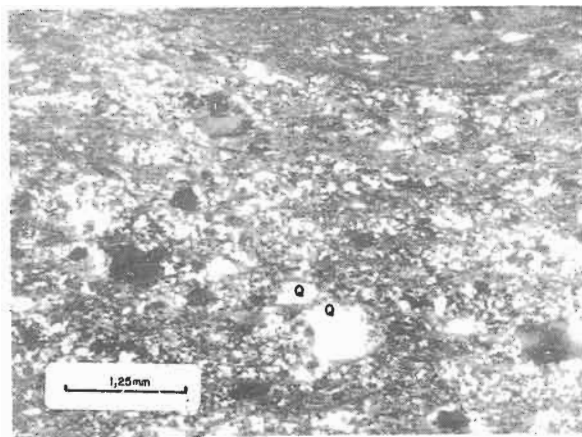


Fig. 4 - Rocha xistosa tufácea com clastos de quartzo(Q) podendo-se observar alguns fragmentos semelhantes a "shards". Nicóis cruzados.

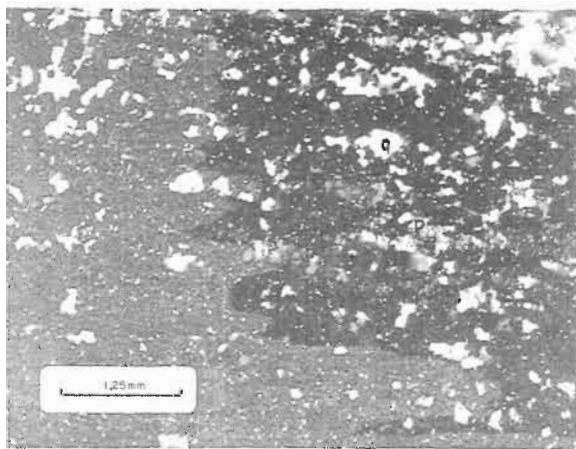


Fig. 5 - Formação ferrífera bandeada tipo Algoma. As bandas escuras são ricas em magnetita e as claras em quartzo(q) e piroxênio(p) Nicóis cruzados.

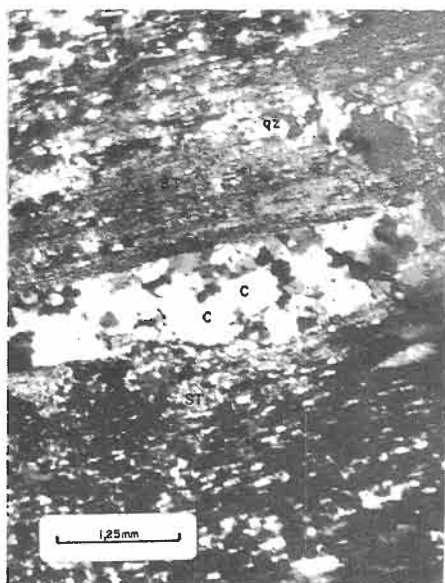


Fig. 6 - Estauroлита xisto. Bandas ricas em quartzo (qz) e estauroлита (st) associada em biotita alternam com bandas ricas em carbonatos (c). Nicóis cruzados.

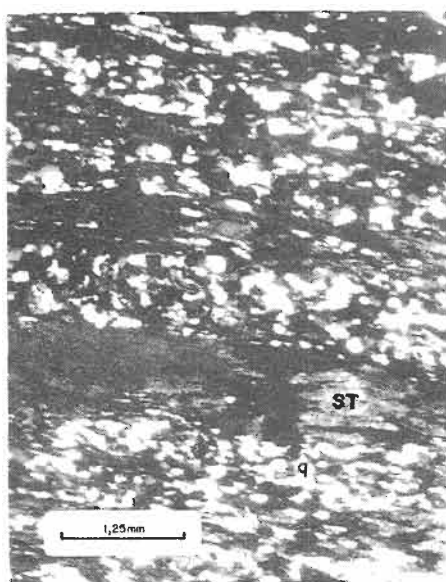


Fig. 7 - Estauroлита xisto. Bandas ricas em quartzo (mo saico de cor clara) alternam com bandas ricas em biotita e estauroлита. Nicóis cruzador.

PRECAMBRIANO							PROTEROZOICO						
Cidade (?)	Idade	Série	Grupo	LITOLOGIA	Ambiente Sedimentar	Espessura Max. (m)	Cidade (?)	Idade	Grupo	Formação	LITOLOGIA	Espessura Maxima (m)	
													Subgrupo
DNPM - USGS (In DORR, 1969)							Baze trabalho (LADEIRA, 1974-1979,1980)						
Craxos	Idade	Série	Grupo	LITOLOGIA	Ambiente Sedimentar	Espessura Max. (m)	Idade	Grupo	Formação	LITOLOGIA	Espessura Maxima (m)		
Precedente				Canga, areias lacustres a fluviais, argilas, cascalho, aluvio e colúvio	Continental	100				O mesmo que na coluna à esquerda de DORR			
Terciário				Sedimentos lacustres e fluviais e linhito subordinado	Continental	100							
				Discordância angular e erosiva profunda									
				Área tipo: ortoquartzito e protoquartzito, conglomerado, "grit" Fácies Santo Antonio: protoquartzito, filito, quartzito filítico quartzito, conglomerado	Parálico	2000 (?)				Área tipo: ortoquartzito e protoquartzito, conglomerado, "grit" Fácies Santo Antonio: protoquartzito, filito, quartzito filítico quartzito, conglomerado	2000 (?)		
				Discordância angular e discordância erosiva profunda									
				Clorita xisto e filito, metatufos, grauwaca, tilóide, conglomerado, quartzito, alguma formação ferrífera.	Eugeossin-clinal Flysch	3000 +				Discordância angular e discordância erosiva profunda			
				Discordância erosiva local									
				Filito e filito grafítico	Plataforma Estável	150							
				Ortoquartzito	Plataforma Estável	125							
				Filito quartzoso, filito dolomítico, dolomito silicoso	Plataforma Estável	410							
				Quartzito ferruginoso, quartzito "grit", filito, filito ferruginoso, subordinadamente conglomerado e dolomito	Plataforma Estável	600							
				Discordância erosiva local									
				Dolomito, algum calcário, itabirito dolomítico, itabirito, filito dolomítico	Plataforma Estável	600							
				Itabirito (formação ferrífera de fácies óxido) itabirito dolomítico; filito e dolomito subordinados	Plataforma Estável	350 +							
				Filito, filito algo grafítico, subordinadamente metachert, e formação ferrífera de fácies óxido	Plataforma Estável	250							
				Fácies parálica: ortoquartzito, e "grit", conglomerado, filito	Plataforma Estável	1000							
				Fácies tabular: quartzito sericitico, filito quartzoso, protoquartzito	Plataforma Estável	150							
				Discordância erosiva local									
				Filito dolomítico, formação ferrífera (fácies óxido) filito quartzoso	Plataforma Estável	300							
				Ortoquartzito, conglomerado, "grit", quartzito conglomerático	Prismático Parálico	1000							
				Filito quartzoso subordinado									
				Discordância erosiva e angular									
				Protoquartzito, "grit", conglomerado, com filito e subgrauwaca subordinados	Eugeossin-ginal Molassa	400 +							
				Filito, quartzito filito, protoquartzito, grauwaca, conglomerado basal subordinado	Eugeossin-ginal Molassa	1400							
				Discordância erosiva local e possivelmente angular									
				Filito, em grande parte cloritico, grauwaca, formação ferrífera de fácies carbonáticas, metavulcânicas e subordinadamente, quartzito, tilóides, conglomerado, dolomito. Idade Rb/Sr em zircônia de 2800 milhões de anos atrás.	Eugeossin-ginal Flysch	4000 +							
				Não há rochas do embasamento expostas no Quadrilátero Ferrífero; todas as rochas graníticas são intrusivas									
RIO DAS VELHAS							RIO DE JANEIRO						
				Protoquartzito, "grit", conglomerado, com filito e subgrauwaca subordinados	Eugeossin-ginal Molassa	400 +							
				Filito, quartzito filito, protoquartzito, grauwaca, conglomerado basal subordinado	Eugeossin-ginal Molassa	1400							
				Discordância erosiva local e possivelmente angular									
				Grauwacas, xistos carbonáticos, quartzitos imaturos, quartzito xistos, conglomerados									
				Formação ferrífera bandada, xistos sulfúreos, xistos argilosos									
				Sedimento químico carbonático									
				zonas de conglomerado intratransformacional carbonático e "Chertoso", filito									
				Xistos verdes (metabasaltos espiliticos) xistos túficos, Metavulcânicas (Lavas, intrusivas)									
				Embasamento Granítico-Gnáissico									

Tabela 1 - Coluna estratigráfica "padrão" para o Quadrilátero Ferrífero, Brasil, segundo DORR (1969) à esquerda e modificação 163 proposta por LADEIRA (1980), à direita.

MAPA GEOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA NO DISTRITO DE NOVA LIMA, MINAS GERAIS, BRASIL. SIMPLIFICADO DOS MAPAS COMPILADOS POR DORE (1963) E HERZ (1970) A PARTIR DE MAPAS DO DNPM-USGS (1965-1968) REINTERPRETADO ESTRATIGRÁFICA E DADOS ADICIONAIS NA ÁREA ESTUDADA POR LADEIRA (1974-1980).

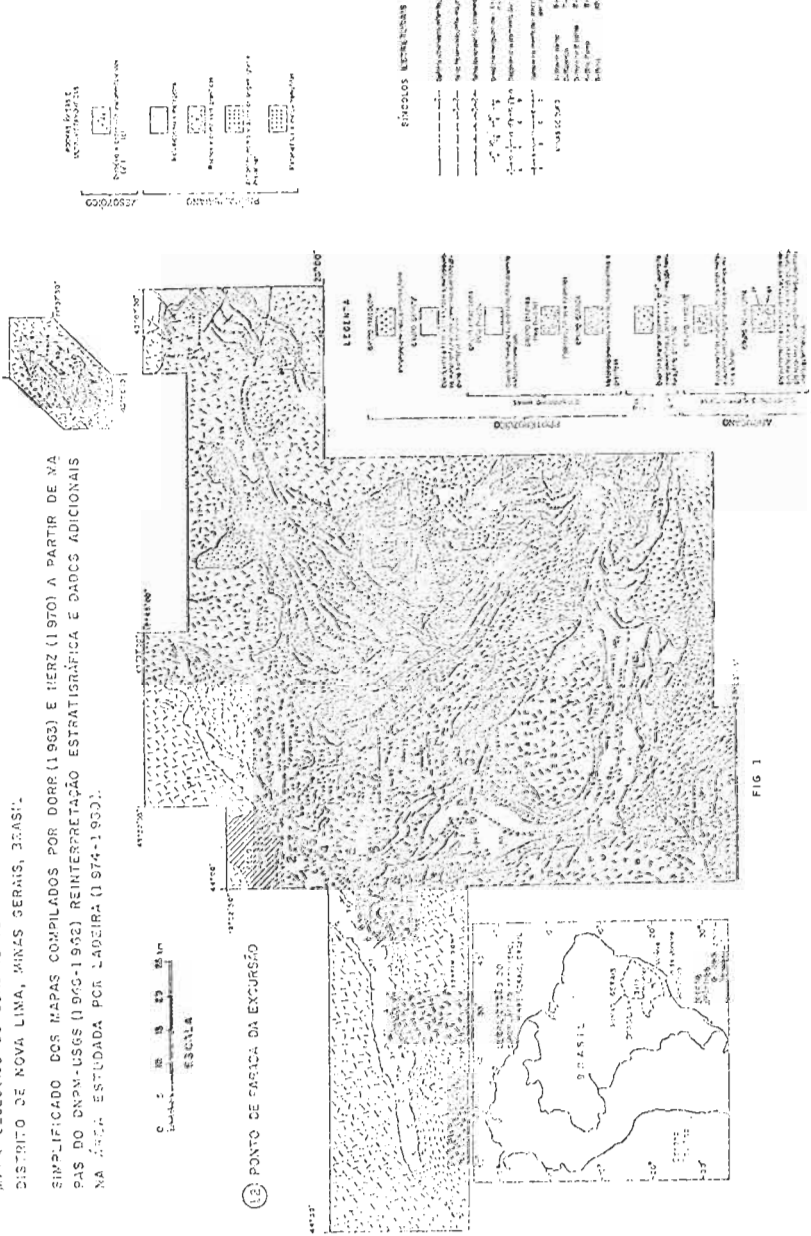


FIG 1

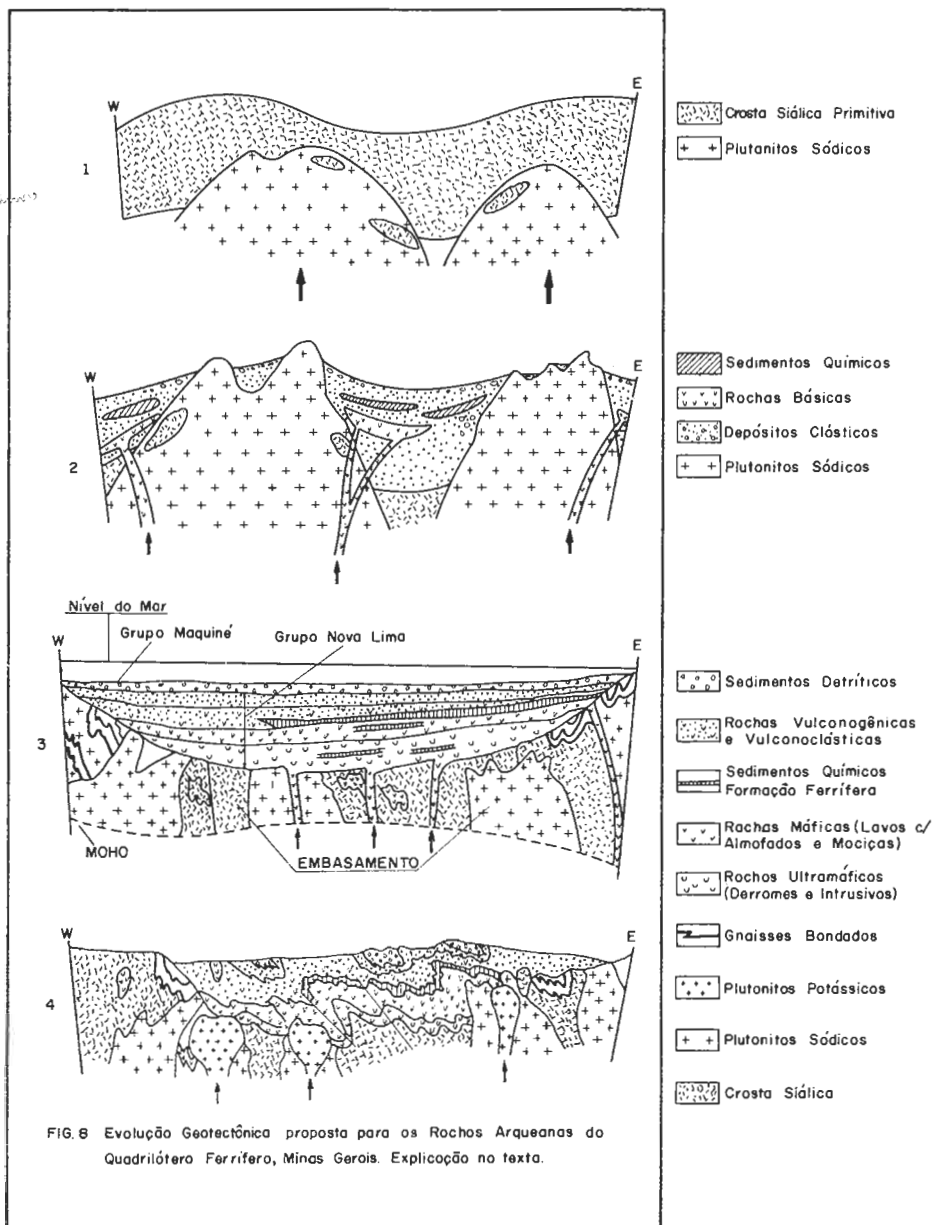


FIG. 8 Evolução Geotectônica proposta para os Rochas Arqueanas do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Explicação no texto.

ESTUDO PRELIMINAR DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DO SUL DE MINAS GERAIS

Antônio Carlos Magalhães
Instituto de Geociências - UFMG - Belo Horizonte - MG

ABSTRACT

Some petrographic, metamorphic and structural aspects of ultramafic rocks situated mainly near Carrancas, Liberdade, Andrelândia and São Vicente de Minas are described.

The petrographic types include peridotites with partially preserved igneous textures, composed of olivine, orthopyroxene, spinel, Cr-magnetite, serpentine and tremolite. Other varieties are serpentinites, talc-serpentinites, talc-carbonate-serpentinites, talc-schists, tremolite-schists, olivine-chlorite-tremolite-schists, chlorite-schists, chloritites and hornblendites.

The ultramafic bodies were subdivided in two groups; the first includes bodies with an ovoidal form composed of coarse-grained primary peridotites in the nucleus, and the second comprises elongated bodies with different types of ultramafic schists interstratified, lacking coarse-grained peridotites. The latter group is associated with amphibolites.

The surrounding rocks are: quartzites, mica-schists and gneisses included in the Andrelândia and Carrancas Groups; quartzites, quartz-schists, gondites and amphibolites (Barbacena Group) and granodioritic orthogneisses, biotite-gneisses and migmatitic gneisses.

The first group of ultramafic rocks shows evidence, mainly with thin schistose varieties of at least two phases of deformation. On the other hand, the second group exhibits structures ascribed to three phases of deformation.

1. INTRODUÇÃO

As rochas ultramáficas estudadas estão situadas na região compreendida entre Lavras e Liberdade. Neste trabalho, a ênfase principal foi em caracterizar estas rochas na área de Carrancas. Secundariamente são descritos corpos das áreas de Liberdade, São Vicente de Minas, Andrelândia, Itumirim, dentre outros.

2. GENERALIDADES

Poucos são os trabalhos desenvolvidos nesta região que detalharam as ocorrências de rochas ultramáficas. Os principais trabalhos específicos desenvolveram-se especialmente nos corpos peridotíticos de Liberdade, onde importantes mineralizações de níquel existem. Podem ser citados os trabalhos de Santos (1972), Richter e Griffon (1976) e Barbosa (1944).

Na região do sul de Minas Gerais as rochas ultramáficas aparecem associadas a dois conjuntos litológicos distintos e foram separadas, com base neste critério, em dois tipos.

Tipo I - As ultramáficas, representadas quase sempre por talco-xistos, clorita-xistos, tremolita-xistos e serpentinitos encontram-se interestratificadas com anfíbolitos, xistos verdes, gonditos, filitos, quartzitos e xistos metassedimentares, fazendo parte de faixas tipo "Greenstone belt" incluídas no Grupo Barbacena de Ebert (1956) e Pires (1977). Estão também associados ortognaisses granodioríticos, pegmatitos, biotita-gnaisses e gnaisses migmatíticos. É na área de Itumirim que se destacam as principais faixas do tipo I, sucintamente descritas por Ribeiro (1980). Em outras áreas do sul de Minas Gerais, também existem provavelmente alguns remanescentes deste conjunto litológico. Alguns corpos de Carrancas enquadram-se bem neste primeiro tipo.

Tipo II - Neste tipo as rochas ultramáficas ocorrem na forma de corpos ovalados, frequentemente com núcleos peridotíticos primários preservados ao metamorfismo. Estes corpos estão associados com quartzitos, xistos aluminosos e gnaisses do Grupo Andrelândia (Ebert, 1956), quartzitos e xistos grafitosos do Grupo Carrancas (Trouw et alii, 1980) e em gnaisses do embasamento destes grupos. Nas proximidades das cidades de Carrancas, Liberdade, Andrelândia, São Vicente de Minas e Lambari, foram estudados alguns corpos do tipo II. Os tipos petrográficos ígneos preservados são principalmente harzburgitos, com bronzititos, dunitos e lherzolitos subordinados. Ocorrem também, nas bordas dos corpos, xistos ultramáficos diversos.

Podem existir anomalias magnéticas nos corpos do tipo II da região estudada.

3. PETROGRAFIA

As rochas ultramáficas estudadas formam uma grande variedade de tipos litológicos, principalmente na fácies anfíbolito de metamorfismo com alguns tipos com texturas e estruturas primárias preservadas como peridotitos de granulação grosseira com texturas de cumalados e bandejamento composicional. Somente os tipos petrográficos mais importantes são brevemente descritos, com base em amostras representativas de cada tipo, especialmente da área de Carrancas.

3.1 Peridotitos - Foram estudados cinco corpos peridotíticos a saber: próximo a Carrancas (Córrego da Areia), próximo a São Vicente de Minas (Fazenda do Engenho), próximo a Liberdade (Morro do Corisco e Fazenda da Roseta) e Lambari (4 km a NE da Fazenda da Cachoeira). Estas rochas geralmente ocorrem em corpos ovalados maciços de no máximo 1,5 km de extensão maior, com granulação grosseira e textura predominantemente equigranular. São quase sempre harzburgitos compostos por ortopiroxênio (bronzita), olivina, espinélio e cr-magnetita. Um aumento gradativo de serpentina e tremolita dá-se do núcleo para a borda dos corpos. No corpo do Córrego da Areia, o harzburgito pode gradar para um bronzitito de granulação muito grosseira. Os corpos do Morro do Corisco e Lambari são muito ricos em olivina e em certas partes a rocha é um dunito com raros cristais de ortopiroxênio. A porção peridotítica do corpo da Fazenda da Roseta é constituída por um lherzolito com grandes cristais de orto e clinopiroxênio numa matriz mais fina com tremolita, olivina e espinélio.

Alguns peridotitos estudados mostram texturas cumaladas relictas com ortopiroxênio como a fase cumalada.

Associado ao corpo do Córrego da Areia (Carrancas) existe uma rocha interpretada como um metagabro de granulação grosseira a média. É constituída por tremolita e plagioclásio. Esta rocha possui cristais de plagioclásio com zoneamento primário relictos. Localmente esta rocha pode gradar para um tipo mais claro, devido ao enriquecimento em plagioclásio.

3.2 Serpentinitos - Este tipo petrográfico ocorre tanto nos corpos ultramáficos do tipo I como no tipo II. No tipo II os serpentinitos gradam nitidamente para peridotitos pelo aumento de minerais relictos magnéticos preservados como olivinas e piroxênios. Neste caso os serpenti

nitos possuem granulação fina a média e podem possuir pequenas quantidades de tremolita e/ou talco. No tipo II, os serpentinitos formam aureólas em torno do núcleo peridotítico, definindo certo zoneamento. Em alguns corpos, como na Fazenda Rui Barbosa (Carrancas) o núcleo peridotítico não está preservado, apresentando-se totalmente serpentinitizado. Lá o serpentinito é fino e azulado com bandas ricas em minerais opacos interpretados como de origem primária magmática pois tais planos são descontínuos e discordantes em relação a xistosidade do gnaiss encaixante.

No tipo I os serpentinitos são sempre muito finos, sem minerais ígneos relictos e encontram-se interestratificados com xistos ultramáficos do tipo talco-xisto, clorita-xisto, tremolita-xisto e rochas máficas como anfibólitos e xistos verdes. Os serpentinitos nos corpos do tipo I não estão relacionados com um zoneamento metamórfico definido, como sempre ocorre nos corpos do tipo II.

Na área de Carrancas ocorrem serpentinitos em corpos do tipo I nas duas faixas ultramáficas que beiram a Serra das Bicas (vide mapa geológico), na Fazenda do Engenho e em outros pequenos afloramentos.

De um modo geral os serpentinitos são rochas maciças, praticamente sem xistosidade onde o mineral principal é a antigorita. Alguns veios de até 5 cm de espessura de crisotila podem cortar a rocha.

3.3 Talco-serpentinitos - Esta rocha ocorre principalmente nos corpos do tipo I. De amostras de Carrancas constatou-se que elas contêm mais de 90% de serpentina e talco com um pouco de tremolita. A rocha exibe granulação média com cristais de serpentina envolvidos numa massa de talco mais fina, localmente formando estruturas semi-radiais. Existem algumas variedades de talco-serpentinitos de granulação mais fina, que formam porfiroblastos idiomórficos de carbonato com até 3 mm. Em um mesmo afloramento esta rocha grada para um talco-xisto.

3.4 Tremolita-talco-xistos - É o principal tipo petrográfico dos corpos do tipo I e ocorre secundariamente nos do tipo II. É uma rocha xistosa de textura lepidoblástica com mais de 70% de talco com tremolita, clorita e opacos em menor quantidade. Finas lamelas de talco definem uma xistosidade com cristais de tremolita xenomórficos. Localmente o talco pode apresentar hábito fibro-radial. Em alguns tipos não existe uma xistosidade, a rocha é maciça, quase só composta por talco, e designa-se esteatito. Frequentemente ocorrem xistos com mais de 95% de talco, com granulação variando de fina a grosseira. Este é o tipo petrográfico que predomina na área de Carrancas, associado aos corpos do tipo I. Ocorrem também alguns talco-xistos de granulação média em corpos do tipo II. Nestes corpos, esta rocha é presente em pouca quantidade, sempre gradando para tremolita-xistos e clorita-xistos que são encontrados nas bordas dos corpos. Ocorrem frequentemente veios discordantes e concordantes de talco, com até 20 cm de espessura, na região de Carrancas. Estes veios são compostos por grandes placas de talco esverdeado.

3.5 Tremolita-xistos - Rocha de textura lepidoblástica ou nematoblástica composta por tremolita com quantidades menores e variáveis de clorita, talco, olivina e opacos. A tremolita aparece na forma de cristais prismáticos ou localmente com hábito fibroso. A granulação desta rocha é geralmente média a grosseira. Este tipo petrográfico ocorre muito frequentemente associado aos corpos do tipo I, assim como também é representado nos corpos do tipo II. Nesta rocha existe frequentemente uma xistosidade, às vezes mal definida, que tende a desaparecer quando a granulação da rocha é grosseira. Neste caso ela passa a ser considerada um tremolilito. Esta última rocha só foi observada em corpos do tipo I.

Nas bordas do corpo peridotítico do Córrego da Areia ocorre um tremolita-xisto que grada para uma rocha composta por plagioclásio, tremolita, clorita e epidoto que foi interpretada como um metagabro. Com certa frequência ocorrem níveis de tremolilitos e hornblenditos, de até 20 cm de espessura, nos gnaisses migmatíticos da área de Carrancas.

Estes níveis foram interpretados como porções melanossomáticas.

A poucos quilômetros a norte de Arantina existem pequenos corpos ultramáficos com uma rocha homogênea, sem xistosidade, com granulação grosseira e composta por tremolita, clorita e olivina. Este último mineral encontra-se em hábito prismático alongado e foi interpretado como mineral metamórfico por sobrecrecer cristais de tremolita.

3.6 Clorita-xistos - É uma variedade litológica bem representada nos dois tipos de corpos ultramáficos estudados. São rochas com granulação variando desde muito fina até grosseira, com textura lepidoblástica. São frequentemente bem xistosos e auxiliam bastante no estudo da deformação sofrida pelos corpos. A mineralogia deste tipo petrográfico é composta basicamente por clorita com talco, tremolita, cr-magnetita e sulfetos, em menor quantidade. Os clorita-xistos ocorrem nas partes mais exteriores dos corpos do tipo II ou com distribuição irregular, tal vez interestratificados com outras rochas ultramáficas, nos corpos do tipo I. Em alguns destes corpos pode existir uma rocha com cristais de até 0,5 cm de clorita embebidos em uma matriz fina, sem xistosidade, composta por clorita e opacos. Ocorrem também alguns clorititos, na forma de veios, onde a clorita aparece sem orientação preferencial. Estes veios de clorita podem estar presentes não só nas bordas como também nas partes mais internas dos corpos do tipo II. Nos do tipo I, os clorititos também são encontrados.

Algumas bandas de clorita-xisto de no máximo 20 cm de espessura, dentro de uma variedade de gnaiss migmatítico da área de Carrancas, são consideradas como derivadas de melanossoma rico em biotita.

3.7 Anfibolitos - Ocorrem associados e interestratificados com rochas ultramáficas do tipo I. Praticamente não ocorrem em corpo do tipo II. Esta rocha apresenta-se, na região de Carrancas, bandeada com granulação variando de fina a grosseira, com textura nematoblástica. Apresenta quantidades variáveis de hornblenda, plagioclásio, epidoto, opacos e localmente quartzo. De um modo geral as camadas anfibolíticas possuem algumas dezenas de metros de espessura. Na Fazenda Santa Inês é encontrada a espessura máxima da ordem de 50 m. Localmente os anfibolitos podem gradar para um tipo de hornblendito composto de mais de 95% de anfibólio com plagioclásio subordinado.

Dentro dos gnaisses da área de Carrancas ocorrem também camadas anfibolíticas de espessura centimétrica a decimétrica. Estes anfibolitos parecem não estar geneticamente associados aos que se encontram intercalados com as rochas ultramáficas.

Especialmente nas bordas do corpo peridotítico da Fazenda da Roseta (Liberdade), ocorre um anfibolito rico em granada que parece gradar para uma rocha composta principalmente por granada com raros cristais de clorita e hornblenda.

4. RELAÇÕES DAS ESTRUTURAS REGIONAIS COM AS ROCHAS ULTRAMÁFICAS

As rochas dos Grupos Carrancas e Andrelândia, que afloram extensivamente na área estudada sofreram três fases de deformação designadas D_1 , D_2 e D_3 (Trouw et al., 1980 e 1983; Paciullo, 1980; Ribeiro, 1980). Os autores acima fazem descrições detalhadas destas fases de formação encontradas em áreas específicas do sul de Minas Gerais. Ainda não estão perfeitamente estabelecidas as fases de deformação que atuaram nas rochas do embasamento, incluídas nos Grupos Barbacena e Mantiqueira. Isto se deve, em parte, à transposição das estruturas antigas pelas fases D_1 , D_2 e D_3 .

A última fase de deformação D_3 é a mais bem preservada regionalmente. Esta fase produziu dobras abertas a fechadas. Localmente verifica-se a formação de clivagem de crenulação S_3 , pouco penetrativa. A esta fase também são atribuídas algumas grandes zonas de cisalhamento, com dezenas de quilômetros de extensão, localmente com milonitos associados.

Em todos os corpos ultramáficos estudados, somente em suas

partes mais xistificadas, foram encontradas crenulações atribuídas a D_1 , com orientações semelhantes as encontradas regionalmente. Alguns talco-xistos e clorita-xistos, muito xistosos, podem possuir uma clivagem de crenulação S_1 . De um modo geral a deformação D_1 diminui para o interior dos corpos ultramáficos do tipo I e tipo II.

A segunda fase de deformação D_2 produziu regionalmente dobras quase sempre fechadas a isoclinais com eixos variáveis e superfície axial de um modo geral mergulhando suavemente. Esta fase de deformação foi a responsável pela formação de uma xistosidade ou clivagem S_2 , localmente de crenulação, penetrativa regionalmente. Nos corpos ultramáficos, a xistosidade S_2 é melhor reconhecida em litologias ricas em filossilicatos. Nos corpos do tipo I a xistosidade S_2 foi bastante penetrativa e presente em todas as litologias com excesso de alguns ser pentinitos mais maciços. Nos corpos do tipo II, a deformação D_2 diminui em direção ao núcleo peridotítico aparentemente não deformado. A xistosidade S_2 dos corpos ultramáficos é de um modo geral paralela com a xistosidade das rochas encaixantes. Ao redor de corpos do tipo II nota-se um desvio da xistosidade S_2 das encaixantes.

A primeira fase de deformação D_1 é mal preservada regionalmente. Raras são as dobras atribuídas a esta fase. A atuação de D_1 em corpos ultramáficos só foi detectada, muito raramente, em corpos do tipo I da região de Carrancas. Em alguns talco-xistos e clorita-xistos verificou-se que a clivagem S_2 é na realidade uma clivagem de crenulação desenvolvida a partir da transposição quase total de uma clivagem ardosiânica S_1 . Em nenhum dos corpos do tipo II estudados foram encontradas evidências da deformação D_1 .

Especificamente na região de Carrancas, algumas relações estruturais são importantes para o entendimento no contexto regional dos corpos ultramáficos. Foi verificado que o corpo peridotítico do Corrego da Areia, posicionado entre um quartzito com mica esverdeada do Grupo Carrancas e um ortognaisse granodiorítico, está em um plano onde as rochas estão muito deformadas e superesticadas. Esta descontinuidade localizada da deformação foi interpretada como uma falha de empurrão, talvez concomitante com o início da fase de deformação D_2 e com a intrusão do corpo.

As faixas ultramáficas da vertente oeste da Serra das Bicas (vide mapa geológico), englobadas no tipo I, possuem os seus contatos truncados pelas rochas do Grupo Carrancas formadoras da serra citada. Isto se deve a uma discordância angular e/ou falha de empurrão.

A oeste da Serra das Bicas foi mapeada uma grande estrutura ovóide fechada formada por redobramento de sinformal D_2 em sinformal D_3 (vide mapa geológico). Os contornos desta estrutura são definidos por quartzitos micáceos ou puros, quartzo-xistos, anfibolitos, mica-xistos e localmente turmalinitos, sem posição estratigráfica definida. Corpos ultramáficos também estão associados com estas rochas e em parte parecem ser do tipo I. Associados também a esta estrutura encontram-se ortognaises granodioríticos, biotita-gnaisses finos, e gnaisses migmatíticos em parte descritos por Paciullo (1980).

5. CONCLUSÕES

- Os corpos ultramáficos da região estudada, incluídos no tipo II, intrudiram-se, em grande parte, durante o tectonismo que afetou os Grupos Carrancas e Andrelândia. Já a maioria dos corpos do tipo I, mais antigos, devem estar relacionados ao Grupo Barbacena.

- A intrusão dos corpos ultramáficos do tipo II deu-se com certeza antes do final de D_2 , pois possuem sempre, em suas bordas, a xistosidade S_2 .

- Não foram encontrados corpos ultramáficos do tipo II associados a rochas do Grupo Barbacena.

- Ao contrário do Grupo Carrancas, onde raros e pequenos corpos ultramáficos foram encontrados, no Grupo Andrelândia eles são frequentes, destacando-se em tamanho o corpo da Fazenda da Roseta (Liberdade).

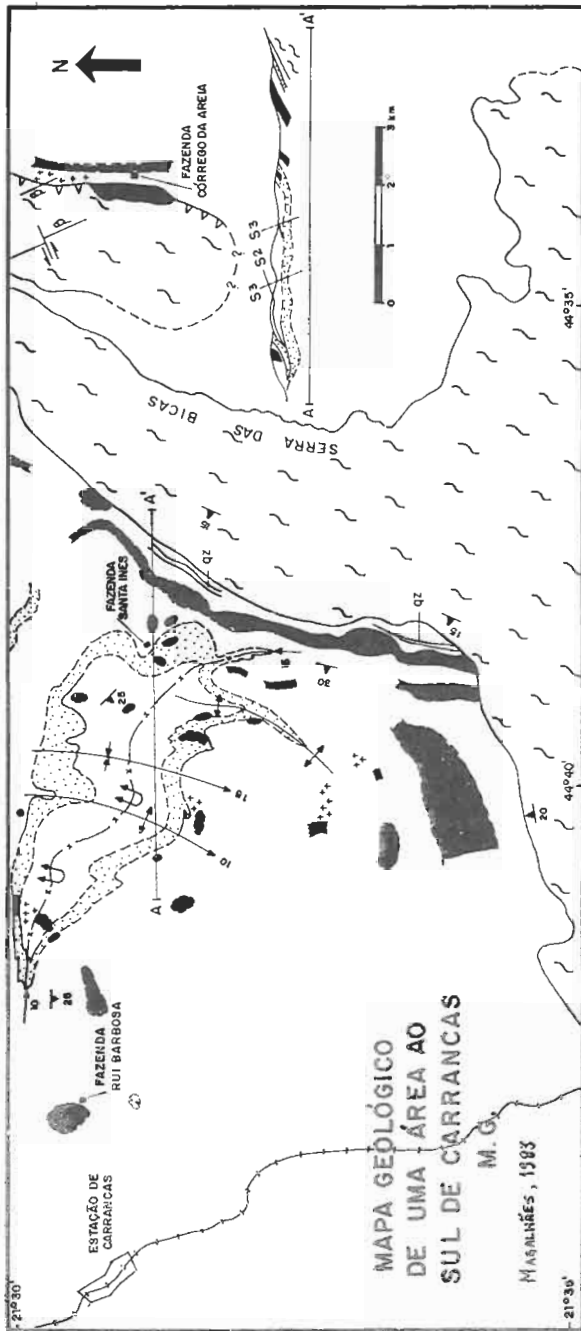
- A distribuição irregular e estratificada dos diferentes xistos ultramáficos nos corpos do tipo I parece, em parte, estar relacionada com diferentes composições primárias, talvez representando seqüências vulcânicas. Já nos corpos do tipo II, as variedades litológicas estão relacionadas, quase sempre, a um zoneamento metamórfico. Estes corpos parecem ser do tipo Alpino.

6. AGRADECIMENTOS

Agradeço ao orientador e amigo Prof. Rudolph Allard Johannes Trouw pelo apoio e leitura crítica do manuscrito, e aos amigos Cláudio Valeriano, André Ribeiro, Fábio Paciullo, Monica Heilbron e Salvador Chispim pelas discussões valiosas.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, O. - 1944 - Ocorrência de Minério de Níquel na Fazenda Roseta e Adjacências: Livramento (Aiuruoca) - MG. Relatório 667, DNPM.
- EBERT, H. - 1956 - Pesquisas Geológicas na Parte Sudeste de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. Geol. Min. DNPM, Ano de 1956, 97-107.
- PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Minduri, Minas Gerais. Tese de Mestrado apresentada ao IG-UFRJ, Rio de Janeiro.
- PIRES, F.R.M. - 1977 - Geologia do Distrito Manganêsífero de Conselheiro Lafaiete - Minas Gerais. Tese de Mestrado apresentada ao IG-UFRJ, Rio de Janeiro.
- RIBEIRO, A. - 1980 - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Itumirim, Minas Gerais. Tese de Mestrado apresentada ao IG-UFRJ, Rio de Janeiro.
- RICHTER, H. & GRIFFON, J.C. - 1976 - Geologia, Mineração e Tratamento do Minério de Níquel do Morro do Níquel, Minas Gerais. An. da Soc. Cult. e Est. Geol. 6: 386-405.
- SANTOS, L.C.S. - 1972 - Evolução Geoquímica e Mineralógica de um solo Niquelífero. Tese de Mestrado apresentada ao IG-UFRJ, Rio de Janeiro.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Evolução Estrutural e Metamórfica de uma Área à SE de Lavras, Minas Gerais. An. do XXXI Congr. Bras. de Geol. 5: 2773-2784.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Geologia Estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc. 55(1): 71-85.



MAPA GEOLÓGICO
DE UMA ÁREA AO
SUL DE CARRANCAS

M.G.

MINAS GERAIS, 1983

21°30'

44°35'

DIQUE DE DIABÁSIO

GRUPO CARRANCAS

QUARTZITOS (qtz)

ROCHAS ULTRAMÁFICAS

ORTOGNAISSES GRANODIORÍTICOS

BIOTITA - GNAISSES, GNAISSES MIGMATÍTICOS

ESTALUROLITA-GRAMADA-XISTO
QUARTZITO COM MICA ESVERDEADA

QUARTZITOS (qtz), QUARTZO-XISTOS, MICA-XISTOS, ANFIBOLITOS

ROCHAS ULTRAMÁFICAS

ORTOGNAISSES GRANODIORÍTICOS

BIOTITA - GNAISSES, GNAISSES MIGMATÍTICOS

FALHA DE EMPURRAO

FALHA TRANSCORRENTE

XISTOSIDADE S2

ANTIFORMAL D3
COM EIXO PLUNGEANTE

SINFORMAL D3
COM EIXO PLUNGEANTE

SINFORMAL D2 REVIRADO E
REDOBRADO POR D3.
EIXO COM DUPLO CAIMENTO.

ESTRADA DE FERRO

XISTOSIDADE E PLANO AXIAL
DE DOBRAS D2

CLIVAGEM DE CRENULAÇÃO E
PLANO AXIAL DE DOBRAS D3

A RECRISTALIZAÇÃO DO MINÉRIO DE FERRO DA JAZIDA DO PICO DE ITABIRITO NO QUADRILÁTERO, MG E SUAS IMPLICAÇÕES GENÉTICAS

C.A. Rosière

Instituto de Geociências - UFMG - Belo Horizonte - MG

ABSTRACT

Microscopic studies of the mineralogical and textural features of the Precambrian compact high-grade iron-ores from the "Pico do Itabirito" deposit do not show any evidence of metasomatic replacement during the Minas-metamorphism (1800-2200m.y), but there is evidence of sintectonic recrystallization of the early iron oxides: magnetite (martite) and hematite I. These minerals are pre-tectonic, possibly diagenetic and can be observed in each and every band of the ore. The recrystallization process developed mainly in the first deformation phase D₁ that acted on the metasediments of that area.

The new recrystallized minerals hematite II, and specularite I, II and III are oriented along schistosity and shearing surfaces in the iron ore and pursue micaceous habitus and magnetite relicts. They were formed in sequential generations.

INTRODUÇÃO

A gênese dos corpos de minérios de ferro de alto teor (>63% Fe) encaixados dentro das formações ferríferas distribuídas em todos os es cudos pré-cambrianos, tem sido alvo de interesse de pesquisadores em várias partes do mundo deste o início deste século. O estudo estrutural e petrotectônico da jazida do Pico do Itabirito (ou Pico de Itabira como também é conhecida) visa fornecer subsídios para o esclarecimento da formação de tais corpos.

A jazida do Pico de Itabirito situa-se no Quadrilátero Ferrífero, na serra do Itabirito, próximo à rodovia BR-356 à meio caminho entre as cidades de Belo Horizonte e Ouro Preto, Minas Gerais. O seu estudo foi feito dentro de um programa de cooperação entre a Universidade Federal de Ouro Preto e a Universidade Técnica de Clausthal da Rep. Fed. da Alemanha com o apoio do Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico (DDAD). Os trabalhos de campo, que envolveram o mapeamento da jazida e sua área vizinha, levantamento de dados estruturais e coleta de amostras orientadas foram executados com o apoio da empresa Minerações Brasileiras Reunidas S/A. (MBR).

GEOLOGIA

A jazida de minério de ferro do Pico de Itabirito é composta principalmente de corpos compactos de alto teor situados concordantemente, de forma lenticular dentro dos Itabiritos proterozóicos (1.800-2200my - ALMEIDA 1969, 1977) do tipo "Animikie" da formação Cauê a qual, juntamente com os dolomitos, dolomitos ferruginosos e itabiritos dolomíticos da formação Gandarela vão compor a sequência química que definem o Grupo Itabira, unidade média do Super Grupo Minas.

Os itabiritos Cauê estão sotopostos, similarmente a outras formações ferríferas em todo o mundo, a quartzitos com níveis conglome

ráticos, estratificação gradativa e estratificação cruzada (Formação Moeda) que passam, no topo, a sedimentos pelíticos (Formação Batatal) compondo o Grupo Caraça, sequência basal do Super Grupo Minas.

Por sobre os metassedimentos do Grupo Itabira encontram-se os filitos e quartzitos do Grupo Piracicaba que foram, na região da jazida do Pico do Itabirito, situados por WALLACE (1965) litoestratigraficamente dentro da Formação Cercadinho.

Estruturalmente a jazida situa-se no flanco Sudeste do Sinclinal da Moeda. O estudo estrutural detalhado da região (ROSIÈRE 1981, 1982) resultou na verificação da existência de pelo menos três etapas deformativas, em duas das quais (D_1 e D_2) desenvolveram-se estruturas de dobramento enquanto que a terceira (D_3) e caracterizada por tectônica de falhamento.

Durante a etapa mais antiga D_1 desenvolveram-se as estruturas mais nítidas em escala meso a microscópica formando-se um sistema de dobras (b_1) de direção WNW-ESE, com lineações de intersecção e mineiras associadas (l_1), uma xistosidade s_1 paralela a subparalela ao acamamento e xistosidade transversal (s_2). Nesta mesma etapa as rochas sofreram metamorfismo que atingiu o fácies Xisto Verde (HERZ, 1978) resultando uma intensa recristalização de seus minerais especialmente nas formações ferríferas e no minério.

Superpondo-se às estruturas de D_1 , está um sistema de dobras (b_2), uma lineação de crenulação (l_2) e "boudins" de dimensões métricas, todas as estruturas orientadas segundo a direção NNE-SSW e formadas durante a segunda etapa deformativa D_2 . A esta fase estão ainda associada falhas de empurrão de alto ângulo que mergulham com 50° para SSE.

À etapa D_3 estão associados dois sistemas de falhas normais que se desenvolveram longitudinal e transversalmente às estruturas pré-existentes segundo as direções NW-SE e NE-SW.

TIPOS DE MINÉRIO - CARACTERÍSTICAS.

Na jazida do Pico de Itabirito encontram-se além dos itabiritos, minério de intemperismo e o minério compacto e, subordinadamente o minério brechado.

Os itabiritos encontrados pertencem ao Fácies Quartzó-Oxido (JAMES, 1954) caracterizados pela intercalação de níveis de composição hematítica-magnetítica e níveis de quartzo, de espessura variável entre alguns milímetros e até decímetros, havendo entre eles geralmente um contato brusco observando-se entretanto localmente uma gradação entre faixas quartzosas e hematíticas, com o desenvolvimento de "micro-bandas" dando à rocha um aspecto laminado semelhante a um varvito. Tais níveis são frequentemente descontínuos havendo evidência de cisalhamento sendo o bandamento original destruído pela xistosidade s_1 .

Localmente em níveis menos deformados observam-se estruturas do tipo "pinch and swell" de formas e bordas irregulares de origem atectônica. Presume-se que tenham se formado por mobilização dos óxidos de ferro durante a compactação e diagênese do sedimento semelhante ao fenômeno observado por DIMROTH (1968) e DIMROTH e CHAUVEL (1973) na região do Lago Superior. EISENLOHR (1964) mostra em seu trabalho nos jaspilitos pouco metamorfizados e deformados de Urucum (MS) estruturas semelhantes.

Com a atuação do intemperismo desenvolveu-se na jazida uma capa pouco espessa de minério de intemperismo por enriquecimento supergênico, cobertos superficialmente por uma capa de canga a qual pode ainda mostrar a estrutura original dos itabiritos ou então forma-se u'a massa de aspecto esponjoso envolvendo blocos de hematita cimentados por limonita que se acumulam especialmente no sopé do Pico.

O minério compacto, por sua vez, tem um aspecto característico, apresentando-se como corpos lenticulares e maciços situados concordantemente dentro dos itabiritos. As dimensões são variáveis sendo os corpos mais espessos aqueles de maior extensão. Esta por sua vez varia desde alguns metros até mais de uma centena de metros. O maior cor

po da jazida, que hoje forma o Pico do Itabirito de 82m de altitude acima do seu pé, aflora em uma extensão de 140m mostrando uma espessura de 65m. Sua dimensão em profundidade é desconhecida.

Mesoscópicamente o minério possui uma fratura conchoidal, mostrando uma cor cinza azulada e está frequentemente coberto de limonita nos seus planos de juntas.

Semelhantermente ao itabirito ele mostra um bandamento, mais nitidamente visível em escala macro e mesoscópica pela atuação diferencial do intemperismo, quando então observa-se as estruturas de dobramento existentes. Microscópicamente observa-se como origem para esse bandamento principalmente uma ligeira variação no teor de quartzo o qual é independente do grau de cristalização nos diferentes níveis. Essa variação do teor de quartzo pode ser primária ou então devido a remobilização desse mineral que se concentrou em níveis mais porosos durante a deformação e metamorfismo.

Entretanto a mineralogia dos óxidos de ferro nos diferentes níveis difere muito pouco, sendo a mesma encontrada na fração hematítica-magnetítica nos itabiritos.

Em zonas de intensa movimentação tectônica observa-se o minério brechado que representa um tipo especial, composto por blocos do tamanho de um punho, parcialmente cisalhados e recristalizados, e lentes deformadas e catacladas de minério compacto dentro de u'a matriz hematítica parcialmente recristalizada, muito fina e homogênea, a qual por intemperismo tem o aspecto pulverulento.

PETROGRAFIA DO MINÉRIO

Os principais minerais encontrados no minério são a hematita e a magnetita (martita). Quartzo ocorre em pequena quantidade, ouro e sulfetos são raramente observados e silicatos de ferro não ocorrem. Goethita e limonita estão restritas aos níveis superiores mais afetados pelo intemperismo. Essa mineralogia é a mesma encontrada nos itabiritos sendo que nesta rocha há um predomínio relativo do quartzo sobre os outros minerais.

Magnetita:

Os cristais de magnetita são, em seção polida, isotropos e de cor bege-rosa, semelhantemente à titanomagnetita. A ausência de lamelas de dissolução de ilmenita levam entretanto à conclusão de não haver teor considerável de Titânio no mineral. A magnetita ocorre geralmente relíctica dentro de agregados de martita ou mesmo de cristais de hematita e specularita. Tais relictos vão compor cerca de 15-20% do minério.

Inclusões de quartzo nesse mineral são raras. Geralmente ocorrem na parte central de cristais martitizados. Inclusões de hematita são inexistentes.

Os cristais de magnetita encontrados são pré-deformativos. Eles ocorrem isoladamente, sendo então, por vezes, visível a forma octaédrica apesar da martitização, ou então em agregados orientados segundo o bandamento da rocha, formando faixas mais grosseiras, menos recristalizadas. A martitização e a recristalização tendem a fazer desaparecer as formas cristalinas da magnetita.

Martita:

Como martita entende-se a pseudomorfose de hematita em magnetita. A martitização ocorre de forma zonar ou irregular da parte externa para a interna do cristal, ou então segundo os planos cristalográficos (111). Com a oxidação e recristalização progressivas se formam agregados de cristais xenomorfos de hematita intercrescidos de forma complexa, mostrando diferentes posições de extinção, frequentemente porosos e com inclusões de quartzo. Esses agregados de formas irregulares estão associados a cristais hipidiomorfos e idiomorfos de hematita.

Raramente as formas cristalinas da magnetita estão preservadas. Geralmente são observáveis formas arredondadas de dimensões variadas (1-300 μm ou mesmo alguns mm de diâmetro) com intercrescimento interno típico. Estes corpos arredondados ocorrem em agregados estirados, cataclados ou mostrando indícios de terem sofrido rotação, entre cristais especulares bem orientados.

As bordas dos agregados são suturadas mostrando indícios de corrosão com intercrescimento de quartzo ou de cristais bem formados de hematita, indicando ser este mineral produto da recristalização da magnetita.

Hematita:

A hematita é o principal componente do minério de ferro. Ela aparece em diferentes gerações caracterizadas por cristais de diferentes "habitats" e orientados segundo planos distintos.

As hematitas mais antigas (Hematita I) apresentam-se como agregados de cristais xenomorfos de dimensões variáveis, de bordos corroídos, e ricos em inclusões, mostrando por isso, aparentemente, um poder refletor menor. São, pelo menos em parte, produto da martitização.

Uma outra geração de cristais de hematita (Hematita II) é representada por cristais xenomorfos a hipidiomorfos que, devido à pouca quantidade de inclusões de quartzo, apresenta aparentemente um maior poder de reflexão. Examinando-se amostras perpendiculares à lineação ℓ_1 observa-se uma textura parcialmente poligonal embora vários cristais tenham contornos lobados e embainhados, sendo as suas dimensões variáveis (10 a 100 μm) indicando diferentes velocidades de crescimento durante a recristalização, a qual não chegou ao equilíbrio durante o metamorfismo. Em seções orientadas paralelamente a ℓ_1 observa-se uma orientação preferencial dos cristais tabulares de hematita I segundo a xistosidade s_1 . Nesses cristais ocorrem raramente lamelas de geminação, e mais frequentemente lamelas "de tipo desconhecido" (Lamellen unbekant Art - RAMDOHR 1975).

Na massa hematítica composta dos minerais acima descritos, assim como nas faixas mais quartzosas ocorrem cristais de hematita especular (Especularita I e II). Estes cristais de origem claramente sindeformativa, e que apresentam frequentemente relictos de magnetita, são orientados segundo os planos de cisalhamento existentes; principalmente segundo a superfície de xistosidade s_1 (Especularita I) e subordinadamente segundo s_2 (Especularita II).

Os cristais hipidiomorfos a idiomorfos de specularita I orientam-se com sua maior dimensão paralelamente à lineação ℓ_1 . Eles podem atingir um comprimento de até 200 μm e largura de, em média, 20 μm , desenvolvendo-se melhor em zonas de maior cisalhamento durante a formação de xistosidade s_1 .

Os cristais de specularita II, orientados segundo a xistosidade s_2 se formaram durante o desenvolvimento dessa superfície planar mais nova. Eles são observáveis em seções perpendiculares a ℓ_1 e têm comprimento variável entre 10 e 50 μm conforme a intensidade de cisalhamento e o grau de recristalização.

A geração mais nova de specularita (Especularita III) é observada na superfície das falhas de empurrão existentes. Ela formou-se às custas dos cristais mais antigos no plano de falha. Os cristais de specularita III apresentam-se frequentemente dobrados com extinção ondulante e lamelas de geminação por "stress" (HENNIG - MICHAELI 1970) as quais, por sua vez apresentam-se deformadas.

Quartzo

O quartzo ocorre no minério compacto como acessório. Seu aspecto textural difere em relação ao quartzo encontrado nos itabiritos. Ele ocorre sob a forma de cristais pequenos e xenomorfos preenchendo vazios ou corroendo as bordas dos cristais e agregados de magnetita. Ele aparece também como cristais alongados nas zonas de sombra de

pressão ("pressure shadows") dos cristais estirados do "paleosoma" (magnetita, martita) com seu maior comprimento orientado paralelamente ao eixo b_1 e conseqüentemente aos cristais de especularita.

Apatita:

Cristais idiomorfos de apatita foram observados em uma única amostra colhida no lado leste do Pico de Itabirito. Eles estão parcialmente corroídos em seus bordos e apresentam numerosas inclusões de hematita. Alguns apresentam-se deformados e orientados segundo as superfícies de xistosidade s_1 .

Marcassita:

Este mineral ocorre raramente. É observado em contato com o quartzo e intercrescido com a hematita sob a forma de cristais xenomorfos de dimensões micrométricas.

PETROGRAFIA DO ITABIRITO

Os itabiritos possuem um bandamento nítido caracterizado pela intercalação rítmica de bandas de óxido de ferro e de quartzo. A mineralogia dos níveis de óxidos de ferro é semelhante aquela encontrada no minério compacto com a presença de relictos de magnetita em cristais de martita, hematita e especularita. Nos itabiritos a hematita e a especularita também se apresentam em diferentes gerações (Hematita I e II e Especularita I e II).

As bandas de óxidos de ferro possuem teor variado de quartzo por vezes gradando até assemelharem-se a um quartzito rico em ferro. Quando a quantidade relativa de quartzo é elevada, diminui a dimensão média dos cristais de hematita (20 - 50 μ m).

A fração de quartzo está representada por cristais hipidiomorfos com extinção fracamente ondulante, às vezes dispostos lenticularmente mostrando uma textura isométrica, poligonal, com ligeira orientação segundo ξ_1 .

Pode-se observar que o grau de recristalização do quartzo nos itabiritos varia, por sua vez, de acordo com a porcentagem de óxidos de ferro, de modo que, nas faixas pobres em hematita predomina um quartzo mais grosseiro.

RECRISTALIZAÇÃO DAS FASES

O minério de ferro compacto aparentemente homogêneo, da jazida do Pico de Itabirito apresenta microscopicamente evidência de ter sofrido diferentes etapas de recristalização principalmente durante o metamorfismo epizonal Minas (HERZ 1970, 1978).

Baseando-se nos dados de campo e observações microscópicas, verificou-se que a primeira fase deformativa D_1 mais intensivamente influenciou na formação da textura interna da rocha e nos fenômenos de recristalização, com o desenvolvimento de um micro-dobramento e várias xistosidades. Durante esta fase formaram-se cristais de hematita de "habitus" especular aqui tratados como especularita.

O mineral reconhecivelmente mais antigo tanto no minério compacto como nos itabiritos é a magnetita que ocorre mais frequentemente relicta dentro da martita e dos cristais de hematita e especularita. Em condições pré-deformativas a magnetita foi martitizada das bordas para o centro ou então segundo os planos cristalográficos (111). Se formaram então intercrescimentos complexos de cristais xenomorfos de dimensões variadas cuja gênese não pode ser estabelecida com precisão, podendo ser produto da martitização, ou da recristalização pré-deformativa de compostos de ferro pré-existent. Provavelmente a maioria é produto da oxidação e recristalização da magnetita.

A partir da verificação que a magnetita formou-se antes da deformação sin-metamórfica mais antiga (D_1), presume-se que este mine-

ral seja de origem diagenética. Magnetita diagenética como mineral essencial em formações ferríferas já foi descrita em jaspilitos não metamorfizados na Índia (SPENCER & PERCIVAL 1952) e no Canadá (DIMROTH & CHAUVEL 1973). Nas formações ferríferas de Yampi Sound (Australia), CANAVAN & EDWARDS (1938) reconheceram a magnetita como mineral primário enquanto que a hematita foi considerada produto de recristalização posterior.

Quase toda a fração de magnetita sofreu efeitos do tectonismo e recristalização durante a primeira etapa deformativa. Os cristais foram cisalhados e estirados orientando-se paralelamente a b_1 . Outros comportaram-se de forma mais competente, sofrendo rotação ou microfaturas de tensão que foram preenchidas com quartzo acicular e cristais de especularita.

Como produto final da recristalização sintectônica formaram-se várias gerações de hematita cada uma associada a uma determinada etapa da fase D_1 de deformação. Frequentemente pode-se observar relações paragenéticas entre a magnetita e as diferentes gerações de hematita. Um único cristal de hematita pode apresentar-se parcialmente hipidiomorfo e com uma das extremidades intercrecida com magnetitizada.

Durante a recristalização formaram-se inicialmente cristais xenomorfos, ricos em inclusões e progressivamente cristais mais bem formados, orientados inicialmente paralelos a s_1 , desenvolvendo-se então, nas zonas de cisalhamento mais intenso (nos planos de xistosidade de s_1 e s_2), cristais de "habitus" especular por vezes circundando cristais de magnetita ou até ocupando quase a totalidade da amostra.

Nas falhas de empurrão, durante a segunda etapa deformativa, ocorreu então a recristalização total da massa hematítica deformada com a formação de placas de especularita de dimensões centimétricas a decimétricas apresentando lamelas de geminação por "stress", evidenciando ainda mais a susceptibilidade da recristalização da hematita sob a influência de esforços cisalhantes.

DISCUSSÃO SOBRE A GÊNESE DO MINÉRIO COMPACTO

Na bibliografia internacional diferentes hipóteses são levantadas para se explicar a gênese dos corpos de minério de ferro dentro das formações ferríferas:

- 1) Enriquecimento supergênico por processos de intemperismo.
- 2) Enriquecimento metamórfico-metassomático.
- 3) Deposição sedimentar.

Para o minério de ferro compacto do Pico de Itabirito um enriquecimento supergênico só seria possível em uma era geológica anterior ao metamorfismo e à deformação orogenética, devido a sua recristalização sin-metamórfica. Esta hipótese é pouco provável de ser real, devido a ausência de um paleosolo e de uma discordância erosiva.

O enriquecimento através de processos metamórfico-metassomáticos, por outro lado, implica em uma intensiva mobilização de soluções ricas em ferro e sílica que deveriam ser transportadas por grandes distâncias, com a formação de grandes corpos descontínuos de quartzo que até hoje não foram encontrados na região. Segundo MEHNERT (1968) e CARMICHAEL (1968) durante o metamorfismo ocorrem reações de difusão no estado sólido, havendo metassomatismo somente em escala milimétrica a centimétrica. Contra a hipótese de uma fase hidrotermal que tenha provocado o enriquecimento do minério existem as evidências apresentadas nos trabalhos de MÜLLER & SCHUSTER (1980) e MÜLLER, SCHUSTER & HOEFS (1982) que, utilizando isótopos de Oxigênio determinaram para a formação dos cristais de hematita na jazida do Pico de Itabirito temperaturas correspondentes ao metamorfismo do fácies Xisto-Verde ali predominante. Em áreas à leste do Quadrilátero Ferrífero a temperatura em contrada foi mais elevada, correspondendo à paragênese metamórfica de um fácies de mais alto grau, mostrando que predominaram processos meta

metamórficos de recristalização. Temperaturas constantes ao longo de toda a região, que indicassem um único processo hidrotermal, não foram encontradas.

A estrutura bandada do minério que, por vários autores, é considerada como prova para uma origem metassomática (DORR, 1965; EICHLER 1968) pode ser interpretada como de origem primária e que, segundo as observações do autor, simplesmente sofreu os efeitos de uma recristalização durante o metamorfismo após a consolidação da rocha durante a diagênese. Variação composicional primária permanece até atingir-se a Metatexia.

A interdigitação entre os corpos de minério compacto, que mostram intenso dobramento, com os itabiritos é considerada por DORR (1965) como prova indireta do enriquecimento metassomático. O intensivo dobramento disarmônico em pequena escala do minério compacto do Pico de Itabirito indica entretanto a presença primária de um sedimento rico em Ferro, mais facilmente deformável. HENNIG-MICHAELI (comunicação verbal) mostrou experimentalmente ser o minério de ferro compacto extremamente plástico em condições de metamorfismo de baixo a médio grau. Interdigitações como a observada entre o minério e o itabirito podem ser primárias, de caráter faciológico.

As observações microscópicas e texturais no minério compacto na jazida do Pico de Itabirito não indicam uma intensiva mobilização de Ferro, mas sim fenômeno de recristalização metamórfica sin-deformativa às custas de óxidos pré-existentes (especialmente magnetita). Partindo-se de uma origem diagenética para a magnetita, é pouco provável que ocorreu uma substituição metassomática de quartzo pré-existente por óxido de Ferro introduzido, já que a magnetita pré-deformativa ocorre relicta em todos os níveis. A especularita formou-se, portanto, sempre onde já existiam óxidos de Ferro.

Por outro lado poder-se-ia presumir uma remobilização do quartzo, já que este mineral comportou-se inegavelmente como uma fase móvel, corroendo os cristais de hematita e preenchendo os vazios na rocha. Isto significaria, entretanto, u'a migração de grandes quantidades de sílica por longas distâncias, o que é improvável, e o enriquecimento local de quartzo singenético, que não é observado na jazida. Desse modo, a quantidade de sílica remobilizada seria ainda relativamente pequena o que se leva à conclusão que o sedimento pré-existente deveria ser, mesmo em relação aos itabiritos, anômala em Ferro.

Em zonas de cisalhamento intenso, como nas charneiras das dobras e especialmente em falhas de empurrão, observa-se o enriquecimento em hematita sob a forma de corpos discordantes de especularita. Estes são de pequenas dimensões e de importância local. O autor presume que em tais zonas ocorreu uma recristalização de especularita com remobilização local de quartzo.

Na jazida em questão não pode ser observado nenhum indício de migração de grande quantidade de hematita para as charneiras de grandes dobras, como observado por GUBA (1982) na jazida de Morro Agudo próxima a Monlevade; de forma semelhante à calcita nos mármorees fortemente dobrados.

Entretanto, a pré-existência de um sedimento mais rico em Ferro que os itabiritos como origem do minério compacto, implica em condições geoquímicas e possivelmente paleogeográficas e paleoecológicas especiais durante o Pré-Cambriano.

- 1 - Para o caso de uma precipitação química anorgânica de compostos de Ferro deve-se supor uma posição especial da bacia de deposição, onde as condições de precipitação seriam constantes por um longo tempo; ou lamas feríferas retrabalhadas poderiam se concentrar sem que houvesse precipitação de sílica.
- 2 - Para o caso de uma sedimentação orgânica de compostos de Ferro provocada por bactérias deveria haver dentro

do fácies de sedimentação uma grande população de organismos que causassem a precipitação do Ferro. Esta população dependeria das características paleogeográficas e paleoecológicas da bacia.

A partir dos resultados obtidos o autor considera que a hipótese de uma origem sedimentar para o minério de Ferro não deve ser de forma alguma descartada. Por outro lado, a utilização de um modelo baseado nos processos de formação de minérios de ferro Fanerozóicos é questionável já que nestes o teor mais alto encontrado foi em jazidas silicáticas com magnetita (50% Fe aprox.) que não se aproxima daquele encontrado nos minérios Pré-Cambrianos.

A caracterização genética do minério friável não é menos complexa. A ocorrência desse tipo de minério na jazida do Pico é restrita. As observações feitas pelo autor e seus companheiros de trabalho (J.FONTELLA Jr., R. VIEL e J.C. MOREIRA GOMES) na jazida de Águas CLARAS (MBR) levam a crer ser ele, pelo menos em parte, produto de alteração e enriquecimento supergênico de itabiritos dolomíticos ricos. Certas zonas de "blue-dust", sem estrutura aparente, estão, por sua vez claramente associadas a superfícies de falha.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece a seus orientadores de tese Prof. Dr. H. QUADE e Prof. Dr. G. MÜLLER da Universidade Técnica de Clausthal, assim como aos colaboradores do Instituto de Geologia daquela Instituição, especialmente ao colega ROLAND WALDE ("in memoriam") pelas proveitosas discussões técnicas; à Minerações Brasileiras Reunidas S/A (MBR), em particular aos senhores Dr. CLÁUDIO MARÇAL MENDES e Dr. JOSÉ MOREIRA DE SOUZA pelo apoio que lhe foi dado durante os trabalhos de campo.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. - 1969 - Structure and dynamic of brazilian coastal area, Pan. Amer. Symp. Upper Mantle, Mexico, II Group II : 29-38.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1971 - Geochronological division of the precambrian of South America. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 1(1):13-31
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O craton de São Francisco - Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 7(3) : 349-364
- BARBOSA, A.L.M. - 1961 - Tectônica do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. Boletim SICEG, Ouro Preto, 1: 49-54
- BARBOSA, A.L.M. - 1976 - Gênese e possíveis correlações entre os depósitos de minério de ferro do Brasil. Anais 29º Congr. Bras. Geol. Simp. de Ferrosos, Ouro Preto, 1: 9-15
- BELEVITSEV, Y.N. - 1973 - Genesis of high-grade iron ores of Kryvoy-Rog type. Proc. Kiev. Simp. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits 1970, Paris (UNESCO) : 167-180.
- BORCHERT, H - 1952 - Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagertstätten. Chemie der Erde, Jena, 16 : 49-74.
- BRANDT, R.T. - 1966 - The genesis of the Mont Goldworthy iron ore deposits of Northwest Australia. Econ. Geol., Lancaster, 61(6): 999-1009
- BRANDT, R.T. - 1973 - The origin of the Jaspilitic iron ore of Australia. Proc. Kiev. Symp. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits 1970, Paris (UNESCO) : 59-68

BRUCE, E.L. - 1945 - Precambrian iron formations. Bull. Geol. Soc. America, New York, 56: 589-602.

CANAVAN, F. & EDWARDS, A.B. - 1938 - The iron ores of Yampi-Sound, Western Australia, Proc. IMM, New York, 110: 42pp.

CARMICHAEL, D.M. - 1969 - On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contr. Mineral. and Petrol., Berlin, 20: 244-267.

CORDANI, U.G; DELHAL, J. & LEDENT, D. - 1973 - Orogeneses superposées dans le précambrien du Brésil sudoriental. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 3: 225.

CORDANI, U.G; KAWASHITA, G.; MÜLLER, G.; QUADE, H; REIMER, V. & ROESER, H. - 1980 - Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, M.G. Anais Acad. bras. Ciências, Rio de Janeiro, 52 (4): 785-799.

DIMROTH, E. - 1968 - Sedimentary textures of certain precambrian ironstones. N. JB. Geol. Palaeont. Abh., Stuttgart, 130 (3): 247-274.

DIMROTH, E. - 1976 - Aspects of the sedimentary petrology of cherty iron formations. In WOLF, K.H. (Ed). Handbook of Strata-Bound and Stratiiform Ore deposits, Amsterdam (Elsevier), II (7): 203-254.

DIMROTH, E. & CHAUVEL, J.J. - 1973 - Petrography of the Sokoman iron formation in part of the Central Labrador Trough, Quebec, Canadá. Geol. Soc. Am. Bull., New York, 84 (1): 111-134.

DORR II, J.V.N. - 1965 - Nature and origin of the high grade hematite ores of Minas Gerais Brazil, Econ. Geol., Lancaster, 60 (1): 1-46.

DORR II, J.V.N. - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil., U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., Washington, 341 (c): 109 pp.

EICHLER, J. - 1968 - Geologische und Entstehung der itabiritischen Reicherze im "Eisernen Viereck" von Minas Gerais, Brasilien. Habilschrift T. U. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld: 192pp.

EISENLOHR, V. - 1964 - Die Schwemmfächer der Eisenerze von Morro do Urucum bei Corumbá - Brasilien als Beispiel terrestrischer Truemmereisenerz-Lagerstätten - Diss.Fak. f. Bergbau-u. Huettenwesen der Bergakad. Clausthal. Clausthal-Zellerfeld: 261 pp.

GEIJER, P. - 1931 - Supergene Martite (editorial). Econ. Geol., New Haven, 26 (4): 437-439.

GILLOT, B; ROUSSET, A. & DUPRE, G - 1977 - Influence of cristallite size on the oxidation kinetics of magnetite. J. Solid State Chem, New York, 25: 263-271.

GOLDICH, S.S. - 1973 - Ages of precambrian iron formations. Econ. Geol., Lancaster, 68 (7): 1126-1135.

GOODWIN, A.M. - 1956 - Facies relations in the Gunflint iron formation. Econ. Geol., Lancaster, 51: 565-595.

GOVETT, G.J.S. - 1966 - Origin of banded iron formations. Geol. Soc. Am. Bull., New York, 77 (11): 1191-1212.

GROSS, G.A. - 1965 - Geology of iron deposits in Canada - General geology and evolution of iron deposits. Geol. Surv. Canada - Econ. Geol.

- LA BERGE G.L. - 1973 - Possible biological origin of precambrian iron formations. Econ. Geol., Lancaster, 68 (7): 1098-1110.
- MANN, V.J. - 1953 - Relation of oxidation to origin of iron ores. Econ. Geol., Lancaster, 48 (4): 251-281.
- MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, London, New York (Elsevier): 393 pp.
- MELNIK, Y.P. & SIROSHTAN, R.I. - 1973 - Physico chemical conditions of the metamorphism of cherty-iron rocks. Proc. Kiev. Symp. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. 1970, Paris (UNESCO): 209-216.
- MILES, K.R. - 1941 - Magnetite-Hematite relations in the banded iron formations of Western Australia. Proc. Austr. Inst. Min. Metall, Melbourne, 124: 193-201.
- MORRIS, R.C. - 1980 - A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron formations in the Hammersley Iron Province of Western Australia. Econ. Geol., Lancaster, 75: 184-209.
- MUKHOPADHYAY, A. & CHANDA, S.K. - 1972 - Silica diagenesis in the banded hematite jasper and bedded chert associated with the iron ore group of Jamda Valley, Orissa, India. Sediment. Geol., Amsterdam, 8: 113-135.
- MÜLLER, G & SCHUSTER, A. - 1980 - Sauerstoff-Isotopen-Thermometrie zur Genese itabiritischer Reicherze des Eisernen Vierecks in Brasilien. 2. Arbeitsbericht der DFG-Forschungsvorhaben Mü 350/17 (inédito).
- MÜLLER, G.; SCHUSTER, A & HOEFS, J. - 1982 - Oxygen Isotope Variations in Polymetamorphic Iron Ores from the Quadrilátero Ferrífero, Brazil - Intern. Symp. on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis (ISAP) - Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 12 (1-3): 348-355.
- RAMDOHR, P. - 1925 - Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Ueberlegungen ueber das System FeO, Fe₂O₃, TiO₂. Sonderdruck aus der Festschrift zur 150 - Jahr - Feier der Bergakad. Clausthal, Leipzig: 308-340.
- RAMDOHR, P. - 1975 - Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, Berlin. (Akademie Verlag): 1277 pp.
- ROSIÈRE, C.A. - 1981 - Strukturelle und textuelle Untersuchungen in der Eisenerzlagertstätte "Pico de Itabira" bei Itabirito, Minas Gerais Brasilien. Clausthaler Geowiss. Diss., Clausthal-Zellerfeld, 9: 302 pp.
- ROSIÈRE, C.A. - 1982 - Análise Estrutural del Cuerpo Mineral del "Pico de Itabirito", Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas IV: 351-368.
- SCHWERTMANN, U. - 1959 - Ueber die Synthese definierter Eisenoxide unter verschiedenen Bedingungen. Z. anorg. allg. Chemie, Leipzig, 298: 337-348.
- SCHWERTMANN, U. - 1969 - Die Bildung von Eisenoxidmineralen. Fortschr. Miner., Stuttgart, 46 (2): 274-285.
- SPENCER, E. & PERCIVAL, F.G. - 1952 - The structure and origin of the banded hematite jasper of Singhbhum, India. Econ. Geol., Lancaster, 47: 365-383.
- TRENDALL, A.F. - 1973 - Precambrian iron formations of Australia. Econ. Geol., Lancaster, 68 (7): 1089-1098.

Rept., Ottawa, 22 (1): 1-181

GROSS, G.A. - 1972 - Primary features in cherty iron formations. Sed. Geol., Amsterdam, 7: 241-261.

GROSS, G.A. - 1973 - The depositional environment of principal types of precambrian iron formations. Proc. Kiev. Symp. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits 1970, Paris (UNESCO): 15-21.

GROSS, W.H. & STRANGWAY, D.H. - 1961 - Remanent magnetism and origin of hard hematite in precambrian iron formations. Econ. Geol., Lancaster, 56 (8): 1345-1362.

GRUNNER, J.W. - 1926 - Magnetite-Martite-Hematite. Econ. Geol., New Haven, 21 (4): 375-393.

GRUNER, J.W. - 1930 - Hydrothermal oxidation and leaching experiments: their bearing on the origin of the Lake Superior hematite-limonite ores Econ. Geol., New Haven, 25 (7): 697-719, 25 (8): 837-867.

GRUNER, J.W. - 1937 - Hydrothermal leaching of iron ores of the Lake Superior Type - A modified theory. Econ. Geol., New Haven, 32 (2): 121-130.

GUBA, I. - 1982 - Tektonik, Texturen und Mineralogie der praekambrischen Eisenerze und Nebengesteinsserie der Lagerstaette Morro Agudo im NE des Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasilien. Diss. T.U. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld: 342 pp.

GUILD, F. - 1934 - Microscopic relations of magnetite, hematite, pyrite, and chalcopyrite. Econ. Geol., New Haven, 29 (2): 107-120.

GUILD, P.W. - 1953 - Iron deposits of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. Econ. Geol., Lancaster, 48: 639-676.

GUILD, P.W. - 1957 - Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., Washington, 290: 90 pp.

HAN, T.M. - 1978 - Microstructures of magnetite as guides to its origin. Fortschr. Miner., Stuttgart, 56 (1): 105-142.

HENNIG-MICHAELI, C. - 1977a - Microscopic Structure studies of experimentally and naturally deformed hematite ores. Tectonophysics, Amsterdam 39-40: 255-271.

HENNIG-MICHAELI, C. - 1977b - Dynamic interpretation of deformation twins in hematite Geologiska För. i. Stock. Förhand., Stockholm, 99: 208-215.

HERZ, H. - 1978 - metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., Washington, 687: 47 pp.

HUBER, N.K. - 1958 - The environmental control of sedimentary iron minerals. Econ. Geol., Lancaster, 53 (2): 124-140.

JAMES, H.L. - 1954 - Sedimentary facies of iron formations. Econ. Geol., Lancaster, 49 (3): 235-293.

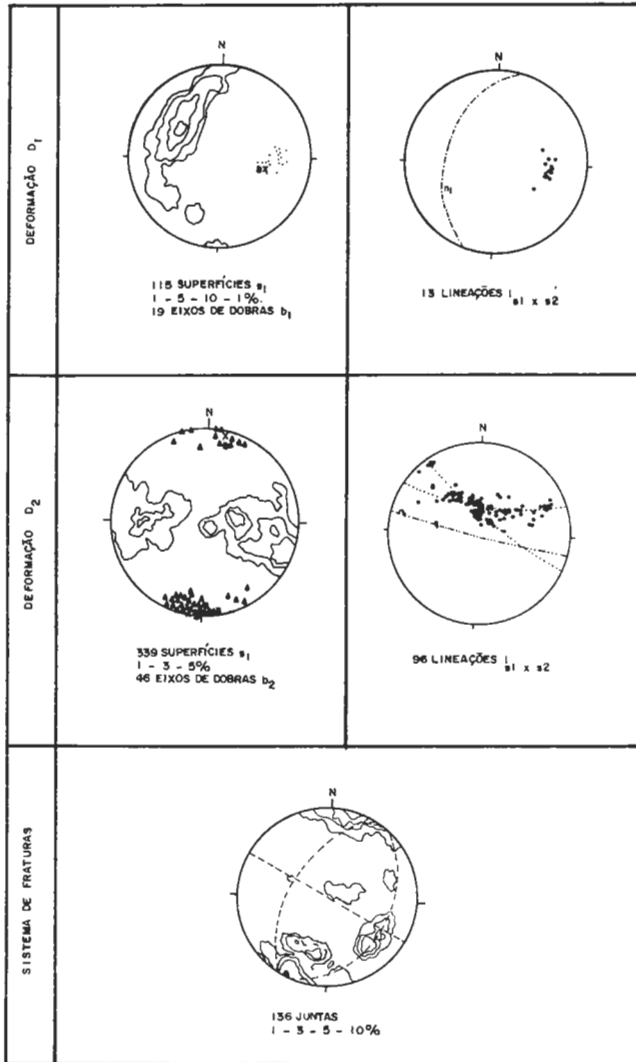
KIAMMER, G. & STADLER, G. - 1961 - Die Eisenerze (Kata-Itabirite) von Jequie im Staat Bahia, Brasilien. Erzmetall, Stuttgart, XIV (6): 269-274.

KRZYWICKI, E. - 1975 - Ein Beitrag zur Identifizierung magnetitischer Eisenerzlagerstaetten. Erzmetall, Stuttgart, XXVII (10): 465-475.

TRENDALL, A.F. & BLOCKLEY, J.G. - 1970 - The iron formations of the Hammersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocidolite. Western Austr. Surv. Bull., Sydney, 119: 353 pp.

WALLACE, R.M. - 1965 - Geology and mineral resources of the Pico do Itabirito District, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. Washington, 341 (F): 68 pp.

DIAGRAMAS ESTEREOGRÁFICOS REPRESENTATIVOS DAS DEFORMAÇÕES



Des.: A. M. Pinto

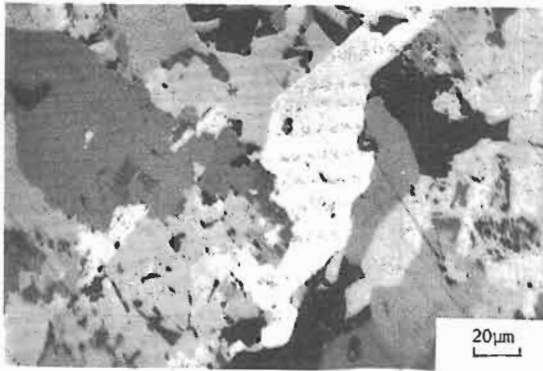


Fig. 2 - Recristalização de hematita I xenomorfa, produto da martitização, em especcularita II orientada segundo a xistosidade de s_2 . A hematita I está intercrescida com magnetita relíctica (Nic. //, seção polida).

Fig. 3 - Cristais de especcularita I recristalizados e orientados segundo a xistosidade s_1 ; circundam cristal de magnetita martitizada. A martita apresenta os intercrescimentos internos complexos que lhe são característicos. (Nic. X, seção polida).

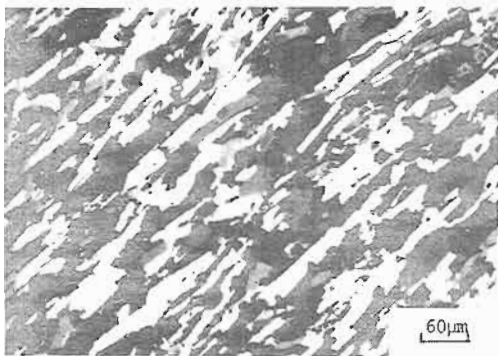
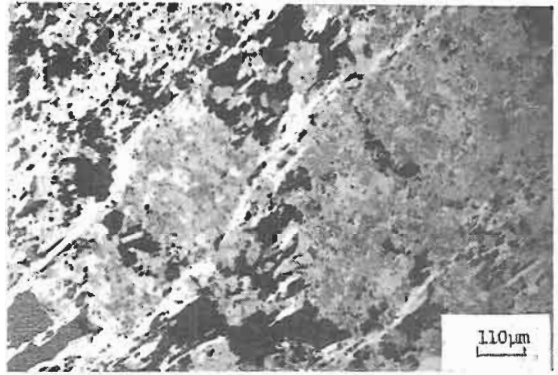


Fig. 4 - Cristais de especcularita I orientados segundo a xistosidade s_1 , formados à custa de "paleosoma" martítico. Os cristais tem sua maior dimensão paralela à lineação l_1 (Nic. X', seção polida).

METAMORFISMO, IDADE RELATIVA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA
DO MAGMATISMO BÁSICO PROTEROZÓICO NA REGIÃO DE
BARÃO DE COCAIS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

Susanna Eleonora Sichel
Instituto de Geociências - UFMG - Belo Horizonte, MG

ABSTRACT

Several basic bodies of Proterozoic age from the Barão de Cocais Region, Quadrilátero Ferrífero, intruded rocks of the Migmatitic Complex of the Rio das Velhas and Espinhaço Supergroup and were later metamorphosed in the greenschist facies. The period of this basic volcanism is considered to be younger than the Espinhaço sedimentation and older than the thrust displacement of the Minas Supergroup (Gandarela Syncline) which is shown by the mylonitization along the contact between the metabasites and the rocks of the Minas Supergroup.

Petrographically, the basic rocks show the effects of a progressive regional metamorphism with increasing intensity from W to E that correlates well with the Minas/Espinhaço Orogeny. The metabasites present an assemblage of actinolite-tremolite (uralitization of pyroxene), epidote-clinozoisite (saussuritization of plagioclases), chlorite, biotite, leucoxene, albite quartz, and carbonates. Relict minerals include clinopyroxene (augites predominate over pigeonite) with ophitic intergrowth with plagioclase. From west to east we observe an increase in the uralitization of pyroxenes, saussuritization of plagioclases and the formation of amphibolite crystals.

According to the $K_2O + Na_2O$ vs. SiO_2 diagram, we classified the metabasites as a "high alumina" basalt. On the AFM diagram those rocks are located in the field of the tholeiites. Based on normative analyses, the rocks could be classified as diorites, gabbros or anorthosites but petrographically, we interpret them only as gabbros.

1. INTRODUÇÃO

A nomenclatura para as rochas ígneas de natureza básica tiveram, no decorrer das pesquisas na área do Quadrilátero Ferrífero e Serra do Espinhaço, diversas classificações. Harder e Chamberlin (1915) reconheceram que as rochas básicas eram mais jovens que as rochas pré-Minas e as classificaram como dioritos e gabros. Guimarães (1931) denominou-as de "anfíbolitos diabásóides" e Herz (1970) referiu-se às mesmas como diabásio, gabro, metadiabásio e metagabro. Pomeroy (1964) interpretou-as como tendo sido afetadas, em parte, pelo metamorfismo Minas, enquanto Dorr (1969) considerou algumas delas como sendo pós-metamórficas. Schorscher (1975) dividiu as rochas básicas da região de Itabira em dois grupos: 1) Metabasitos, representando os vulcanitos pós-sedimentares tardi-tectônicos, afetados pelo metamorfismo regional dínamo-termal do ciclo Minas/Espinhaço e 2) Basaltos pós-orogênicos e posteriores ao metamorfismo regional, subdivididos em: 2.1) basaltos doleríticos de granulação grossa (diabásios) que sofreram o metamorfismo térmico Brasileiro; e 2.2) augita-basaltos não metamórficos, de idade cretácica. Os metabasitos e os augita-basaltos ocorrem na área em estudo, faltando, porém, os basaltos doleríticos. O magmatismo básico pré-metamorfismo Espinhaço, representado na área de Barão de Cocais, corta discordantemente o Complexo migmatítico, o Superggrupo Rio das Velhas, e o Superggrupo Espinhaço, mas não corta rochas Minas (Sinclinal Gandarela) nem o "Granito Borrachudos".

Quatro corpos maiores de metabasitos foram encontrados na região de Barão de Cocais, além de inúmeras pequenas intrusões (Mapa I). o maior deles é um "stock" com cerca de quatro quilômetros de comprimento e um quilômetro de largura que intrudiu

o Complexo Migmatítico e os quartzitos da Serra das Cambotas, próximo do limite noroeste da Quadrícula de Santa Bárbara. Um segundo grande corpo, três quilômetros de comprimento e trezentos metros de largura, estende-se do limite oriental da Serra do Tamanduá em direção a noroeste, adentrando no Complexo Migmatítico.

Em outras ocorrências menores, metabasitos acham-se penetrando metamorfitos Nova Lima, rochas ultramáficas do Grupo Quebra Osso e rochas do Complexo Migmatítico.

2. PETROGRAFIA

Petrograficamente, nos metabasitos predominam minerais de metamorfismo com a paragênese comum de actinolita-tremolita (uralitização de piroxênios), epidoto/clinozoita (saussuritização dos plagioclásios), clorita, ±biotita, leucoxênio/ilmenita, albita, quartzo e carbonatos. Como minerais primários, encontram-se relictos de clinopiroxênio em intercrescimento ofítico com plagioclásios. Os clinopiroxênios, de cor rósea, são comumente geminados, hipidiomórficos e têm hábito ofítico e inclusões tabulares de plagioclásio. Pelo cálculo do ZV, tratam-se tanto de augita como de pigeonita, sendo a primeira predominante. Os piroxênios são uralitizados em vários graus, desde incipiente, com a alteração na borda dos cristais, até uma alteração total, conservando sua forma original. O produto de alteração é um anfibólio marrom fibroso (actinolita?) que se transforma, com o aumento do grau metamórfico, em anfibólio verde. O grau desta transformação aumenta uniformemente na direção leste. Nas regiões de cisalhamento esta alteração é maior. O produto de alteração é um anfibólio marrom fibroso (actinolita?) que se transforma, com o aumento do grau metamórfico, em anfibólio verde. O grau desta transformação aumenta uniformemente na direção leste. Nas regiões de cisalhamento esta alteração é maior. O produto de alteração é um anfibólio marrom fibroso (actinolita?) que se transforma, com o aumento do grau metamórfico, em anfibólio verde. O grau desta transformação aumenta uniformemente na direção leste. Nas regiões de cisalhamento esta alteração é maior. O produto de alteração é um anfibólio marrom fibroso (actinolita?) que se transforma, com o aumento do grau metamórfico, em anfibólio verde.

Os metabasitos penetram discordantemente as rochas do Supergrupo Espinhaço e foram posteriormente afetados pelo ciclo metamórfico Minas/Espinhaço. O efeito metamórfico foi função do grau de hidratação pré- e sin-metamórfico, que, juntamente com o grau de deformação tectônica, cresce de oeste para leste havendo, porém, anomalias locais.

A paragênese do augita-basalto é constituída por augita, anfibólio marrom, plagioclásio, apatita e minerais opacos (ilmenita e titanita-magnetita), não mostrando evidência de minerais de metamorfismo termal ou alterações hidrotermais.

3. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS METABASITOS

A Tabela I mostra as análises químicas de alguns metabasitos da região de Barão de Cocais. O diagrama $K_2O + Na_2O$ vs. SiO_2 (Fig. I) classifica estas rochas como pertencentes à classe dos "high-alumina" basaltos. No diagrama AFM (Fig. II), todos estes metabasitos acham-se concentrados no campo de composição geral toleítica e não mostram nenhum enriquecimento de FeO relativamente a MgO.

O diagrama $Q'(F')$ ANOR de Streckeisen e Le Matre (1979) (Fig. III), construído com base nas análises normativas dos metabasitos em questão (Tabela II), indica, como possíveis representantes originais de tais rochas, dioritos, gabros ou anortositos. A petrografia dos referidos metabasitos, contudo, leva-nos a interpretá-los como derivados de gabros.

4. METAMORFISMO NAS ROCHAS BÁSICAS

Estas rochas são pós-sedimentares ao Espinhaço. A alteração metamórfica é notada, principalmente, pela uralitização e saussuritização. Os clinopiroxênios, preservados na parte ocidental da área, passam, gradativamente, para anfibólios em direção ao leste. Inicialmente, observa-se um bordo de actinolita, hornblenda e clorita, contornando os cristais de piroxênio. Num estágio mais avançado do grau metamórfico, em direção ao leste, os anfibólios e as cloritas vão substituindo os grãos de piroxênio até que estes últimos desaparecem totalmente. No extremo oriental da região, cristais de anfibólios homogêneos acham-se bem individualizados.

O efeito metamórfico nos metabasitos acima resultaram de metamorfismo regional dínamo-termal progressivo em condições de P-T crescente, em direção à parte oriental da área (Tabela III).

5. IDADE RELATIVA DOS METABASITOS

Os corpos de rochas básicas, atualmente metabasitos, intrudiram as rochas do Complexo Migmatítico, Supergrupo Rio das Velhas e as do Supergrupo Espinhaço. Este magmatismo básico não afetou o Supergrupo Minas nem o "Granito Borrachudos". A idade deste magmatismo foi considerada posterior à sedimentação dos quartzitos da Serra das Cambotas, Supergrupo Minas (Schorschler e Guimarães, 1976) e anterior ao posicionamento tectônico do Supergrupo Minas (Sinclinal Gandarela), sendo o contato entre os metabasitos e as rochas do Supergrupo Minas milonitizado. Contudo o metamorfismo que afetou estas rochas básicas foi o mesmo que afetou as rochas do Supergrupo Minas e as do Supergrupo Espinhaço.

6. CONCLUSÕES

Os metabasitos, na região de Barão de Cocais, foram classificados como representantes originais de gabros em base de análises químicas e petrográficas. O metamorfismo que afetou estas rochas teve intensidade crescente em direção ao leste, em no tretanto não ultrapassando a fácies xisto verde. A idade da intrusão destas rochas básicas é considerada posterior a sedimentação dos Quartzitos da Serra das Cambotas e anterior ao atual posicionamento tectônico do Supergrupo Minas (Sinclinal Gandarela).

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DORR, J.V.N. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (641-A): 1-110.
- GUIMARÃES, D. - 1931 - Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/SGM, 36 p. (Boletim, 55).
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915 -. The geology of central Minas Gerais, Brazil. J. Geol., 23: 341-78, 385-424.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (641-B): 1-55.
- POMERENE, J.B. - 1964 - Geology and Ore Deposits of the Belo Horizonte, Ibirité, and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (341-D): 1-84.
- SCHORSCHER, H.D. - 1975 - Entwicklung des polytmetamorphien präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien, 304 p., 11 mapas (Tese de doutorado, Universidade de Heidelberg).
- SCHORSCHER, H.D. & GUIMARÃES, P.F. - 1976 - Estratigrafia e Tectônica do Supergrupo Minas e Geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Belo Horizonte, 1976. Roteiro das excursões. Belo Horizonte, p. 75-86.
- STRECKEISEN, A. & LE MATRIE, R.W. - 1979 - A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh. 136, 2, p. 169-206.

TABELA I
ANÁLISES QUÍMICAS DOS METABASITOS PROTEROZOÍCOS*

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	F	H ₂ O	CO ₂	TOTAL
1	49.03	12.78	2.84	8.89	0.18	10.10	11.59	2.34	0.54	1.56	0.10	0.12	-	-	-	100.08
2	48.80	12.94	3.33	10.36	0.19	8.26	10.38	2.53	0.89	1.99	0.26	0.12	-	-	-	100.05
3	46.88	14.47	3.44	10.68	0.20	8.78	10.64	1.84	0.73	2.12	0.18	0.06	-	-	-	99.82
4	48.76	12.98	3.45	10.69	0.21	7.95	10.79	2.55	0.47	1.89	0.22	0.10	-	-	-	100.06
5	48.51	13.35	3.32	10.33	0.20	8.34	10.28	2.77	0.61	1.94	0.31	0.05	-	-	-	99.99
6	47.91	13.70	3.59	11.17	0.21	8.15	10.11	1.99	0.57	2.35	0.23	0.02	-	-	-	99.30
7	48.69	13.76	3.08	9.59	0.18	8.64	10.78	2.89	0.52	1.52	0.30	0.09	-	-	-	100.04
8	48.43	14.43	3.25	10.11	0.18	7.45	10.72	2.53	0.68	1.86	0.32	0.08	-	-	-	100.04
9	51.92	12.01	3.70	11.49	0.26	7.03	9.29	2.40	0.29	1.26	0.29	0.11	-	-	-	100.05

* Análises realizadas na University of Durhan -- Science Labs. -- Inglaterra.

TABELA II

ANÁLISES NORMATIVAS* DOS METABASITOS DA REGIÃO DE BARÃO DE COCAIS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Quartzo	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.9
Corindon	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ortoclássio	3.2	5.3	4.3	2.8	3.6	3.4	3.0	4.0	1.7
Albita	19.8	21.4	15.6	21.5	23.4	16.8	24.5	21.4	20.3
Anortita	22.8	12.3	29.0	22.6	22.2	26.8	23.0	25.0	21.1
Diopsídio	27.5	23.2	18.4	24.1	21.8	17.9	23.2	20.5	19.0
Hiperstênio	8.5	11.3	14.2	13.8	9.6	23.1	5.0	12.0	24.4
Olivina	10.7	8.1	8.9	5.9	10.1	1.8	13.1	7.0	0.0
Magnetita	4.1	4.8	5.0	5.0	4.8	5.2	4.5	4.7	5.4
Ilmenita	3.0	3.8	4.0	3.6	3.7	4.5	2.9	3.5	2.4
Apatita	0.2	0.6	0.4	0.5	0.7	0.6	0.7	0.8	0.7
Pirita	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.0	0.2	0.2	0.2
Calcita	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

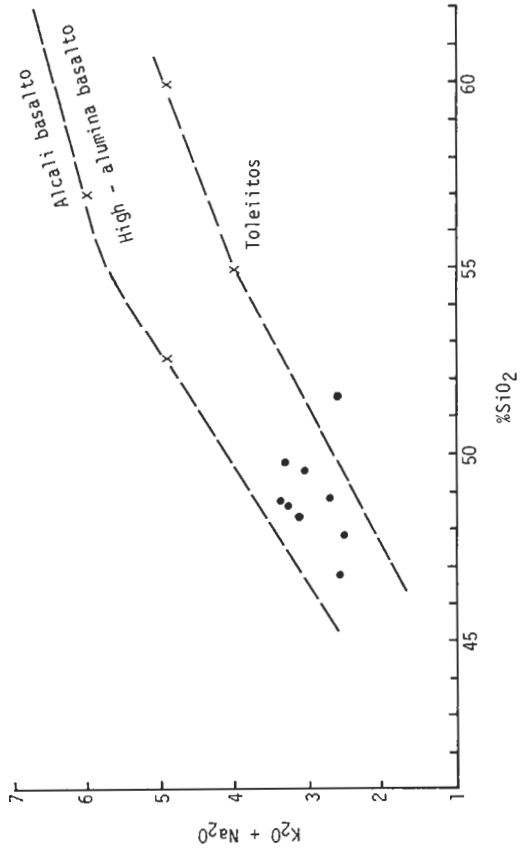
* Análises realizadas na University of Durhan - Science Labs. - Inglaterra.

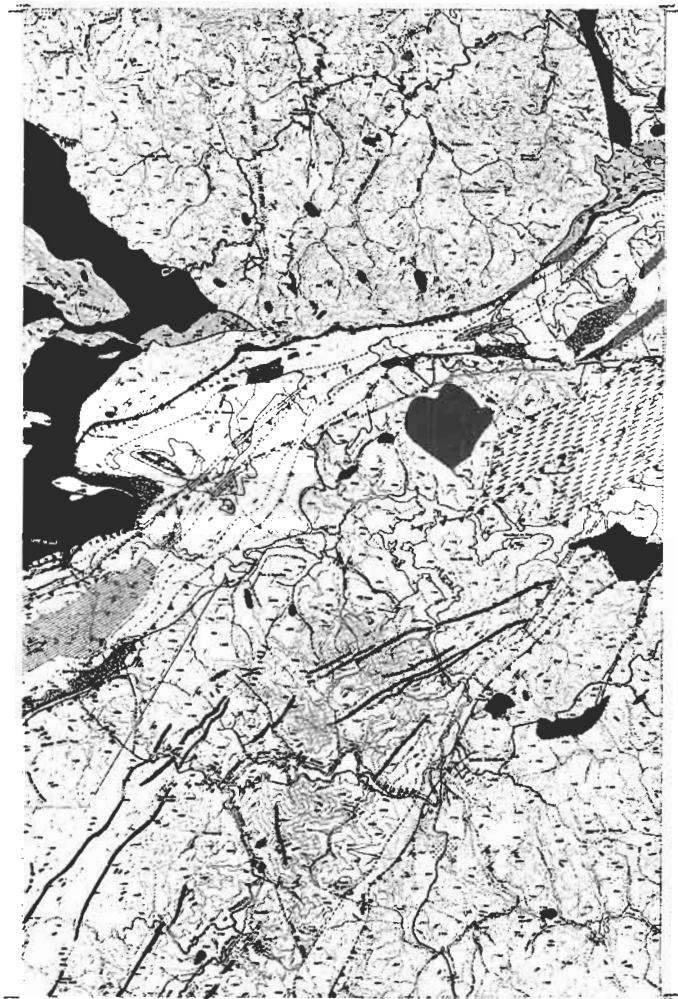
TABELA III

EVIDÊNCIAS METAMÓRFICAS NOS METABASITOS

		PARTE W	PARTE CENTRAL	PARTE E
CLINOPIROXÊNIO	Tipo	augita pigeonita	augita pigeonita	augita pigeonita
	Alteração	levemente uralitizada nos bordos em anfibólios: marron e verde (actinolita, hornblenda e clorita)	relictos de clinopiroxênio, somente o núcleo é fresco (uralitização, pseudomorfa do piroxênio)	piroxênios parcialmente totalmente alterados em anfibólios clorita; alguns anfibólios mostrando forma hexagonal, não sendo mais fibrosos
OPACOS	Inclusões	plagioclásios frescos a levemente saussuritizados (ep/cl, qz, ab, ser)	plagioclásio muito saussuritizados (ep/cl, qz, ab, cl, ser)	plagioclásios totalmente saussuritizados (ep/cl, qz, ab, ser, tgr)
	Tipo Alteração	hematita, ilmenita e ti-magnetita fracamente alterados em leucóxênio	hematita, ilmenita titanita e/ou leucóxênio	pelito de hematita e ti-magnetita parcial a totalmente alterados em titanita e/ou leucóxênio
B I O T I T A		somente de origem magmática	de origem magmática e neoformada, associada à clorita e opacos	magmática, alterando para anfibólio, neoformada associada à clorita
C A R B O N A T O				não observados
A N F I B Ó L I O		neoformada por uralitização. Há bito fibroso, substituição incluyente (20%) de cristal de cpx	neoformada por uralitização. Há bito fibroso e parcialmente hexagonal, substituição parcial (80%) do cpx	neoformada por uralitização e pela biotita, substituição total do cpx em forma fibrosa, pseudomorfa do cpx e forma hexagonal

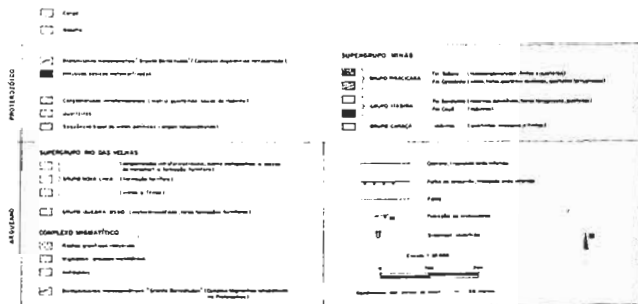
FIG. 1
 Diagrama K_2O+Na_2O v.s. SiO_2 - metabasitos da
 região de Barão de Cocais





MAPA 3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE BARÃO DE COCAIS - QUADRILÁTERO FERRIFERO - M.G.
(SEMIQUADRÍCULA DE COCAIS E QUADRÍCULA DE SANTA BARBARA)

LEGENDA



GEOLOGIA DO ARQUEANO DA REGIÃO DE SANTA BÁRBARA,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

Susanna Eleonora Sichel
Joel Gomes Valença

Instituto de Geociências - UFMG - Belo Horizonte, MG

ABSTRACT

The Migmatitic Complex of archean age of Santa Bárbara is located NE of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. It is composed of migmatites, gneisses, amphibolites and granites. This complex is interpreted as an analogue of a tonalitic sialic basement that was subsequently modified by K-enrichment. The rocks of the Migmatitic Complex are considered the basement to the archean Rio das Velhas Greenstone Belt, which lie in direct tectonic contact with those of the Quebra Osso Group by a high angle fault. The Quebra Osso Group is the lowest unit of the Rio das Velhas Supergroup and is essentially composed of peridotitic komatiites as indicated by their MgO (>25%), and the presence of spinifex texture and pillow and quench structures. A study of the geology and some geochemical features of the komatiites is presented here.

The rocks of the Quebra Osso Group show a gradational contact with those of the intermediate unit of the "greenstone belt", namely the Nova Lima Group. This unit consists mainly of metasediments, metatuffs, graphitic and carbonaceous phyllites and a banded iron formation of the Algoma type.

The upper unit of the Rio das Velhas Greenstone Belt, the Maquiné Group, is represented by quartzites and conglomerates.

1. INTRODUÇÃO

A região de Santa Bárbara engloba a parte sul da Quadrícula de Santa Bárbara e parte norte da de Catas Altas, Quadrilátero Ferrífero, MG. A área é ocupada por rochas cristalinas que formam o Complexo Migmatítico (gnaiesses metatéticos, amphibolitos, migmatitos e rochas graníticas) e por rochas ígneas ultramáficas e metassedimentares que integram o Supergrupo Rio das Velhas. Ambas seqüências de rochas são de idade arqueana. Subordinadamente, existem intrusões básicas; atualmente metabasitos de idade proterozóica (Mapa I).

2. COMPLEXO MIGMATÍTICO

Harder e Chamberlin (1915) interpretaram as rochas graníticas ("sensu lato") do Quadrilátero Ferrífero, como sendo as mais antigas e formando o embasamento cristalino da região. Dorr e Barbosa (1963) e Dorr (1969), baseados nos primeiros dados geocronológicos, consideraram estas rochas como as mais jovens, de idade Pré-cambriana e de origem intrusiva. Herz (1970) complementou os dados geocronológicos, reconhecendo rochas de idades diferentes, mas mantendo a interpretação de Dorr (1969), quanto à origem intrusiva estas rochas graníticas ("sensu lato"). Atualmente, a interpretação mais aceita é a proposta por Harder e Chamberlin (1915). Autores mais recentes (Schorscher e Guimarães, 1976; Almeida, 1977; Drake e Morgan, 1980) consideram as rochas formadoras do Complexo Migmatítico como representantes metamórficos de alto grau, subordinadamente ígneas, formando a unidade arqueana mais antiga da região.

Os gnaiesses metatéticos e os migmatitos são as rochas predominantes do Complexo Migmatítico. Ambos são leucocráticos e relativamente homogêneos de um modo geral. Entre esses dois principais litotipos, faltam termos com variações composicio-

nais bruscas, o que torna a divisão entre gnaisses e migmatitos restrita às feições estruturais locais, aos mobilizados incipientes, à variação granulométrica e às pequenas modificações nos teores de biotita.

Nos migmatitos predominam zonas com aspecto plutônico, e estruturas nebulíticas, estromáticas, "schlieren", tipo rede ("net-like") e dobras ptigmáticas.

As rochas graníticas intrusivas cortam os gnaisses metatéticos e migmatitos e foram observadas em vários afloramentos independentes, sugerindo formarem corpos de pequenas dimensões.

Os granitos, aqui considerados como intrusivas ígneas arqueanas do Complexo Migmatítico, provavelmente, são mais velhos que todas as rochas das sequências metassedimentares, uma vez que não foram observados cortando as mesmas.

Os anfíbolitos são raros e aparecem sob forma de pequenas lentes e corpos irregulares englobados pelos migmatitos. Seus contatos com os migmatitos são discordantes.

2.1 Principais feições petrográficas dos gnaisses, migmatitos e milonitos associados

O plagioclásio apresenta-se saussuritizado, sendo que a intensidade de saussuritização varia de incipiente a total, quando então não mais se observam vestígios de grãos originais, restando somente pseudomorfos constituídos por micrólitos de vários minerais em matriz albitica. Os micrólitos mais comuns são clinzoisita, sericita e biotita. Ocasionalmente, podem-se observar carbonatos, zoisita e granada. A intensidade da saussuritização, bem como a mineralogia dos micrólitos nos plagioclásios dos migmatitos e gnaisses não cataclásticos, varia de maneira sistemática na região, modificando-se em direção a parte leste da área, com o aumento do metamorfismo. A saussuritização é uma das características do retrorretromorfismo nestas rochas.

O feldspato potássico ocorre em duas gerações distintas. Os de primeira geração, primários, apresentam geminação "tartan" bem desenvolvida e fazem parte da rocha. Ocorrem, também, como exsoluções antipertíticas em relictos de plagioclásios não saussuritizados. Os de segunda geração formam porfiroblastos, com geminação "tartan" geralmente pouco nítida, sendo muitas vezes pertíticos. Inclusões de plagioclásio saussuritizado, quartzo e de fluídos são comuns, indicando uma origem por metamorfismo potássico.

A biotita ocorre em duas gerações. A primeira geração mostra coloração marrom-avermelhada, inclusões de zircão com halos pleocroicos e de apatita. São comuns associações de epidoto e titanita em suas clivagens e fraturas. As estruturas sagniticas, com exsoluções orientadas de rutilo e/ou titanita, evidenciam uma desestabilização do titânio de sua estrutura. A biotita de segunda geração ocorre como produto de saussuritização nos plagioclásios, formada através de processos de retrorretromorfismo.

O quartzo mostra-se, comumente, com contato poligonal e em forma de subgrãos nos cristais maiores, indicando uma recristalização e recuperação posterior às deformações ocorridas.

Os minerais opacos são comumente xenoblásticos a hipidioblásticos. É comum a alteração de alguns desses minerais ricos em titânio para titanita, leucóxênio e rutilo.

O anfíbolio ocorre de maneira primária nos restitos; é representado por hornblenda verde. Os grãos são comumente paralelos e subparalelos à foliação.

Entre os minerais acessórios, encontram-se zircão, titanita, apatita e allanita.

2.2 Principais feições petrográficas das rochas graníticas intrusivas

As rochas graníticas intrusivas apresentam microclina primária em quantidades superiores às dos gnaisses metatéticos e migmatitos. Os feldspatos potássicos (oligoclásio) raramente mostram extinção ondulante e/ou evidências de recristalização, ao contrário do que sucede nos grãos de quartzo.

É importante observar que estas rochas sofreram os mesmos efeitos retrógrados que suas encaixantes, os gnaisses e os migmatitos. Estas reações são indicadas pela saussuritização dos plagioclásios, sagnitização das biotitas e alterações para leucóxênio dos minerais opacos, ricos em titânio.

2.3 Principais feições petrográficas dos anfibolitos

Os anfibolitos, assim como as outras rochas descritas anteriormente, também sofreram os efeitos do retonometamorfismo, impressos, principalmente, nos plagioclásios saussuritizados. Os anfibólitos (série Hastingsítica) mostra os bordos alterados em clorita e biotita. Epidoto, clinozoisita, titanita, pirlita e calcopirlita são acessórios comuns.

2.4 Conclusões referentes ao Complexo Migmatítico

O Complexo Migmatítico, formado originalmente por gnaisses metatécnicos, migmatitos, anfibolitos e rochas graníticas intrusivas, foi afetado por um metamorfismo regional em condições de P-T de fácies xisto-verde. Os migmatitos e gnaisses metatécnicos formam uma unidade contínua, comprovada pela erosão profunda nas seqüências vulcano-sedimentares superiores.

O Complexo Migmatítico, de composição inicial tonalítica, sofreu intrusão, ainda em tempos arqueanos, de rochas de composição granítica. Após as intrusões destes corpos graníticos, houve um metamorfismo em condições de fácies xisto-verde, de idade proterozóica, com intensidade de metamorfismo crescente em direção à parte leste da área que provocou efeitos retrógrados nas rochas do referido complexo.

Os granitos intrusivos, mais potássicos que a composição inicial das rochas do Complexo Migmatítico, poderiam representar um produto de fusão parcial de rochas do citado complexo. Não foram observadas intrusões graníticas em rochas do Supergrupo Rio das Velhas.

3. SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

A Série Rio das Velhas (Dorr et alii, 1957; O'Rourke, 1958; Dorr, 1959; Gair, 1962) foi interpretada por Almeida (1976) e Schorscher (1976) como um "greenstone belt". Schorscher (1979) redefiniu-a como um supergrupo compreendendo uma seqüência completa de um "greenstone belt". O Supergrupo Rio das Velhas seria, então, subdividido em três unidades: Grupo Quebra Osso (unidade inferior), constituído principalmente por komatiitos; Grupo Nova Lima (unidade intermediária), formado por rochas metassedimentares, meta-vulcânicas e formações ferríferas tipo Algoma e Grupo Maquiné (unidade superior), composto por quartzitos e conglomerados.

O que atualmente foi interpretado como sendo Grupo Quebra Osso, por este último autor, representa os "greenstones" de Harder e Chamberlin (1915), compostos por rochas eruptivas serpentinizadas, encontradas sobre os xistos Batatal e descritos no flanco sudeste da Serra do Caraça. Simmons (1968) considerou tais rochas como pertencentes à uma seqüência máfica intrusiva no Grupo Rio das Velhas.

Maxwell (1972) re-estudou estas rochas máficas e ultramáficas de origem extrusiva e intrusiva e considerou-as em posição estratigráfica incerta, reunindo-as sob o termo "Greenstone Sequence". Pires (1979) descreveu rochas semelhantes ("greens tone unit") no topo da Formação Batatal no Sinclinal Moeda.

No presente trabalho, o pacote de "greenstone" da região de Barão de Coqueiros e Catas Altas foi interpretado como fazendo parte do Grupo Quebra Osso, formado por rochas com características texturais, estruturais e químicas mais típicas de komatiitos peridotíticos, sugerindo-se uma idade arqueana.

3.1 Grupo Quebra Osso

As rochas meta-ultramáficas são as principais representantes deste grupo. Adicionalmente, ocorrem formações ferríferas como únicos metassedimentos. Estas formações ferríferas são concordantemente intercaladas nas rochas ultramáficas e sua espessura total não ultrapassa 10 metros.

Os constituintes originais deste grupo são os komatiitos peridotíticos, metamorizados em fácies xisto-verde, mostrando, em alguns locais, estruturas típicas de lavas almofadadas, brechadas e maciças, além de textura spinifex, raramente bem desenvolvida macroscopicamente, ocorrendo em veios, borda de "pillows" e, possivelmente, formando níveis. Foram encontrados, também, tipos afaníticos, representando "quenched structures", metamorizados e brecha vulcânica(?). Todas estas estruturas são encontradas na Quadrícula de Catas Altas, principalmente, nos córregos do Quebra Osso e Tanque Preto.

Iniciando-se na Quadrícula de Catas Altas, os komatiitos peridotíticos e rochas associadas formam uma faixa contínua na direção nordeste-sudoeste, entrando na Quadrícula de Santa Bárbara e terminando na de Florália. Seu contato com o Complexo Migmatítico é tectônico (Ma pa I), por falha vertical a subvertical, evidenciada por milonitização. Esta milonitização é melhor observada nas rochas do Complexo Migmatítico, onde aumenta de intensidade, gradativamente, em direção ao contato com o Grupo Quebra Osso. As rochas deste último grupo não apresentam evidências de cataclase. São foliadas paralelamente à direção da falha, o que poderia indicar uma reativação posterior à consolidação do magma komatiítico.

Rochas meta-ultramáficas semelhantes são também encontradas dentro de gnaisses do Complexo Migmatítico, ocorrendo em afloramentos, não ultrapassando 50 metros de largura.

É importante notar que não foram encontrados granitos ou rochas afins, intrusivas, na zona de contato do Complexo Migmatítico com o cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, nem metamorfismo de contato entre as lavas do Grupo Quebra Osso e os migmatitos.

O contato do Grupo Quebra Osso com o Grupo Nova Lima é gradativo, representado por faixa com largura de até 300 metros. Esta faixa é caracterizada pela ocorrência dos primeiros metassedimentos "máficos", representantes do Grupo Nova Lima, intercalados na parte superior do Grupo Quebra Osso que, daí por diante, passam a predominar, com raras rochas ultramáficas intercaladas no Grupo Nova Lima.

A espessura máxima, estimada, do Grupo Quebra Osso, na região de Catas Altas, é cerca de 800 metros.

De um modo geral, as rochas do Grupo Quebra Osso podem ser agrupadas em três grupos:

1) Rochas extrusivas, mostrando, parcialmente, estruturas primárias. Nestas rochas foram incluídas rochas com possíveis "quench structures", lavas brechadas e maciças, brecha vulcânica(?), lava vesicular(?) e lava almofadada com textura spinifex.

2) Rochas xistosas, sem estruturas originais, podem ser tanto extrusivas como intrusivas. Sua deformação se deu contemporaneamente com a formação da xistosidade regional e com a formação ou reativação da falha de empurrão de alto ângulo, no contato com a Complexo Migmatítico.

3) Rochas de origem sedimentar, representadas por formações ferríferas pobres em ferro, tipo Algoma (Gross, 1965).

3.2 Interpretação dos dados químicos dos komatiitos do Grupo Quebra Osso (KQO)

O termo komatiito foi redefinido por Arndt e Nisbet (1982), simplesmente, como uma rocha vulcânica ultramáfica que poderia ser facilmente identificada pelas seguintes feições: a) Indicativas de origem vulcânica - juntas poliedrais, textura spinifex, "pillows", estruturas de fragmentos (tufos e brechas), textura de resfriamento, vidro; b) Indicativas de composição ultramáfica - predominância de olivina e piroxênio numa matriz vítrea, $MgO > 18\%$, 20-30% de olivina modal, 15-30% de olivina normativa e 65-70% de minerais máficos normativos.

A redefinição acima muda o "status" do termo komatiito, como aplicado à uma série de rochas para torná-lo referente a um único tipo de rocha. Esta nova definição é, fundamentalmente, petrográfica, entre tanto, uma subdivisão química é também necessária, segundo aqueles autores. O parâmetro principal é o conteúdo de MgO , seu limite inferior sendo, arbitrariamente, fixado em 18%. Este valor define, assim, um único tipo - lava ultramáfica - e cai no intervalo entre a distribuição aparente das composições dos komatiitos e das lavas máficas associadas de diversas áreas (África do Sul, Munro Township, Finlândia).

As Tabelas I e II mostram análises químicas em termos de elementos maiores, menores e traços para os komatiitos da região de Santa Bárbara.

O diagrama $MgO-CaO-Al_2O_3$ (Fig. I) mostra que as composições dos komatiitos do Grupo Quebra Osso (KQO) concentram-se, principalmente,

nas vizinhanças dos campos definidos pelas rochas peridotíticas de Munro Township e Barberton, e da classe peridotítica.

No diagrama Al_2O_3 vs. FeO ($FeO+MgO$) (Fig. II) observa-se que a grande maioria dos KQO plotam no campo dos komatiitos peridotíticos de Munro e que, mesmo as restantes, não caem nos campos de composições piroxeníticas e basálticas.

O valor de CaO é muito variado nos KQO; as rochas com estruturas originais preservadas possuem, de modo geral, maior valor de CaO do que as que sofreram maior metamorfismo.

O valor médio da razão $Al_2O_3:TiO_2$ nos KQO, calculado com base nos dados da Tabela I, é 31 e, portanto, superior àquele nos condritos, o qual se aproxima de 20 e que é interpretado como, possivelmente, muito próximo do valor desta razão no magma original. Observa-se ainda que o valor médio de TiO_2 nos KQO cai dentro da faixa de variação dos valores de TiO_2 atribuídos para o manto arqueano (0.18-0.24) (Sun e Nesbitt, 1977). Além disso, nos KQO, o valor da razão $TiO_2:P_2O_5$ (10,5) é, também, semelhante ao valor desta mesma razão estimada para o manto (10 ± 1) por esses mesmos autores. Os KQO possuem o valor de TiO_2 muito inferior aos dos outros komatiitos, assim como também os valores de Na_2O e K_2O .

A variação de SiO_2 nos KQO é ampla (42-53%), não considerando-se as amostras nºs 19 e 20. O valor alto de SiO_2 nos komatiitos do Grupo Quebra Osso pode ser devido a uma contaminação com as rochas do Complexo Migmatítico na subida do magma ultramáfico.

No diagrama Zr vs. Ti (Fig. II), os KQO esboçam um "trend" semelhante àqueles dos condritos, STPK de Munro e STPK da Austrália. A relação aproximadamente colinear de Zr e Ti nos KQO, próxima à dos condritos, sugere que estes elementos comportaram-se como elementos incompatíveis durante a fusão parcial (Condie, 1981).

3.3 Conclusões referentes aos komatiitos do Grupo Quebra Osso

A variação dos valores de SiO_2 e as baixas concentrações de CaO , Na_2O , K_2O e TiO_2 , nas análises dos KQO, suscitam possibilidades especulativas de que sejam, em parte, devido a mudanças químicas secundárias durante o metamorfismo regional metassomático, em presença de água oceânica, devido ao intemperismo ou contaminação de SiO_2 com as rochas do Complexo Migmatítico. Finalmente, a possibilidade de serem, parcialmente, decorrentes de uma margem de imprecisão analítica não pode ser totalmente descartada.

Observa-se, assim, que embora os valores de SiO_2 de alguns KQO seja, de modo geral, mais apropriados para interpretá-los como rochas originalmente máficas, basálticas e/ou piroxeníticas, as demais características químicas desses e dos outros KQO de natureza original ultramáfica são, com poucas exceções, muito semelhantes. Os KQO apresentam um alto conteúdo de Ni e Cr e muito baixo TiO_2 , evidenciando uma origem peridotítica.

A petrografia dos KQO, também, reflete, com base em suas assembléias atuais de minerais metamórficos da fácies xisto-verde, muito mais um caráter ultramáfico (talco, serpentina, clorita e tremolita-actinolita) do que máfico (albita, zoisita-clinozoisita) para a composição original dos mesmos. Tal conclusão e, também, a inferência de uma provável origem peridotítica para estes KQO são, em adição, substantiadas pela tendência que mostram estas rochas de, nos diagramas $MgO-CaO-Al_2O_3$ (Fig. I) e Al_2O_3 vs. FeO : ($FeO+MgO$) (Fig. II), plotarem próximas ou dentro dos campos dos komatiitos peridotíticos de Barberton e Munro. Considerando-se a informação dos referidos diagramas conclui-se, além disso, que, ao contrário das observações de Schorscher (1978) e Schorscher e Mansur (no prelo), komatiitos basálticos não estão presentes na sequência dos KQO estudada.

Levando-se em consideração os valores das diversas razões químicas, as texturas dos KQO e as relações de campo, pode-se sugerir que estas rochas representam produtos provenientes de magma ultramáfico original do manto arqueano pouco modificado.

3.4 Grupo Nova Lima

O Grupo Nova Lima, que faz contato gradacional com o Grupo Quebra Osso, tem, predominantemente, composição máfica e é composto por xistos, filitos e formações ferríferas subordinadas. Estas formações ferríferas, quando associadas a filitos grafitosos, habitualmente são portadoras de sulfetos (pirrotita, pirita, calcopirita e arsenopirita) e de ouro incluso na arsenopirita. Foram observados raros conglomerados intraformacionais neste grupo.

A espessura estimada para o Grupo Nova Lima na Região de Santa Bárbara é 2.300 m (Simmons, 1968).

3.5 Grupo Maquiné

O Grupo Maquiné faz contato erosional com o Grupo Nova Lima. Este grupo é representado por quartzitos e lentes de conglomerados com seixos de todas as unidades do Grupo Nova Lima e as rochas meta-ultramáficas do Grupo Quebra Osso.

4. CONCLUSÕES

O Complexo Migmatítico da Região de Santa Bárbara, interpretado como embasamento, teve composição química inicial tonalítica e sofreu pequenas intrusões graníticas, de idade arqueana, restritas aos migmatitos. Provavelmente, estas intrusões foram relacionadas aos mesmos processos que deram origem a estas últimas rochas. Contatos intrusivos entre estas intrusões graníticas e rochas do Supergrupo Rio das Velhas não foram observadas.

As rochas do Grupo Quebra Osso representam komatiitos peridotíticos. Os valores anômalos da razão $\text{CaO}:\text{Al}_2\text{O}_3$, são restritos aos KQO sem estruturas originais. Os KQO que conservam estruturas de rochas efusivas (análises nºs 1, 2, 3, 4, 5, 10, 11, 12, 17, 23) possuem o valor desta razão = 1

Independente da faixa de variação dos conteúdos de SiO_2 (41.7 - 55.1%), a magnitude e consistência relativa de valores de MgO , os baixos valores de Na_2O , K_2O e TiO_2 e altos conteúdos de Ni e Cr, apontam, em geral, um caráter original predominantemente peridotítico para os KQO.

Se as esparsas ocorrências de rochas meta-ultramáficas dentro de gnaisses do Complexo Migmatítico (análise 22, Tabelas I e II), com feições químicas muito semelhantes àquelas dos KQO, representarem corpos intrusivos cogenéticos com o vulcanismo do Grupo Quebra Osso, então poderão servir à hipótese de existência de um embasamento de natureza siálica-tonalítico para o "greenstone belt" Rio das Velhas.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. - 1976 - Estruturas do Prê-Cambriano inferior brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Belo Horizonte, 1976. Resumos dos trabalhos. Belo Horizonte, p. 201-2.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O Craton de São Francisco. Rev. Bras. Geoci., 7: 349-63.
- ARNDT, N.T., NALDRETT, J.A. & PYKE, D.R. - 1977 - Komatiitic and iron-rich tholeiitic Lavas of Munro Township, Northeast Ontário. J. Petrology, 18, p. 319-369.
- ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. - 1982 - Komatiites. George Allen & Unwin, cap. 2 e 20, p. 19-27 e p. 309-329.
- CONDIE, K.C. - 1981 - Archean Greenstone Belt (Developments in Precambrian Geology, 3) Windey-Elsevier Scientific Publishing Company, 464 p.
- DORR, J.v.N. - 1958 - The Cauê Itabirite. Soc. Bras. Geol. Bol. 7(2).

- DORR, J.v.N. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (641-A): 1-110, 1969.
- DORR, J.v.N., GAIR, J.E., POMERENE, J.B. & RYNEARSON, G.A. - 1957 - Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Rio de Janeiro, DNP/DFPM, 31 p. (Avulso, 81).
- DORR, J.v.N. & BARBOSA, A.L.M. - 1963 - Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (341-C), p. 1-110.
- DRAKE Jr., A.A. & MORGAN, B.A. - 1980 - Tectonic studies in the Brazilian Shield. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (1119-B): 1-19.
- GAIR, J.E. - 1962 - Geology and Ore Deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (341-A): 1-67.
- GROSS, C.A. - 1965 - Iron Range of the Labrador Geosyncline. Geol. Sutr. Canadá, Econ. Rep. 22.
- HARDEY, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915 - The geology of central Minas Gerais, Brazil. J. Geol., 23: 341-78, 385-424.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (641-B): 1-55.
- MAXWELL, C.H. - 1972 - Geology and Ore Deposits of the Alegria district, Minas Gerais, Brasil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (341-I): 1-72.
- O'ROURKE, 1958: in DORR, J.v.N. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (641-A): 1-110.
- PIRES, F.R.M. - 1979 - Structural geology and stratigraphic at the junction of the Curral Anticline and the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, 220 p., 2 mapas (Tese de doutorado, Univ. Tecnológica de Michigan).
- SCHORSCHER, H.D. - 1976 - Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Belo Horizonte, 1976. Resumo dos trabalhos. Belo Horizonte, p. 194-5.
- SCHORSCHER, H.D. - 1978 - Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasilien. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife (Resumo).
- SCHORSCHER, H.D. - 1979 - Evolução Geotectônica e Petrogenética do Embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. Anais Acad. Bras. Ci., 51: 767-8 (Resumo).
- SCHORSCHER, H.D. & GUIMARÃES, P.F. - 1976 - Estratigrafia e Tectônica do Supergrupo Minas e Geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Belo Horizonte, 1976. Roteiro das excursões. Belo Horizonte, 1976. p. 75-86.
- SCHORSCHER, H.D. & MANSUR, K.L. - A set of Computer Programs for Petrochemical studies with special reference to Archean Granitic and komatiitic Rocks Series from Minas Gerais, Brazil (no prelo).
- SICHEL, S.E. - 1983 - Geologia das Rochas Pré-Cambrianas da Região de Barão de Cocais e Geoquímica Preliminar dos Komatiitos do Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG, 232 p., 4 mapas - UFRJ.
- SIMMONS, G.G. - 1968 - Geology and Mineral Resources of the Barão de Cocais Area, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Pap. (341-H): 1-46.

- SUN, S.S. & NESBITT, R.W. - 1981 - Chemical heterogeneity of the Archean Mantel, composition of the earth and mantle evolution. Earth Planet. Sci. Letter 35, p. 429-448, 1977: in CONDIE, K.C. Archean Greenstone Belt (Developments in Precambrian Geology, 3) Windley, Tab. 9,1, p. 300.
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. - 1969 - The geology and geochemistry of the Lower ultramafic unit of the Ouverwacht Group and a proposed new classe of igneous rocks. In Upper Mantle Project. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. (2): 55-85.
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. - 1969 - The geologican and geochemical significance of the upper formations of the Ouverwacht Group. In Upper Project. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. (2): 113-51.

TABELA I

ANÁLISE QUÍMICA DAS ROCHAS DO GRUPO QUEBRA OSSO* (Em % de Peso)

Anal Nº	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	TOTAL
1	52.80	4.52	7.88	0.07	26.29	8.25	0.03	0.01	0.14	0.01	0.00	100.00
2	52.16	4.47	8.05	0.08	26.95	8.11	0.02	0.01	0.12	0.02	0.00	99.98
3	45.71	6.60	10.27	0.11	34.05	3.12	0.02	0.01	0.09	0.02	0.00	99.99
4	52.32	4.16	8.04	0.11	26.71	8.43	0.03	0.01	0.14	0.02	0.03	99.99
5	52.00	4.50	8.51	0.10	26.31	8.33	0.08	0.01	0.15	0.01	0.01	100.02
6	48.26	1.42	8.97	0.06	39.53	1.54	0.01	0.00	0.06	0.01	0.07	99.93
7	45.38	4.05	9.60	0.05	38.07	1.72	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00	99.94
8	42.19	6.92	11.07	0.17	38.49	0.11	0.01	0.00	0.16	0.04	0.00	100.06
9	46.34	3.74	9.71	0.02	38.56	1.48	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	99.92
10	51.22	5.31	9.09	0.09	26.19	7.90	0.06	0.01	0.14	0.02	0.00	100.03
11	41.67	9.64	11.49	0.99	34.47	2.33	0.02	0.01	0.25	0.02	0.01	100.90
12	47.76	6.35	9.83	0.12	29.51	6.16	0.07	0.01	0.15	0.02	0.01	99.99
13	46.01	7.34	10.62	0.09	31.51	4.21	0.02	0.01	0.12	0.02	0.01	100.05
14	52.61	8.27	9.56	0.07	29.06	0.24	0.01	0.00	0.23	0.03	0.00	100.08
15	45.73	6.94	9.94	0.09	35.42	1.70	0.01	0.01	0.10	0.02	0.01	100.00
16	51.05	2.76	2.76	0.08	38.11	1.01	0.01	0.00	0.10	0.01	0.01	100.72
17	49.25	5.35	9.05	0.07	30.87	5.20	0.01	0.00	0.12	0.02	0.02	99.89
18	46.91	6.59	9.77	0.07	33.40	3.06	0.02	0.00	0.13	0.02	0.02	99.98
19	30.70	24.25	19.52	0.50	22.36	0.03	0.01	1.13	1.49	1.12	0.01	100.11
20	32.61	24.53	18.93	0.42	20.24	0.09	0.09	1.31	1.72	0.18	0.02	100.04
21	48.13	1.83	12.47	0.12	37.21	0.01	0.01	0.00	0.22	0.01	0.01	100.02
22	55.09	5.27	9.32	0.04	29.41	0.68	0.01	0.00	0.17	0.01	0.00	100.00
23	45.16	5.26	10.67	0.16	38.71	0.05	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	100.08
24	49.16	3.54	9.05	0.10	34.58	3.23	0.02	0.00	0.09	0.01	0.12	99.89
25	46.03	9.17	14.45	0.19	29.62	0.02	0.01	0.00	0.51	0.05	0.00	100.05
26	43.57	7.79	11.32	0.06	32.89	4.01	0.01	0.02	0.28	0.03	0.01	99.99
27	45.77	6.90	9.95	0.08	35.41	1.72	0.01	0.01	0.13	0.02	0.00	100.01
28	42.52	14.78	12.18	0.03	27.91	0.05	0.01	0.01	2.48	0.10	0.00	100.06

Análises de nºs 1,2,3,4,5 - "quênche structure"; 6,7,8,9,13,14,15,16,18,21,24,25,26,27 e 28 - Rochas sem estruturas originais; 10,11 e 12 - Textura spinifex (SP); 17 - Lava vesicular(?); 19,20 - Ultramáficas com turmalinas; 22 - Rocha ultramáfica encaixada nos migmatitos; 23 - Brecha vulcânica.

* Análises realizadas na University of Durhan (Science Labs.) - Inglaterra.

TABELA II

ANÁLISE QUÍMICA EM ELEMENTOS TRAÇO DAS ROCHAS DO GRUPO QUEBRA OSSO* (Em ppm)

Anál Nº	Cr	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y	La	Ce
1	3068	1956	10	45	1	8	91	6	3	6	2	10
2	2833	2057	19	41	1	8	69	6	3	11	0	12
3	3534	1668	64	60	0	4	84	3	3	4	11	7
4	2863	2009	30	43	1	9	11	7	3	8	1	12
5	3743	1464	79	43	0	9	6	8	3	5	2	2
6	3559	2124	21	42	0	38	52	3	3	1	2	10
7	5214	1401	8	52	1	76	77	3	3	7	2	0
8	108	125	10	57	0	2	89	58	4	5	0	25
9	6376	2717	22	52	1	29	93	5	3	7	3	0
10	2939	1769	12	45	0	9	77	11	4	21	14	11
11	2463	858	18	66	0	7	17	19	4	4	2	15
12	4194	1863	21	56	0	14	103	9	2	5	3	1
13	4683	2037	55	67	1	11	80	4	3	3	3	1
14	3213	1560	7	93	1	7	93	14	3	12	1	9
15	3790	2942	12	56	1	3	97	5	3	17	6	4
16	2707	2348	9	44	0	1	36	4	3	2	2	13
17	3300	3436	10	137	1	4	0	5	4	10	42	9
18	4059	1560	9	126	1	3	89	5	4	30	34	2
19	198	681	14	292	30	8	738	377	23	58	49	130
20	124	749	25	263	31	208	7905	375	23	63	51	147
21	2294	2612	114	186	3	4	12	22	14	324	5850	159
22	3224	1661	10	131	1	2	60	11	3	2	1	8
23	245	2818	15	54	1	3	99	6	6	103	90	27
24	2420	2015	25	50	2	76	56	4	4	3	0	16
25	2611	1254	47	139	1	25	78	70	6	28	84	24
26	4498	1204	15	66	2	8	107	13	3	3	0	3
27	3786	3004	11	57	2	3	89	5	3	17	6	2
28	308	667	10	157	0	12	224	248	21	103	275	104

As rochas correspondentes aos nºs de análise (1 - 28) constam na Tabela I.

* Análises realizadas na University of Durham (Science Labs.) - Inglaterra.

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SANTA BÁRBARA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, M.G.

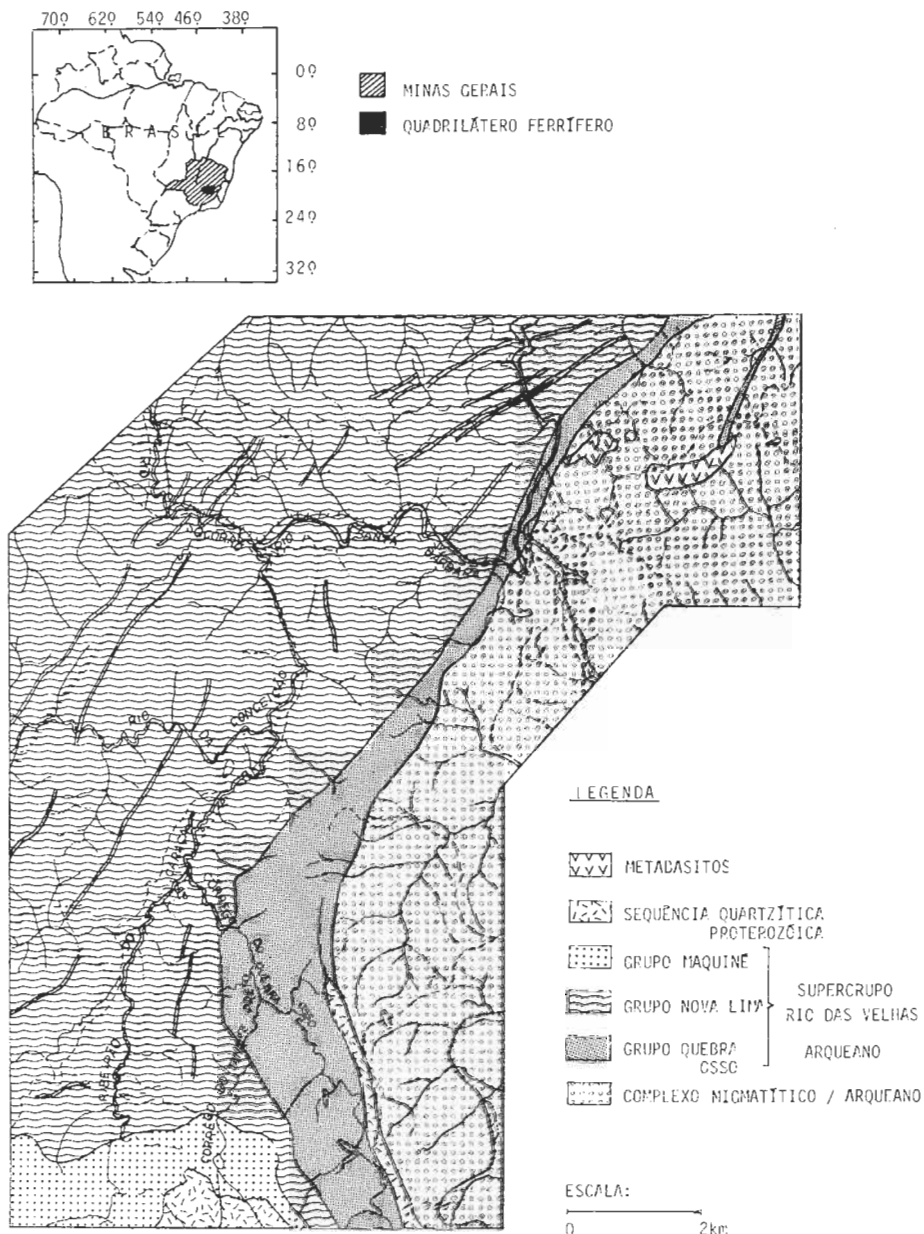
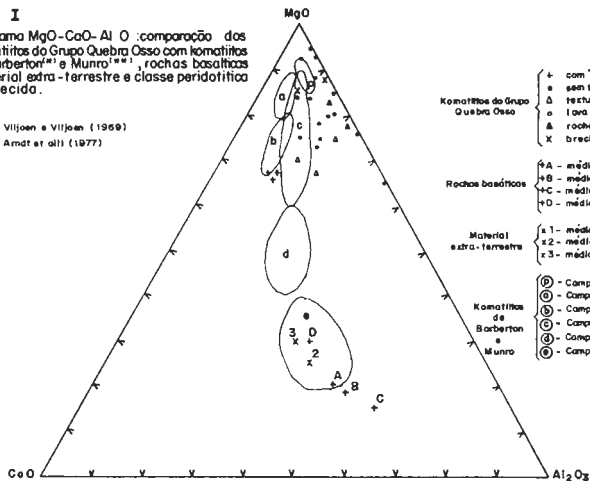


FIG. I

Diagrama MgO-CaO-Al₂O₃ : comparação dos komatiitos do Grupo Quebra Osso com komatiitos de Barberton^(*) e Munro^(**), rochas basálticas material extra-terrestre e classe peridotítica conhecida.

(*) Viljoen e Viljoen (1969)

(**) Arndt et alii (1977)



- Komatiitos do Grupo Quebra Osso
 - + com "quench structure"
 - e sem textura primária
 - Δ textura agulhas (ST)
 - o lava vesicular (?)
 - Δ rocha encaixada na migmatito
 - X brecha vulcânica (?)
- Rochas basálticas
 - A - média para taléfilas oceânicas
 - B - média para taléfilas continentais
 - C - média para alcali basaltos
 - D - média para alvina basalto
- Material extra-terrestre
 - e 1 - média para condritos
 - e 2 - média para condritos
 - e 3 - média para amostras lunares
- Komatiitos de Barberton e Munro
 - Ⓟ - Campo conhecido para a classe peridotítica
 - Ⓛ - Campo para rochas da Formação Kamat (PK)
 - Ⓢ - Campo para rochas da Formação Sandspurt (PK)
 - Ⓞ - Campo para komatiitos peridotíticos de Munro (PK)
 - Ⓢ - Campo para komatiitos piroxeníticos de Munro (PK)
 - Ⓢ - Campo para komatiitos basálticos de Munro (BK)

FIG. II

Diagrama Al₂O₃ vs. F₂O₃ (FeO+MgO): comparação dos komatiitos do Grupo Quebra Osso, komatiitos de Munro (Arndt et alii, 1977.)

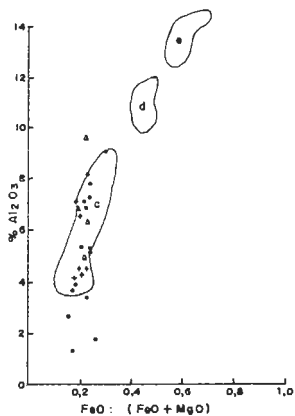
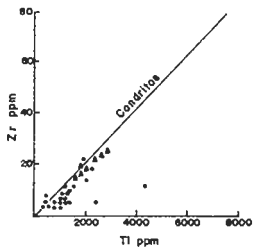


FIG. III

Diagrama Zr vs Ti: comparação dos komatiitos do Grupo Quebra Osso com os komatiitos de Munro e Austrália (Condie, 1981)



- Komatiitos do Grupo Quebra Osso
- Δ Munro Township STPK
- ▲ Austrália STPK

GEOLOGIA DE UMA ÁREA A SUDOESTE DE AIURUOCA,
SUL DO ESTADO DE MINAS GERAIS

Cláudio de Morriison Valeriano

ABSTRACT

This paper presents the preliminary results of detailed mapping in an area of precambrian schists and gneisses belonging to the Andrelândia Group. The rocks of this area are subdivided in three units:

a) Interlayered coarse grained schists and quartzites with muscovite, biotite, garnet, kyanite and rutile, including subordinated amphibolite, ultramafic schists and gondite.

b) A homogeneous biotite-gneiss with kyanite, sillimanite and garnet. This gneiss constitutes the Papagaio Peak where, according to several regional maps, a granitic pluton called the "Aiuruoca Granite" occurs.

c) Muscovite rich banded gneiss, with subordinated amphibolite.

Three phases of deformation were recognized. The last one is responsible for the large sinform that constitutes the Papagaio Ridge. Parageneses with sillimanite, kyanite, garnet, muscovite and K-feldspar, associated to anatexis lenses, indicate a metamorphic event of upper amphibolite facies, at intermediate pressure.

INTRODUÇÃO

Este trabalho é o resultado do mapeamento de uma área em que, segundo a maioria dos mapas regionais recentes (por exemplo, DNPM, 1971, 1978), aflora um corpo granítico de grandes dimensões, o chamado Granito Aiuruoca (Lamego, 1936), encaixado em xistos e gnaisses do Grupo Andrelândia. O tamanho e a localização deste suposto corpo granítico apresentam grande variação de mapa para mapa, porém geralmente incluindo a Serra do Papagaio, local onde Lamego (1936) pela primeira vez mencionou sua ocorrência. Foi então mapeada, na escala 1:25.000 uma área a Oeste do Rio Aiuruoca, que tem no seu extremo nordeste a cidade de Aiuruoca e se estende cerca de 10 km para sul e 7 km para oeste a partir daquela cidade, incluindo o Pico do Papagaio e parte da serra do mesmo nome.

UNIDADES LITOLÓGICAS

Na área estudada foram observados apenas xistos, quartzitos e gnaisses do Grupo Andrelândia (Ebert, 1956), devendo-se enfatizar que não ocorrem granitos mapeáveis na escala utilizada. As ocorrências de rochas graníticas "latu sensu" restringem-se a diques de um granito fino de espessura centimétrica a métrica, associados a pegmatito.

As rochas do Grupo Andrelândia na área estudada podem ser divididas em três unidades que ocorrem interestratificadas entre si:

Unidade A - É constituída por xistos e quartzito-xistos com intercalações frequentes de quartzito puro a micáceo. Estes xistos cor-

respondem ao xisto Cachoeira das Marias, descrito por Trouw et al. (1983) na região de Andrelândia. São compostos por quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio, granada, cianita e rutilo, com sillimanita localmente reconhecível no campo. Tornam-se às vezes bastante grosseiros exibindo cristais de granada, cianita e rutilo de até 3 cm. É comum a variação lateral e vertical quanto ao teor relativo entre quartzo e micas, havendo transições entre mica-xisto e quartzito relativamente puro. Ainda nesta unidade ocorrem intercalações subordinadas de granada-anfibolito, gondito e xistos ultramáficos, não mapeáveis na escala utilizada. Esta unidade tem espessura aparente da ordem de 250 m.

Unidade B - É formada por um gnaiss bandeado de granulação média, constituído de quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio e subordinadamente microclina. É mais rico em muscovita que biotita e contém raras granadas. Apresenta migmatização incipiente, com neossoma em forma de bandas e lentes quartzo-feldspáticas descontínuas, de espessura centimétrica, envolvidas por melanossoma biotítico. Ao contrário dos xistos e gnaisses da outra unidade, não foram observadas cianita ou sillimanita neste gnaiss. São frequentes intercalações de granada-anfibolito nesta unidade, que tem espessuras aparentes em torno de 500 m.

Unidade C - É constituída por um sillimanita-cianita-granada-muscovita-biotita-gnaiss homogêneo que tem caracteristicamente veios descontínuos de quartzo, às vezes com feldspato, concordantes com a xistosidade, de espessura máxima de 3 cm. Esta rocha, como o gnaiss da unidade B, apresenta migmatização incipiente sob a forma de lentes quartzo-feldspáticas isoladas, envolvidas por melanossoma biotítico. Localmente ocorre uma variedade mais fina, não migmatítica, desta rocha.

Este gnaiss aflora caracteristicamente sob a forma de paredões escarpados e morros rochosos em forma de pão-de-açúcar, como no Pico do Papagaio e no Morro do Tamanduá, que têm sido interpretados como constituídos pelo chamado Granito de Aiuruoca (DNPM, 1978), que lá não ocorre. Tal interpretação provavelmente é decorrente da morfologia daqueles morros, sugestiva para granitos.

O biotita-gnaiss da unidade C é uma variedade de alto grau metamórfico do biotita-xisto Santo Antônio, descrito em Andrelândia por Trouw et al. (1983) e tem, na Serra do Papagaio, espessura aparente de aproximadamente 600 m.

Outras litologias - Cortando todas as unidades acima, ocorrem diques de espessura centimétrica a métrica de um granito fino não deformado, constituído de quartzo, microclina, muscovita, granada e turmalina. Apresenta subordinadamente plagioclásio e biotita. Ocorre associado a pegmatito rico em turmalina afrisita.

Ocorrem ainda diques de diabásio, também discordantes, de direção aproximada NNE-SSW.

ESTRUTURAS

Foram reconhecidas na área evidências de três fases de deformação, sendo que as duas últimas são bastante evidentes e a primeira apenas localmente reconhecível.

A última fase de deformação (D_3) é caracterizada por grandes dobras abertas, de comprimento de onda de vários quilômetros, que deformam os contatos litológicos e a xistosidade principal, sem formação de nova xistosidade. As dobras possuem eixos de caimento subhorizontal para SW e são responsáveis pelo padrão de afloramento da Serra do Papagaio em um amplo sinformal.

A penúltima fase de deformação (D_2) formou dobras fechadas que deformam o bandeamento migmatítico, observáveis em escala de afloramento. A xistosidade principal é plano axial destas dobras. É comum a ocorrência de lineação mineral, definida pela orientação da cianita, paralela aos eixos, que têm caimento suave com direção NE-SW.

Observando-se charneiras de dobras D_2 , localmente é visível uma xistosidade sendo dobrada, que é atribuída a uma primeira fase de deformação (D_1), da qual não foram encontradas dobras, provavelmente

transpostas por D, .

METAMORFISMO

Paragênese com sillimanita, cianita, granada, muscovita, quartzo e K-feldspato, associadas a lentes anatéticas, são indicativas para um metamorfismo de fácies anfibolito alta, na faixa de pressão intermediária.

Cristais grosseiros de muscovita, não orientados em relação à xistosidade principal, sugerem a possibilidade de ter havido um novo evento de crescimento de minerais metamórficos.

AGRADECIMENTOS

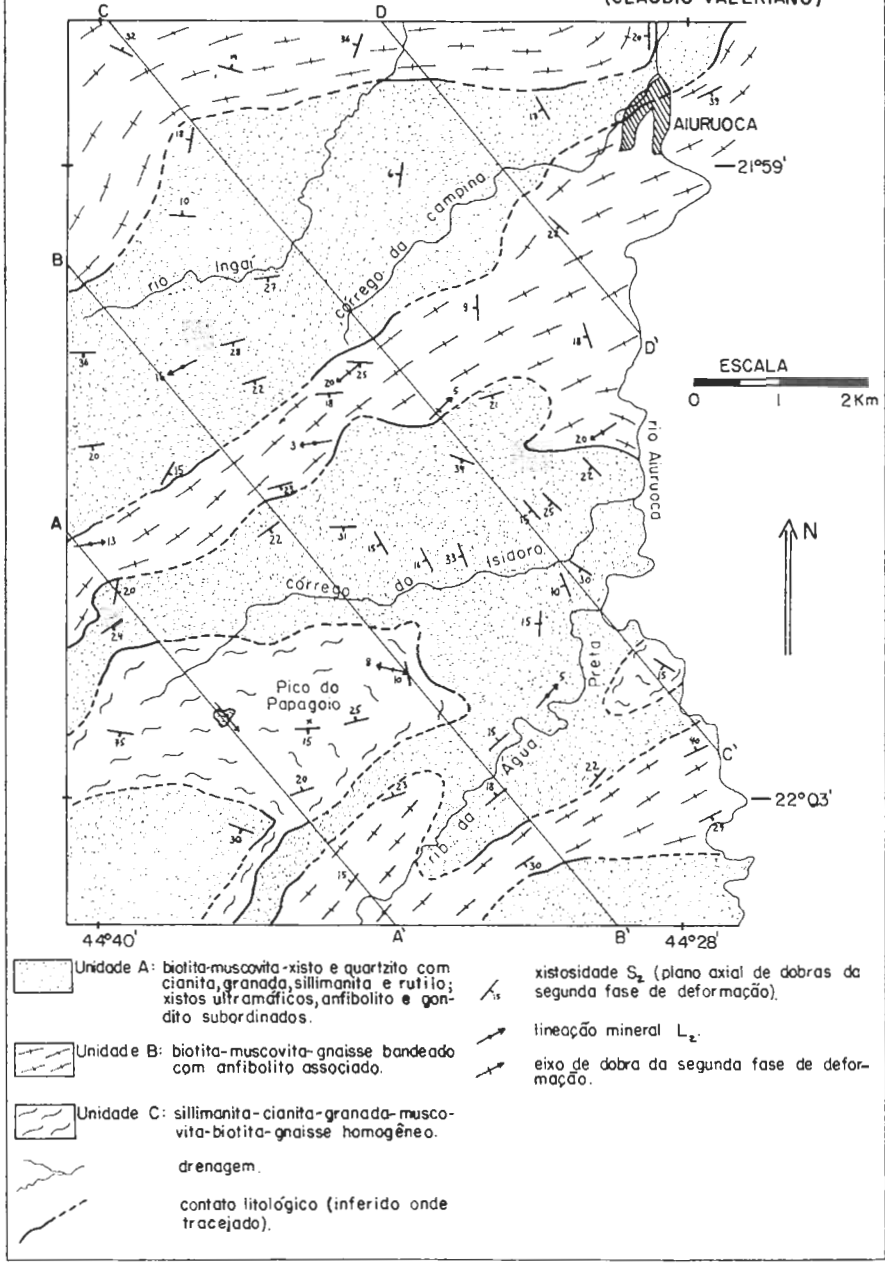
O autor agradece ao Professor Rudolph Allard Johannes Trouw pela orientação nos trabalhos de campo e pela leitura crítica do texto. Agradece ainda à FINEP pelo custeio das despesas de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DNPM-MME - 1971 - Mapa Geológico do Brasil - Escala 1:5.000.000.
- DNPM-MME - 1978 - Folha Rio de Janeiro - Escala 1:1.000.000. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.
- EBERT, H. - 1956 - Relatório sobre a atividade no ano de 1955. Relat. An. Dir. - Div. Geol. Min. 1956: 62-81.
- LAMEGO, A.R. - 1936 - O Maciço de Itatiaia e regiões circundantes. Bol. DGM. 88: 1-93.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Geologia Estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas. An. Acad. Bras. Ciênc. 55(1): 71-85.

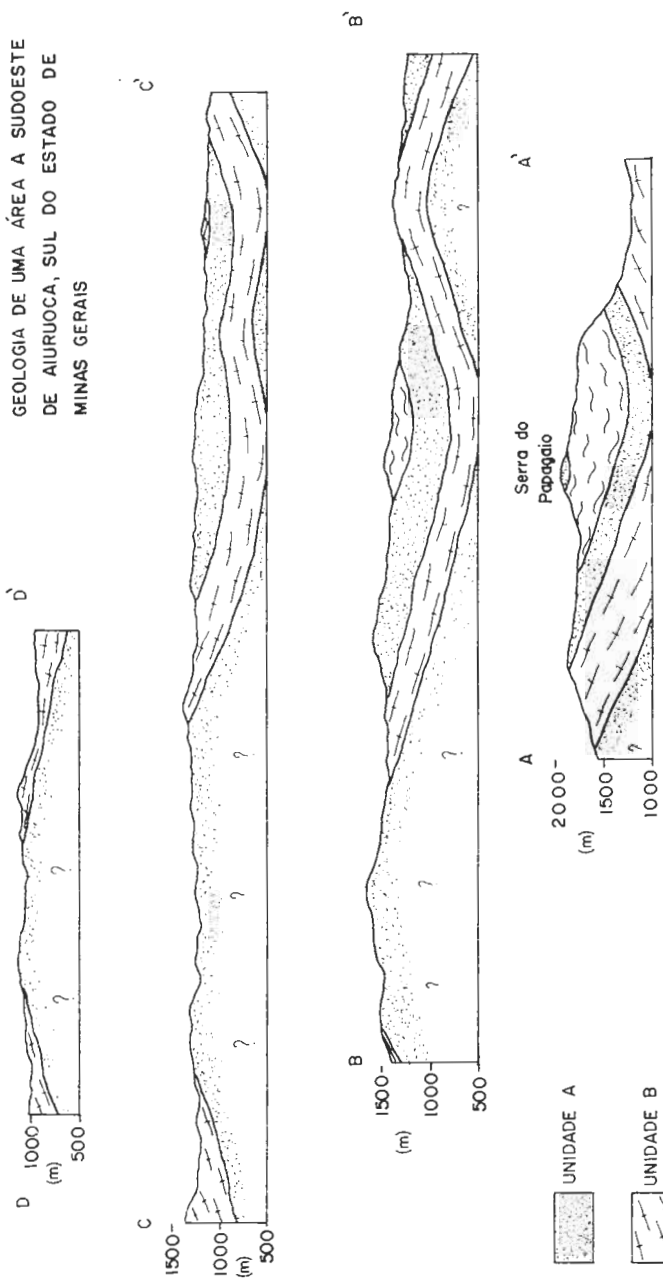
GEOLOGIA DE UMA ÁREA A SUDOESTE DE AIURUOCA, MG.

(CLÁUDIO VALERIANO)



PERFIS GEOLOGICO-ESTRUTURAIS

GEOLOGIA DE UMA ÁREA A SUDESTE DE AIURUOCA, SUL DO ESTADO DE MINAS GERAIS



(CLÁUDIO VALERIANO, 1983)

ELEMENTOS TRAÇO EM FELDSPATOS E MICAS DE PEGMATITOS
GRANÍTICOS NO NORTE DE MINAS GERAIS

Reinhard R. Wegner
Mineral. Inst. der Universitaet Freiburg, RFA

ABSTRACT

Subject of the present paper is a contribution to the geochemistry of granite pegmatites in Minas Gerais, Brazil. Special emphasis is given to trace element contents in feldspars and muscovites of 25 different pegmatites and their geochemical significance. 180 potassium feldspars, 110 albitas and 64 muscovites have been analyzed.

It could be demonstrated, that the trace element distributions in feldspars taken along cross-sections through some pegmatite bodies, show some regularities in those, which have a relatively simple mineralization. Other ones with a more complex composition are more characterized by a lack of these conformities.

Potassium feldspars from pegmatites with a significant phosphate compound, on the average include more than 0.30% P₂O₅. Those of pegmatites with an extend Li-admixture contain more than 90 ppm Li. These observations may be useful to help classificate little known pegmatites in respect to economical purposes.

Late formed muscovites from highly differentiated pegmatites contain - beyond others - increased contents of Zn and Ga. This, too, may be a useful indicator to the further discovery of these kind of pegmatites, mostly enriched in minerals of economic interest.

INTRODUÇÃO

Dentro do contexto do trabalho foram analisados feldspatos e muscovitas de 25 diferentes pegmatitos das regiões de Governador Valadares e Araçuaí, MG (TABELA 1). Ênfase especial foi dada aos aspectos geoquímicos dos elementos traços dos minerais mencionados, com a finalidade de verificar a possibilidade da obtenção de informações sobre pegmatitos pouco conhecidos, através de um número maior de análises.

Através da Absorção Atômica e Fluorescência de Raios-X foram analisados 180 feldspatos potássicos, 110 albitas e 64 muscovitas. Além dos elementos principais nos feldspatos determinou-se também o conteúdo dos seguintes elementos traços: Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, Li, Ga e Sc. Os valores para os dois últimos elementos se mostraram bastante baixos e sem diferenças significativas, fato pelo qual não serão considerados.

Nas muscovitas determinou-se os elementos Rb, Zn, Ga, Y, Nb, V, Ni e Pb, além dos elementos principais.

DISCUSSÃO E RESULTADOS OBTIDOS

1. Feldspatos

O levantamento geoquímico dos feldspatos foi realizado em três diferentes fases.

Primeiramente foram coletadas amostras ao longo de perfis transversais em alguns pegmatitos bem expostos. Foi determinada a distribuição dos elementos traços dentro dos feldspatos (potássicos e albitas) nesses perfis. Os resultados mostram que os pegmatitos com uma mineralização simples mostram uma distribuição sistemática dos elementos traços. Os conteúdos em Rb e Cs aumentam em direção a parte central do pegmatito, ao passo que aqueles de Ba e Sr diminuem. Pegmatitos de composição mais complexa, com várias fases de mineralizações, geralmente não mostram essas regularidades simples. Os perfis nesses pegmatitos estão caracterizados por relações complicadas, de difícil interpretação. Tais relações encontram-se especialmente em pegmatitos compostos predominantemente por albitas.

A segunda parte da pesquisa consistiu numa avaliação estatística de todas as análises dos feldspatos potássicos e albitas. Foram calculados os coeficientes de correlação PEARSON tanto para os feldspatos potássicos e albitas de todos os pegmatitos, como também para os feldspatos de cada pegmatito (naquele com número de amostras superior a 10). Utilizou-se o programa de computador SPSS/8 (segundo NIE et al., 1975).

O coeficiente de correlação para K e Rb na estatística total de todos os 180 feldspatos potássicos, com um valor de 0.23, mostra que não há uma relação sistemática entre K e Rb nestes feldspatos. A razão de tal falta de relação baseia-se nos estados diferentes de diferenciação de cada pegmatito, dos quais os conteúdos de Rb resultam. Pequenas alterações dos conteúdos de potássio já causam grandes diferenças nas relações de K/Rb (RHODES, 1969).

Para as albitas, na base dos cálculos estatísticos, resultou que aqueles pegmatitos com uma extensa mineralização de fosfatos mostram uma relação negativa entre SiO_2 e P_2O_5 . O coeficiente de correlação PEARSON para as albitas do pegmatito Ênio, por exemplo, tem um valor de -0,92.

A última parte consistiu na representação das análises em forma de diagramas, os quais mostraram resultados inesperados.

Afora o comportamento inverso entre SiO_2 e P_2O_5 nas albitas de pegmatitos mineralizados em fosfatos, os feldspatos potássicos dos pegmatitos do mesmo tipo também mostraram conteúdos elevados em P_2O_5 . Os conteúdos médios de P_2O_5 nos feldspatos potássicos de alguns pegmatitos são relacionados a seguir:

Boa Vista II	0,37%
Coronel Damázio	0,74%
Correias	0,53%
Ênio	0,84%
Maxixe	0,44%
Urubú	0,44%

Resumido, percebe-se que o conteúdo de P_2O_5 nos feldspatos potássicos dos pegmatitos mencionados é superior a 0,30%. Tal fato significa que feldspatos contendo mais do que 0.30% de P_2O_5 podem servir como indicadores de pegmatitos fosfáticos.

De maneira semelhante foi constatado que o teor médio de Li nos feldspatos potássicos dos pegmatitos litiníferos é maior do que 90 ppm, conforme os exemplos abaixo citados (todos os dados em ppm):

Boa Vista II	155
Coronel Damázio	154
Correias	108
Maxixe	271
Rochedo Baixo	441
Tim	94
Urubú	256

Ressaltamos o fato que pegmatitos pobres em minerais de Li e P não mostraram enriquecimento significativo desses elementos dentro dos feldspatos potássicos.

A maioria dos pegmatitos citados são ricos em ambos os elementos, Li e P. Esse fato é explicável através da ocorrência dos dois elementos apenas em pegmatitos bem diferenciados.

Albita, por causa da sua estrutura cristalina, geralmente não pode incorporar grandes quantidades de elementos traços. Tal fato explica o conteúdo baixo desses elementos nas albitas de pegmatitos compostos principalmente por esse mineral.

2. Muscovitas

Do cálculo de coeficientes de correlação de todas as 64 muscovitas analisadas (13 diferentes pegmatitos) resultaram as seguintes relações:

	Ni	Rb	Zn
Ga	0,60	0,81	0,63
Zn	0,83	0,82	
Rb	0,95		

É notável o fato que o elemento Rb mostra correlações positivas com os demais elementos indicados. Muscovitas com altos conteúdos de Rb são de formação tardia; nesta fase de formação pegmatítica a concentração dos outros elementos traços parece ser também elevada. Tal fato pode explicar a correlação extraordinária entre Rb e Ni.

A representação gráfica da relação entre Zn e Ga indica (abstraindo de um coeficiente de correlação de 0,63) que existe uma relação nítida entre estes dois elementos na forma de uma correlação positiva.

CONCLUSÕES

Os estudos mostraram que a análise de Li e P₂O₅ dos feldspatos potássicos de pegmatitos pouco conhecidos (ou mal expostos), fornece um método valioso para a prospecção de pegmatitos litíferos e fosfáticos, ao passo que a análise de elementos traços nas albitas não possibilita tal prospecção.

Conteúdos absolutos altos em Zn (até 2000 ppm) e Ga (até 340 ppm) nas muscovitas podem indicar possivelmente um estado de diferenciação progressiva do respetivo pegmatito e provavelmente podem auxiliar na prospecção. Esse tipo de pegmatito é geralmente poliminerálico e frequentemente de importância econômica.

ADENDO

O trabalho apresentado é um resumo da tese de doutoramento intitulado: "Spurenelemente in Granitpegmatiten im Bundesstaat Minas Gerais, Brasilien, unter besonderer Beruecksichtigung der Feldspaeete" (Elementos traços em pegmatitos graníticos no Estado de Minas Gerais, Brasil, com especial atenção dos feldspatos).

Na lista bibliográfica a seguir citou-se apenas as publicações indicadas no presente trabalho. A lista completa da bibliografia utilizada encontra-se na tese.

BIBLIOGRAFIA

- NIE, N.H.; HULL, C.H.; JENKINS, J.G.; STEINBRENNER, K. e BENT, D.H. - 1975 - SPSS - Statistical package for the social sciences. New York.
- RHODES, J.M. - 1969 - On the chemistry of potassium feldspars in granitic rocks. Chem. Geol., 4, pp 373-392.

WEGNER, R. - 1983 - Spurenelemente in Granitpegmatiten im Bundesstaat Minas Gerais, Brasilien, unter besonderer Berücksichtigung der Feldspate. Tese de doutoramento, Universidade de Freiburg (RFA), inédito.

TABELA 1: Localização aproximada dos pegmatitos estudados e suas mineralizações (exceto feldspato, quartzo e mica).

Nome	Localização	Mineralização
Badaró	4 km a N de Linópolis	elbaita, columbita
Boa Vista II	10 km a S de Galileia	diversos fosfatos, almandita, schorlita
Cabeceiro da onça	5 km a S de Chonin	schorlita, elbaita, berilo, cassiterita, columbita
Corrego frio	8 km a N de Linópolis	schorlita, berilo, brasilianita
Coronel Damázio	1 km a E de Frei Jorge	ambligonita, espodumênio, berilo, cassiterita, columbita, diversos fosfatos
Corrego alto	20 km a W de Gov. Valadares	berilo, almandita, columbita
Correias	13 km a N de Galileia	berilo, schorlita, elbaita, espodumênio, fosfatos
Dimonete	3 km a S de Linópolis	schorlita, berilo, granada, columbita, elbaita
Enio	5 km a NE de Galileia	fosfatos, berilo, schorlita (+diversos minérios)
Frade (só o corpo inferior)	3 km a W de Coronel Murta	berilo
Generosa	19 km a W de Sabinópolis	berilo, columbita-tantalita, monazita, samarskita, fluorita, cassiterita
Ipê	1 km a S do pegmatito Corrego alto	berilo, almandita, columbita
Itatiaia baixa	4 km a SE de Cons. Pena	schorlita, elbaita, dravita, almandita, apatita, berilo, cassiterita, columbita, fluorita, hematita, rodocrosita
Itatiaia cima	3 km a S do pegmatito Itatiaia baixa	sem observações de minerais acessórios
Madison	4 km a N de Cons. Pena	schorlita, almandita, berilo, columbita
Matinha	2,5 km a S de Linópolis	elbaita
Maxixe	10 km a E do pegmatito Urubú	petalita, espodumênio, berilo, columbita, vivianita
Olho de gato	2,5 km a E do pegmatito Corrego alto	schorlita, elbaita, berilo, almandita, columbita, fosfatos, mica de urânio

TABELA 1 (CONTINUAÇÃO)

Nome	Localização	Mineralização
Palmitão	1,5 km a W do pegmatito Madison	schorlita, granada, berilo
Pelonha	E de Acesita	berilo
Pitora	11 km a E de Galileia	schorlita, elbaita, almandita, apatita, herderita
Pomaroli II	400 m a W do pegmatito Badaró	berilo
Rochedo baixo	250 m a E do pegmatito Tim	schorlita, espodumênio, almandita
Tim	14 km a E de Galileia	espodumênio, berilo, schorlita, elbaita, dravita, almandita, cassiterita, columbita, sulfetos, stokesita
Urubú	17 km a N de Araçuaí	elbaita, schorlita, amblygonita, petalita, pollucita, espodumênio, berilo, cassiterita, columbita, monazita, xenotímio, thoreaulita, zircão.

A RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA E O ESTUDO DOS MINERAIS
PESADOS COMO INDICATIVOS DE ÁREAS FONTES PRIMÁRIAS
DOS DIAMANTES DA SERRA DO ESPINHAÇO, MINAS GERAIS

Pedro Angelo Almeida Abreu
Centro de Geologia Eschwege - UFMG, Diamantina - MG

Dorita T. Vidal Munhoz
Companhia Rio-grandense de Mineração (CRM), Porto Alegre - RS

ABSTRACT

The diamond has been exhaustively mined in the Espinhaço Range, since the last half of the 1800's. The deposits of this gem - in the poly-limitic meta-conglomerates and quartzitic meta-breccias of the Sopa-Brumadinho Formation and in the recent alluvial and colluvial deposits - represent secondary and tertiary diamantiferous sources, respectively.

The sources areas and the matrix rock of these diamonds has been the reason of extensive discussion among scientists like Derby (1831), Gorceix (1832), Hussak (1917), Draper (1920), Moraes (1927), Moraes & Guimarães (1931), Guimarães (1934), Barbosa (1951), Pflug (1965) and others, that have searched this region since the end of the last century.

The works of detailed geological mapping carried out in the past years, motivated the particular sedimentological and stratigraphic studies of meta-conglomerates and meta-breccias of its occurring places and surrounding regions. So, the sedimentation environments and the paleogeographic mosaic of this sequence, was defined.

In the context, the circumstantial evidences of the diamond source areas become clear. In the diamantiferous District of Extração, the meta-conglomerates were deposited in shallow marine under regressive regime in insular boards. The delimitation of this islands, which are restricted in areas, circumscribe also the source areas of diamond primary rocks in this district. The heavy minerals assembly of the meta-conglomerates matrix of this region show high quantities of ilmenite - hematite - rutil; leucoxene and authigenic rutils and titaniferous magnetite and ilmenites sometimes with inclusions of abukumalite (?), suggesting the proximity of kimberlite sources.

In other diamantiferous districts (e.g. Sopa-Guinda), the definitions of deltaic environments in the small rivers (Almeida Abreu, in prep.), also indicate primary sources near the actual meta-conglomerate deposits of the Sopa-Brumadinho Formation.

I. INTRODUÇÃO

A origem dos diamantes brasileiros foi motivo de amplas e polêmicas discussões ao longo da primeira metade deste século entre, renomados geólogos em exercício no país. Os trabalhos e discussões envolveram as áreas diamantíferas do Triângulo Mineiro, Rio Tibagi-Pr e a porção centro-norte do Estado de Minas Gerais (Serra do Espinhaço e adjacências).

Jamais houve consenso entre opiniões concernentes às rochas e áreas fonte dos diamantes da Serra do Espinhaço, dos quais trata este trabalho, destacando-se duas correntes de pensamento: A primeira, defendida arraigadamente por Djalma Guimarães e Luciano J. de Moraes, propunha rochas ácidas a intermediárias como matriz dos diamantes sendo es-

tas, os "filitos hematíticos" (metavulcanitos sinsedimentares nas formações basais do Supergrupo Espinhaço) e metabrechas quartzíticas, interpretadas então como produtos da cataclase de rochas ácidas (pegmatitos) mineralizadas. A segunda corrente, representada por D.Draper, E.Hussak e R.Pflug, advoga uma origem de rochas ultrabásicas (tipo Kimberlitos) e áreas fontes distantes do sítio de deposição das unidades mineralizadas

Nos últimos anos entretanto este tema foi quase completamente esquecido, devendo-se a Barbosa (1951), ou seja há 32 anos, o derradeiro trabalho que trata especificamente sobre este assunto.

A importância econômica e o interesse científico, que o tema desperta, justifica a retomada às discussões e pesquisas para as áreas fonte e rocha matriz dos diamantes da Serra do Espinhaço.

II. TRABALHOS ANTERIORES

A primeira referência à rocha matriz dos diamantes da Serra do Espinhaço foi feita por Eschwege (in Derby, 1879), denominando-a de Itacolômito. Posteriormente Derby (op.cit., 1882, 1887), desenvolveu estudos específicos nas áreas mineralizadas da região de Diamantina e concluiu que os diamantes ocorriam originalmente em veios de quartzo a especularita e turmalina, bem expostos nas lavras do Barro e Duro em São João da Chapada. Nos seus últimos trabalhos publicados sobre o assunto, Derby (1898 / 1905), entretanto demonstra uma certa insegurança com respeito a tal concepção, tanto em consequência da consolidação das idéias de uma gênese ultrabásica para os diamantes africanos, como também devido aos novos conhecimentos adicionados, então, à geologia da região de Diamantina.

Gorceix (1880, 1881, 1887) também admite os veios de quartzo, itacolomitos e xistos micáceos como depósitos primários do diamante. Fundamentado em suas observações, considera que os verdadeiros minerais satélites (termo introduzido por ele) do diamante são o rutilo, o anatásio, a martita, entre outros, propondo ainda, uma origem por agentes mineralizadores, de maneira similar à formação de outras pedras preciosas.

Hussak (1891, in Guimarães, 1934) iniciou estudos sistemáticos dos satélites do diamante. Preliminarmente, este tema foi abordado por Brugnart (1826, in Guimarães op.cit.). Damour (1853), Bertrand (1978) Boutan (1885) e Gorceix (1884) - in Hussak (1917).

Damour e Boutan descrevem em seus trabalhos, respectivamente 28 e 36 minerais satélites. Hussak (1917) eleva para 56 o número deste satélite e ressalta que a associação dos diamantes com os minerais pesados que o acompanham é "obra de mero acaso" e ainda que existem "semelhanças no modo de ocorrência dos diamantes brasileiros e sul-africanos, mais do que parece existir". Da mesma forma Draper (1920, 1923) também advoga uma origem ultrabásica para os diamantes da Serra do Espinhaço.

A partir da segunda metade da década de 20 até o final dos anos 30, Luciano J. de Moraes e D.Guimaraes desenvolveram nas regiões central e norte do Estado de Minas Gerais, intensos trabalhos de campo e petrográfico - petrológicos, dos quais destacam-se: Guimaraes (1927, 1931 1934), Moraes (1929, 1934), Moraes & Guimaraes (1929, 1930) e Moraes et al (1937). Nestes, os autores defendem firmemente que os diamantes originaram-se a partir de magmas ácidos. As rochas portadoras seriam "filitos hematíticos" (metavulcanitos básicos sinsedimentares nos quartzitos e metaconglomerados mineralizados) e filitos cloríticos, de igual origem e ocorrência. Injeções posteriores de magmas ácidos seriam responsáveis pela mineralização em diamantes e fenômenos de feldspatização. Eventualmente alguns pegmatitos sericitizados e cataclados seriam também portadores de diamantes (p.ex. lavras do Barro, Duro, Pagão e Campo Sampaio). Moraes e Guimaraes (1929) e Moraes (1934) descrevem um trabalho experimental, na lava da Perpétua, sobre 30 metros cúbicos de filitos, em que foram encontrados dois pequenos diamantes no resíduo de lavagem.

Correns (1932, in Guimarães, 1934) admite para os filitos (hematíticos e cloríticos), uma composição intermediária, considerando-os como

as rochas primárias do diamante. As metabrechas quartzíticas de Campo Sampaio são por ele interpretadas como "brechas de Chaminé" (in Barbosa, 1951).

Barbosa (op.cit.) aceita as idéias de D. Guimarães e Luciano J.de Moraes no que concerne as rochas fonte, mas por outro lado, afirma que elas são de caráter básico, do tipo traquito pórfiro, e questiona as injeções de magmas ácidos mineralizantes, descritos por aqueles autores.

Pflug (1965) apresenta uma listagem da bibliografia sobre ocorrências e origem dos diamantes da Serra do Espinhaço e propõe como fonte primária rochas ultramáficas, tipo kimberlitos, que estariam situados no antepaís do Geossinclinal Minas (Craton do São Francisco), atualmente encobertas pelas sequências clástico-químicas do Grupo Bambuí.

Svisero (1973), estudou as inclusões minerais de diamantes brasileiros (inclusive da Serra do Espinhaço) e com base na paragênese mineral, concluiu que as rochas primárias desta gema, a exemplo de outras ocorrências mundiais, são kimberlitos, eclogitos ou rochas parentes, descartando, deste modo, uma gênese a partir de fontes ácidas ou mesmo básicas.

III. SEDIMENTOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA

As regiões diamantíferas da Serra do Espinhaço Meridional são bastante conhecidas sob o ponto de vista estratigráfico, entretanto são poucos os trabalhos sobre a sedimentologia dessas sequências metassedimentares.

Nos distritos diamantíferos de Extração e Sopa-Guinda (Figura 1), os estudos realizados neste sentido (Schöll & Turinsky, 1980; Munhoz, 1981; Fogaça & Almeida Abreu, 1982) têm permitido a definição dos sistemas deposicionais (Almeida Abreu, em prep.) e a reconstituição do mosaico paleogeográfico.

III.1. DISTRITO DIAMANTÍFERO DE SOPA-GUINDA

Nesta região predomina uma unidade caracterizada por intercalações de quartzitos e filitos com lentes de metabrechas quartzíticas e metaconglomerados polimíticos, estes denominados Formação Sopa por Moraes e Guimarães (1930). Pflug (1965, 1968) comprovou que os metaconglomerados são intraformacionais na sequência de quartzitos e filitos, então a denominou de Formação Sopa-Brumadinho. Este conjunto assenta-se sobre um pacote de quartzitos finos a grosseiros, localmente com níveis delgados de filitos denominados por Pflug (1968) de Formação São João da Chapada (Figura 2 e 4).

Schöll & Fogaça (1979) subdividiram informalmente, em seis níveis essas duas formações: A, B, C e D, E, F, respectivamente. Fogaça e Almeida Abreu (op.cit.) denominaram formalmente o nível "F" de Membro Campo Sampaio, caracterizado por uma sequência pouco espessa de filitos, metassiltitos, quartzitos finos e lentes de metabrecha quartzítica. Recobre esta sequência um espesso pacote de quartzitos finos, ricos em estratificações cruzadas, denominadas por Pflug (op.cit.), de Formação Galho do Miguel.

A parte inferior da Formação Sopa-Brumadinho na região (Níveis "D" e "E", de Schöll & Fogaça, op.cit.), mostra rápidas e frequentes variações faciológicas. O perfil mais típico desta sequência apresenta na base, um pacote de filitos grafitosos ou não, (1m a 3m de espessura) recobertos por um nível pouco espesso (0,5m a 2,0m) de quartzitos médios a grosseiros. aos quais geralmente, estão sobrepostos pacotes de metaconglomerado polimítico diamantífero. Sobre estes ocorre invariavelmente um nível de quartzitos médios a grosseiros. Os contatos entre estas litologias são bruscos ou gradacionais e concordantes, exceto para os metaconglomerados, que mostram contatos erosivos e corpos com formas bastante irregulares, adelgaçando-se rapidamente na direção E-W e estendendo-se alguns metros até três centenas de metros na direção N-S. Este conjunto interdigita-se rapidamente com pacotes de filitos - filitos quartzosos, para em seguida repetir a sequência: filitos -

quartzitos-metaconglomerados-quartzitos (Figura 5 e 6). Nas lavras do Chalé e Brumadinho, este conjunto é recoberto pelo Membro Campo Sampaio.

As estruturas sedimentares são abundantes, predominando as estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. Também são comuns marcas onduladas assimétricas, às vezes de interferência (p.ex. barragem do Guinda e a W da lavra do Chalé). Em algumas lavras diamantíferas (p.ex. no vale do Córrego Vertente do Colonia e na região de Sopa) aparecem diques de filitos cortando quartzitos e metaconglomerados. Tal estrutura trata-se, indubitavelmente de "diápiros de lama", uma vez que os filitos são de origem sedimentar, embora em alguns locais ocorram metavulcanitos em igual forma (p.ex. Lavra do Damásio). No domínio dos filitos, encontram-se estratificações "flaser" e lenticular, interaleitamento, estruturas de carga e dobras desarmônicas (atectônicas).

A existência de "falhas de crescimento" ou "contemporâneas", sobre as quais amoldam-se aproximadamente os cursos do Córrego das Pedras e Ribeirão Caldeirão, é indicada pela justaposição da Formação Sopa-Brumadinho, a oeste destas drenagens, com a Formação São João da Chapada, a leste, e ausência de estruturas tectônicas. Estas estruturas aparecem, também, em escala menor do domínio deste distrito.

O arranjo e distribuição dos corpos litológicos (leques coalescentes progredando mais de 10 km, de W para E), associado com as estruturas sedimentares descritas indicam claramente que esta unidade depositou-se em ambiente deltaico (Almeida Abreu, em prep.), provavelmente do tipo "Delta Tectônico Complexo", nos quais a instalação do ambiente de sedimentação e a deposição dos metaconglomerados está relacionada a uma forte e frequente atividade de blocos crustais (movimentos verticais, "uplifts"). As medidas de paleocorrentes também corroboram esta afirmação (Figura 4). Nota-se que, durante a deposição desta unidade, o sentido das correntes no domínio das frentes deltaicas é praticamente unidirecional, dirigindo de W para E, enquanto que no domínio das facies arenosas os máximos são variáveis, observando-se um aumento da dispersão em função das correntes de marés. Esta dispersão também é verificada nas formações São João da Chapada e Galho do Miguel (Schöll & Turinsky, 1980) fato normal nos ambientes francamente marinhos.

Há indicações de que a drenagem, responsável pela formação do "Delta de Sopa-Guinda", tinha um curso de pequena extensão, pois os pacotes sedimentares das frentes deltaicas são pouco espessos e de pequena distribuição areal, inclusive a facies de topo (Membro Campo Sampaio, nas lavras do Chalé e Brumadinho). Este fato também é evidenciado pela ausência, nos metaconglomerados, de seixos de rochas alheias ao sítio deposicional e adjacências, visto que veios de quartzo e rochas vulcânicas ácidas são encontradas no embasamento da região de Gouveia e Leste do Córrego do Pasmal (Schöll & Fogaça, inédito) e ainda em Cuiabá-Caxambu (Almeida Abreu & Pinho, 1982).

III.2. DISTRITO DIAMANTÍFERO DE EXTRAÇÃO

Neste distrito, situado cerca de 18km a E-SE de Sopa-Guinda, também predominam os quartzitos e metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho.

Alvarenga (1982) subdividiu informalmente esta sequência, na região de Extração, em três unidades: "Unidade Quartzito com lentes de Conglomerado", a mais inferior, composta por quartzitos de granulometria média frequentemente ferruginosos, com lentes e camadas de metaconglomerados monomíticos (predominantes) e polimíticos com seixos de quartzitos, quartzo, filitos e itabiritos, ocorrendo nos níveis superiores (p.ex. lavra da Serrinha). Localmente aparecem intercalações de metassiltitos e quartzitos muito finos. Assentada sobre esta, localmente em discordância erosiva, ocorre a "Unidade Conglomerática", compreendendo metaconglomerados polimíticos (diamantíferos) com matacões e seixos nos primeiros 30 metros e exclusivamente seixos nos 100 metros restantes. Aparecem ainda intercalações de lentes de quartzitos feldspáticos e arcósios, com ocorrência local de lentes de filitos. Constituinte o topo da sequência encontra-se a "Unidade Quartzito Feldspático, com quartzitos de granulometria média e teores variados de feldspatos (microclina e plagioclá-

sio), passando a metarcósios finos.

Este autor propõe ainda, a correlação da "Unidade com lentes de Conglomerado" com os níveis "D" e "E" da região de Sopa-Guinda, e também, da "Unidade Conglomerática" e "Unidade Quartzito feldspático" com o Membro Campo Sampaio.

Nogueira e Felinto (orient. por Almeida Abreu, 1982) admitem a subdivisão estratigráfica proposta por Alvarenga (op.cit.), entretanto, não consideram os espessos pacotes de metaconglomerado da lavra da Serrinha e adjacências como pertencentes à unidade inferior, observando que os principais corpos de metaconglomerados da área acham-se na forma de "diques clásticos" (Figuras 3,4,7 e 8) encaixados nos quartzitos da unidade inferior (p.ex. lavras da Serrinha e Boa Vista).

O início da sedimentação dos metaconglomerados é consequência da emersão de um importante "alto estrutural" na região de Extração (Figuras 3,9 e 10). A movimentação de blocos naquele período, foi realmente notável e determinou a abertura de fraturas nas porções em que já havia cobertura arenítica, que canalizaram a sedimentação grosseira inicial, alojando espessos pacotes de cascalho com seixos, calhaus, blocos e até matacões (p.ex. lavras do Cafundó e Cavalão Morto) sob a forma de diques.

Os contatos inferiores destas estruturas são muito irregulares (erosivos) e os laterais discordantes e subverticais (Figuras 7 e 8). Suas espessuras variam de 10 a 30 metros e da base para o topo, há um decréscimo no tamanho dos elementos do arcabouço.

Posteriormente, com a diminuição da intensidade dos movimentos crustais, as fendas e fraturas foram completamente preenchidas e os depósitos de cascalho adquirem a forma de camadas numa extensa área a leste, sudeste e nordeste do "alto estrutural" (Fig. 3).

A atividade das falhas durante a sedimentação foi responsável também pelo desenvolvimento de uma extensa estrutura de colapso (sinclinal), com eixo orientado E-W (Fig. 3). Esta estrutura é ortogonalmente discordante das dobras tectônicas moldadas no Supergrupo Espinhaço e não mostra desenvolvimento de clivagem plano-axial. Ao longo do seu eixo, são comuns flexuras com clivagem plano-axial, nas mesmas atitudes das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço em outras regiões (p. ex. São João da Chapada, Almeida Abreu, 1981).

A dinâmica dos blocos foi igualmente responsável pela compartimentação de ambientes e justaposição de unidades litológicas durante a sedimentação, o que dificulta a observação da continuidade das unidades litoestratigráficas.

A sudeste da lavra do Cavalão Morto ocorrem filitos, quartzitos finos e metabrecha quartzítica sobre os metaconglomerados. Esta sequência indubitavelmente pertence ao Membro Campo Sampaio (Fogaça & Almeida Abreu, 1982), o que contraria a correlação proposta por Alvarenga (1982) entre este membro e a "Unidade Conglomerática". Esta última correlação também é impossibilitada pelos diferentes ambientes de cada sequência, já que o Membro Campo Sampaio depositou-se em ambiente de planície de maré (Fogaça & Almeida Abreu, op.cit.) ou em facies de topo de ambientes deltaicos (Almeida Abreu, em prep.), sob regime de calma tectônica, em contraste com a forte atividade crustal que impôs a sedimentação dos metaconglomerados.

Por outro lado, existem maiores evidências para a correlação daquele membro com a "Unidade Quartzito Feldspático" (Fig. 4), uma vez que os filitos e metabrechas do primeiro interdigitam-se com a porção inferior do segundo, na região da lavra do Cavalão Morto. Além disso, a unidade de topo da Formação Sopa-Brumadinho em Extração, está sobreposta à sequência clástica grosseira da mesma formação e é recoberta pelos sedimentos finos da Formação Galho do Miguel, de modo similar ao que acontece com o Membro Campo Sampaio (Fogaça & Almeida Abreu, op.cit.) em suas áreas de ocorrência.

As estruturas sedimentares nas unidades quartzíticas deste distrito são muito comuns, predominando entre elas, as estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. Eventualmente encontram-se marcas onduladas assimétricas, às vezes de interferência, (p.ex. a 500m a SW de Bom-Sucesso). Nesta mesma localidade aparecem pequenos diques de areia (5 a

10 cm de comprimento) em metassiltitos. Este conjunto de estruturas indica sedimentação rápida em águas bastante rasas.

As direções de paleocorrentes dos quartzitos imediatamente abaixo da sequência metaconglomerática mostram um forte máximo para E-SE e uma ligeira dispersão dentro dos quadrantes leste, já indicando um virtual alto estrutural (Figuras 3 e 4). Quando de sua real e efetiva emergência, motivou a sedimentação dos metaconglomerados e forneceu, para eles, seixos de itabiritos, fuchsite quartzitos, quartzo de veio, feldspatos e diamantes. A erosão do alto estrutural acompanhada da estabilização crustal determina um regime de sedimentação em águas rasas, sob influência de correntes marinhas e de marés, o que é demonstrado pelas paleocorrentes dos quartzitos feldspáticos, imediatamente acima da sequência metaconglomerática (Fig. 4). A unidade sobrejacente, Formação Galho do Miguel, também mostra sedimentação em águas rasas, indicada pela laminação fina e estratificação cruzada do tipo espinha de peixe, nos quartzitos.

IV. O ESTUDO DOS MINERAIS PESADOS

Os minerais pesados que acompanham o diamante da Serra do Espinhaço, vêm sendo estudados desde Gorceix (1884), Hussak (1917) e Guimarães (1934).

Estas pesquisas quase sempre foram qualitativas, e eventualmente semi-quantitativas. O material coletado para estudo era obtido do concentrado de lavagem de rios diamantíferos ou do resíduo de lavras nos metaconglomerados. Deste modo, uma boa parte dele era proveniente de rochas sem nenhuma relação com aquelas mineralizadas (metaconglomerado e metabrecha quartzítica), e menos ainda com a rocha matriz do diamante.

Nos últimos anos, foram desenvolvidos estudos sobre os minerais pesados de quartzitos, intercalados nas rochas conglomeráticas mineralizadas (Lima da Costa, 1976, Almeida Abreu, 1979, Schöll & Turinsky, 1980), e da matriz de metaconglomerados e metabrechas diamantíferas (Munhoz, 1981).

Como resultado de todos estes estudos, ficou claro que os verdadeiros satélites do diamante, (Cr-diopsídio, ilmenita-Mg e Piropo), são bastante raros ou supostamente ausentes nas sequências metassedimentares mineralizadas. Deve-se considerar, entretanto, que as quantidades destes minerais, fornecidos para os metassedimentos, foram quase tão pequenas quanto as de diamantes (estimadas em 0,1 quilate/m³ nos metaconglomerados e teores ainda menores nas metabrechas). Em suma, quase 100% do material clástico destas rochas é proveniente do retrabalhamento de unidades da própria bacia, somando-se ainda, uma grande contribuição de rochas granito-gnáissicas (Schöll & Turinsky, op.cit.) e de outras rochas aflorantes na porção continental marginal da "Bacia Espinhaço". Na região de Extração, a fonte deste material corresponde à ilha que emergiu e motivou a sedimentação da sequência metaconglomerática. Cabe salientar que a composição dos seixos dos metaconglomerados dos dois distritos são bem diferentes, como também a assembléia de minerais pesados (Munhoz, op.cit.).

É importante observar que os satélites primários do diamante não são, como ele, estáveis em condições de metamorfismo de baixo grau. Assim, o piropo transforma-se em clorita, enquanto que a ilmenita altera-se para hematita e rutilo neste grau de metamorfismo. Quanto ao Cr-diopsídio, deve-se frisar que, mesmo em depósitos recentes de áreas Kimberlíticas raramente é encontrado, face a sua susceptibilidade a alteração.

A clorita aparece com alguma frequência nos metassedimentos estudados e os óxidos de titânio, além de frequentes, são muito abundantes, especialmente na matriz de metaconglomerados do distrito de Extração (Munhoz, 1981). Estes últimos ocorrem principalmente sob a forma de rutilo autigênico e leucoxênio, muitas vezes intercrescidos com hematita. Ilmenitas também são muito comuns.

Em 50 quilos de amostra da matriz de metaconglomerados da Lavra Serrinha, conseguiu-se separar, utilizando Bromofórmio e Separador Magnético Franz, cerca de 0,1 grama de ilmenitas e titano-magnetita, quase sempre mostrando estrutura de exsolução e intercrescimento com

óxidos de titânio. A análise semi-quantitativa, feita com microscópio eletrônico do Centro de Tecnologia Mineral-DNPM-MME (Rio de Janeiro) , mostrou que alguns destes minerais apresentam inclusões de apatita com teores expressivos de ítrio e sílica, sugerindo ser abukmalita, uma variedade da apatita que ocorre comumente em kimberlitos e em suas rochas parentes.

Nos trabalhos realizados com grandes quantidades de material de rios e concentrados das lavras de metaconglomerados, efetuados pelos autores referidos neste texto, sempre foi observada uma quantidade considerável de óxidos de titânio (rutilo, anatásio, leucóxênio), algumas ilmenitas e mais raramente a perovskita, que podem ser minerais provindos de rochas ultramáficas. Deve-se ressaltar que a rocha fonte dos grandes anatásios, encontrados em rios e lavras da região, ainda não é conhecida. Considere-se ainda, o fato de que o mais estável óxido de titânio em condições de metamorfismo de baixo grau é o rutilo e não o anatásio, conforme, demonstra a parámofose do segundo para o primeiro, descrita por Hussak (1917) e Guimarães (1934).

IV. CONCLUSÕES

A caracterização dos sistemas deposicionais e a reconstituição do mosaico paleogeográfico das regiões estudadas permite a indicação das áreas fontes primárias dos diamantes nos distritos analisados.

Em Extração, a distribuição dos litotipos e as direções de paleocorrentes delimitam o alto estrutural, conforme exposto na Figura 3. Este contorno também é comprovado pela distribuição subradial dos diques clásticos de metaconglomerados em volta das frentes de arrebentação criadas pelo alto.

Já no distrito de Sopa-Guinda, a forma afunilada dos leques das frentes deltaicas, dirigidas de leste para oeste, até a lavra dos Caldeões, sugerem que os depósitos desta constituam o leque mais proximal, localizado a poucas dezenas ou centenas de metros da área continental. Isto também é confirmado pelos limites mais ocidentais do citado distrito, alinhados na direção N-S com a região de Gouveia, considerada por Scholl (1980) como limite oeste das formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho. Esta observação também é confirmada por Fogaça e Almeida Abreu (op.cit.).

Quanto às rochas primárias do diamante, as pesquisas de Svisero (1978,1980) comprovam serem estas, ultramáficas de filiação kimberlítica. Também os trabalhos mais minuciosos e específicos a respeito dos minerais pesados, sob uma análise crítica e criteriosa, confirmam este tipo de rocha matriz. A partir disso, e considerando a ambiência tectônica, forma de jazimento e características químico-petrográficas incompatíveis dos filitos hematíticos e xistos verdes com rochas ultramáficas, a possibilidade das primeiras serem as rocha-fonte dos diamantes da Serra do Espinhaço fica, portanto, descartada.

A delimitação da área-fonte do Distrito de Extração pode ser feita facilmente por métodos geofísicos, com consequente determinação dos corpos ultramáficos. Para o Distrito de Sopa-Guinda isto parece inviável, face ao espesso pacote de quartzitos da Formação Galho do Miguel que recobre a região. Parece mais fácil a prospecção nas áreas fontes do Distrito Diamantífero de Datas (provavelmente de ambiência idêntica a Sopa-Guinda) pois o embasamento aflora extensivamente, poucos quilômetros a oeste.

Finalmente, cabe ressaltar, que os kimberlitos, fonte dos diamantes da Serra do Espinhaço Meridional, são provavelmente de uma fase pré-"rift" à "Bacia Espinhaço" e que ocorreram dois eventos magmáticos posteriores sobre a região: Filitos hematíticos-xistos verdes sinsedimentares e Metabásicas tardi-tectônicas. Desta forma, é possível que os kimberlitos encontrem-se parcial ou totalmente envolvidos por estas últimas, sob a forma de "grandes xenólitos".

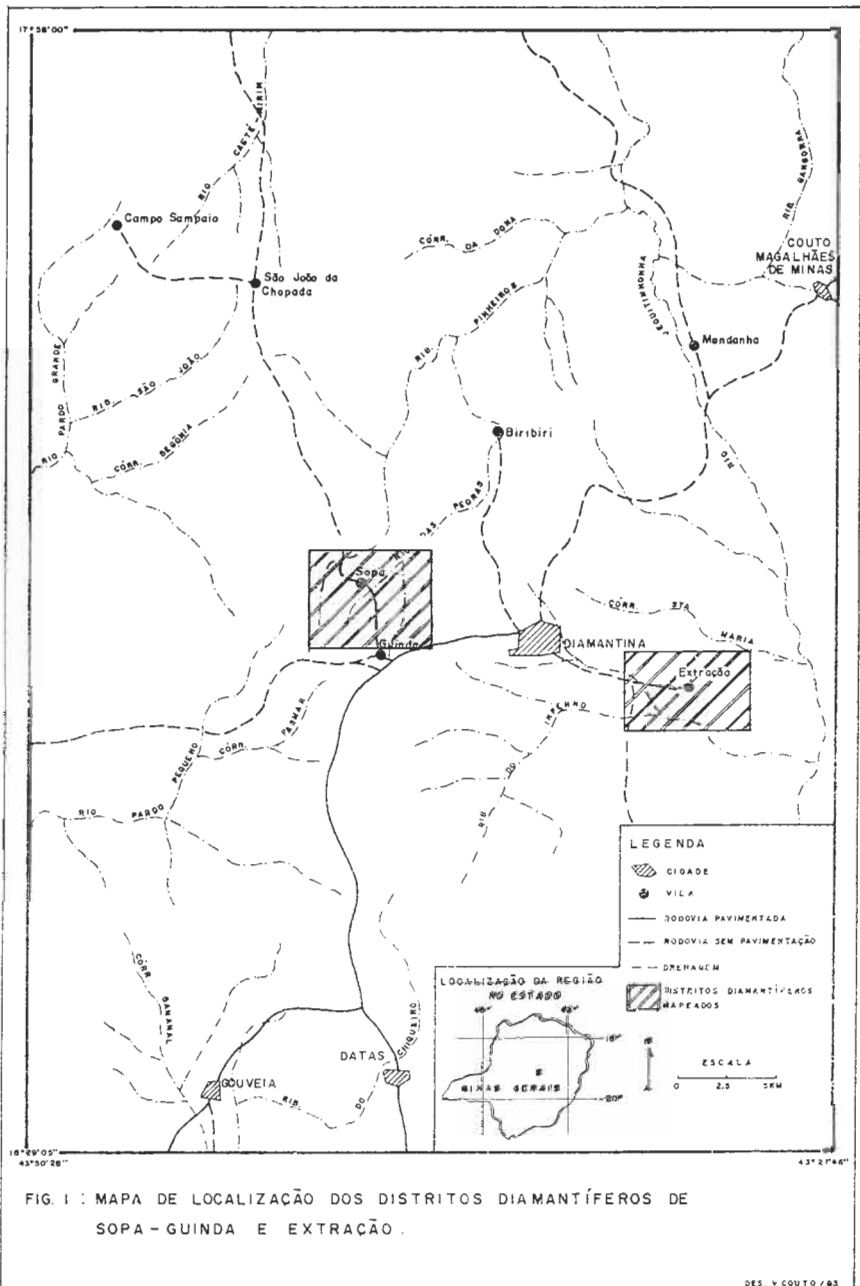
V. AGRADECIMENTOS

Expressamos nossos agradecimentos ao Centro de Geologia Eschwege e CNPq (Processo 40.0638/82) pelo apoio logístico-financeiro. Ao Dr. Hans Schorsch, prof. USP, pelas críticas e sugestões ao longo do trabalho. Ao colega Pedro Aurélio Cordeiro, geol. do CETEM, pelo apoio prestado na separação e análise de minerais. Aos graduandos Jorge L.Q. Nogueira, J. Iran P. Felinto, M. Cristina M. Dias e José Carlos S. Marques pelo apoio dado durante os trabalhos de campo. Aos colegas Marco Aurélio C. Freitas e L. Guilherme Knauer, este do C.G.E., pela revisão crítica dos textos. Aos estudantes das diversas universidades brasileiras que participaram das etapas de campo deste trabalho. A todos nossos sinceros agradecimentos.

VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA ABREU, P.A. - 1978 - Contribuição à estratigrafia e sedimentologia da Cordilheira do Espinhaço, região de Diamantina, Minas Gerais. Rel. int. Instituto Eschwege 20 pp.
- ALEMIDA ABREU, P.A. - 1981 - Geologia da Quadrícula São João da Chapada. Proj. Map. Espinhaço Meridional, Conv. DNPM/CPRM/UFMG/FUNDEP, Rel. Int. Diamantina
- ALVARENGA, C.J. de S. - 1932 - Comportamento Estratigráfico da Formação Sopa-Brumadinho no Distrito Diamantífero de Extração (Diamantina-MG). Anais do XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, 1982, 1: 168-176.
- BARBOSA, O. - 1951 - Contribuição à origem do diamante em Diamantina, Estado de Minas Gerais. DNPM, Div. Geol. Min. Bol. 136, 36 pp.
- BERTRAND, - 1878 - In GULMARÃES (1934).
- BOUTAN, E. - 1885 - Le diamant. Encyclop. Chimique de Fremy, II: 122-150, Paris.
- BROGNIART, - 1826 - In GULMARÃES (1934). "
- CORRENS, L.W. - 1932 - Über Diamantlagerstätten des hochlands von Diamantina, Minas Gerais, Brasilien. Zeitschr. prakt. Geol., 40Jg., 22/32: 161-166, Halle.
- DAMOUR, A. - 1853 - Areias diamantíferas da Bahia. Bull. de la Soc. Philomatique, Paris.
- DERBY, O.A. - 1879 - Observações sobre algumas rochas diamantíferas de Minas Gerais. Arch. Museu Nac. IV: 121-132.
- DERBY, O.A. - 1882 - Modes of occurrence of the diamond in Brazil. Am. Jour. of Science, Ser. 3, XXIV: 34-42.
- DERBY, O.A. - 1887 - The genesis of diamond. Science, IX: 57-58, New York.
- DERBY, O.A. - 1898 - Brasilien evidence on the genesis of diamond. Jour. of Geol., VI: 121-146.
- DERBY, O.A. - 1905 - The geology of the diamond and carbonados washings of Bahia, Brasil. Econ. Geology. 1: 134-142.
- DRAPER, D. - 1920 - The high level diamond-bearing breccias of Diamantina, Brazil. Transact. Geol. Soc. S. Afr., XXIII: 43-51.
- DRAPER, D. - 1923 - Additional evidence regarding the origin of the high level diamond-bearing breccias of Diamantina, Brazil. Transact. Geol. Soc. S. Afr., 26: 7-12.
- ESCHWEGE, W.L.v. - 1833 - Pluto Brasiliensis. Comp. Ed. Nac., São Paulo, 466 pp.
- FOGAÇA, A.C.C. e ALMEIDA ABREU, P.A. - 1982 - Depósitos de planícies de marés na Formação Sopa-Brumadinho (Proterozóico Inferior), Cordilheira do Espinhaço, Estado de Minas Gerais, Brasil. V Cong. Latino-Am. de Geol., Argentina, 1982. Actas, II: 373-388.
- GORCEIX, H. - 1880 - Sur les gisements du diamant au Brésil. Bull. Soc. Min. de France, 2: 36-38.
- GORCEIX, H. - 1881 - Sur les Gites diamantíferes du centre de la province de Minas Geraes - (Brésil). Bull. Soc. Geol. France, 3 (10): 134-135.
- GORCEIX, H. - 1882 - Sur les gisements du diamant au Brésil. Bull. Soc. Min. de France, V: 9-13.
- GORCEIX, H. - 1887 - Sur le gisement de diamants de Cocaes, province de Minas Geraes (Brésil). Compt. Rend. Acad. Sci., 5: 1139-1141.
- GUIMARÃES, D. - 1927 - O diamante no Estado de Minas Gerais. DNPM, Serv. Geol. Min., 23: 3-46.
- GUIMARÃES, D. - 1931 - Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais. DNPM, Serv. Geol. Min., 55: 3-36.
- GUIMARÃES, D. - 1934 - A margem de "Os satélites do diamante". DNPM, Serv. Geol. Geogr., Minas Gerais, Mon. 2, 58 pp.
- HUSSAK, E. - 1891 - Mineralogische Notizen aus Brasilien (Brookit, Cassiterit, Monazit, u. Xenotim aus diamantf. Souden, Brasilien). Tschermak Min., n. Petr. Mitth. Wien. XII: 357-375.

- HUSSAK, E. - 1917 - Os satélites do diamante. Serv. Geol. Min. Brasil, Tip. Jornal do Comércio. Rio de Janeiro, 59 pp.
- LIMA DA COSTA, M. - 1976 - Dados sobre a estratigrafia, sedimentologia e minerais pesados da Formação Sopa-Brumadinho, na região de Diamantina, MG. Rel. int. Inst. Eschwege, 58 pp.
- MORAES, L.J.de e GUIMARÃES, D. - 1929 - Estudos sobre a rocha matriz do Diamante. DNPM, Serv. Geol. Min. Rel. Ann. Dir. 1928: 171-174.
- MORAES, L.J.de - 1929 - Relatório de Atividades 1928. DNPM, Serv. Geol. Min. Rel. Ann. Dir. 1928: 29-34.
- MORAES, L.J.de - 1934 - Depósitos diamantíferos do norte de Minas Gerais. DNPM, SFP, 3, 77 pp.
- MORAES, L.J.de e GUIMARÃES, D. - 1930 - Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Cienc. 2: 153-186.
- MORAES, L.J.de et al. - 1937 - Geologia Econômica do norte de Minas Gerais. DNPM, SFP, 19, 191 pp.
- MUNHOZ, D.T.V. - 1931 - Estudo dos minerais pesados presentes na matriz dos metaconglomerados e metabrechas da Formação Sopa-Brumadinho na região de Diamantina. Rel. Interno, Min. Tejuca, 43 pp. Belo Horizonte.
- NOGUEIRA, J.L.Q. e FELINTO, J.I.P. - 1982 - Mapeamento Geológico do Distrito Diamantífero de Extração. UFMG/CGE/UNIFOR/CNPq., Relat. grad. orient. P.A. Almeida Abreu, Diamantina.
- PFLUG, R. - 1965 - A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DNPM. Div. Geol. Min., 226, 51 pp.
- PFLUG, R. - 1968 - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM, Div. Geol. Min. Not. Prel. Estud., 142, 20 pp.
- SCHÖLL, W.U. - 1980 - Estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia na região de Diamantina, Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 51: 223-240, Munster.
- SCHÖLL, W.U. e FOGAÇA, A.C.C. - 1979 - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). I Simpósio Geol. de Minas Gerais, Diamantina 1979, SBG Bol. 1: 55-73
- SCHÖLL, W.U. e FOGAÇA, A.C.C. - 1981 - Mapeamento Geológico das Quadrículas de Guinda e Couveia. Proj. Map. Geol. Espinhaço Meridional, Rel. inéd. C.G. Eschwege, Diamantina.
- SCHÖLL, W.U. e TURINSKY, F. - 1980 - O espectro dos minerais pesados nas seqüências quartzíticas pré-cambrianas na parte sul da Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 51: 257-278, Munster.
- SVISERO, D.P. - 1978 - Composição química, origem e significado geológico de inclusões minerais de diamantes do Brasil. Tese Liv. Doc., IG-USP, São Paulo, 165 pp.
- SVISERO, D.P. - 1980 - Inclusões minerais de diamantes brasileiros. An. XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriú, 1980. 4: 2313-2324; 2339-2340-2352.



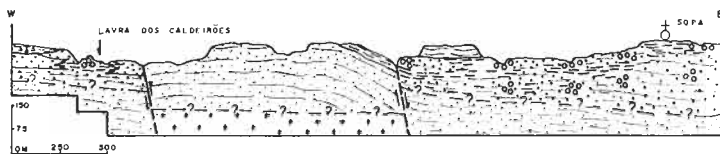








FIG. 5 : SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA EXPONDO AS RELAÇÕES ESPACIAIS ENTRE A FORMAÇÃO SÃO JOÃO DA CHAPADA E UNIDADES SOBRECARENTES. OBSERVA-SE AS 'FALHAS DE CRESCIMENTO' E AS VARIÇÕES FACIAIS DA FORMAÇÃO SOPA - BRUMADINHO.

FORMAÇÃO	MEMBRO	LITOLOGIAS E SIMBOLOGIAS
GALHO DO MIQUEL		 QUARTZITOS FINOS
SOPA - BRUMADINHO	CAMPO SAMPAIO	 FILITOS, METASSILTITOS, META-BRECHA QUARTZÍTICA, QUARTZITOS FINOS.
	NIVEIS "E" E "E"	 QUARTZITOS FINOS A GROSSEIROS, FILITOS AS VEZES QUARTZOSOS E FILITOS GRAFITOSOS.  METACONGOMERADO POLILIMITICO.
SÃO JOÃO DA CHAPADA	NIVEL "E"	 QUARTZITOS FINOS A GROSSEIROS, AS VEZES COM NIVEIS DELGADOS DE FILITOS.
EMBASAMENTO		 QUARTZITOS, GNEISSOS, GRANITOS

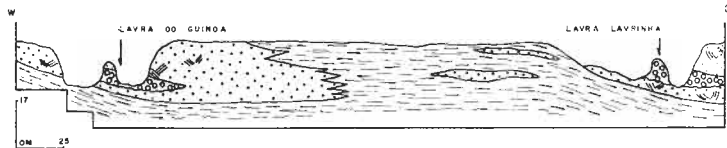


FIG. 6 : SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DEMONSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE AS LITOLOGIAS DA FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO.

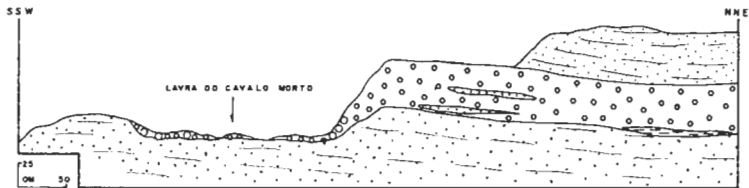


FIG. 7 : PERFIL ESQUEMÁTICO MOSTRANDO A RELAÇÃO DOS METACONGLOMERADOS DA FM. SOPA-BRUMADINHO, (DISTRITO DE EXTRAÇÃO) COM OS QUARTZITOS DA MESMA UNIDADE, NA REGIÃO DA LAVRA. OS METACONGLOMERADOS ASSUMEM A FORMA DE DIQUE CLÁSTICO PASSANDO A ESTRATIFORME.

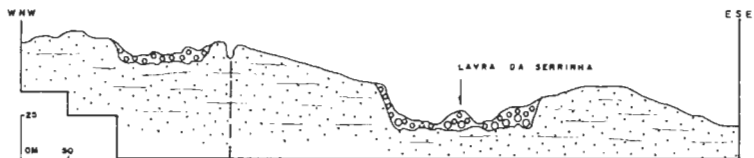


FIG. 8 : SEÇÃO ESQUEMÁTICA DE DETALHE DA LAVRA DA SERRINHA ONDE OBSERVA-SE O CORPO DE METACONGLOMERADO SOB A FORMA DE DIQUE CLÁSTICO OS CONTATOS INFERIORES SÃO EROSIVOS. A GRANULOMETRIA DESCRESCER DA BASE PARA O TOPO.




FORMAÇÃO	QUARTZITOS FINOS A GROSSEIROS às VEZES FELSPÁTICOS.
SOPA-	METACONGLOMERADO GERALMENTE POLIMITÍCO, COM MATRIZ FELTÍCO-ARENOSA. SEIÇOS (O O O) — BLOCOS E MATAGÕES(OOO)
BRUMADINHO	QUARTZITOS FINOS A GROSSEIROS/, FILITOS QUARTZOSOS



FIG. 9 : PERFIL GEOLÓGICO MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE O EMBASAMENTO E AS UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS DO DISTRITO DE EXTRACÇÃO.



FIG. 10 : SECÇÃO GEOLÓGICA MOSTRANDO O DOMÍNIO E LIMITES DO ALTO ESTRUTURAL DO "TEMPO DA SEDIMENTAÇÃO" NOS METACONGLOMERADOS DO DISTRITO DE EXTRACÇÃO.

PM. SOPA-BRUMADINHO	 QUARTZITOS FELSPÁTICOS / METACONGLOMERADOS POLÍMITICOS / QUARTZITOS FINS A GROSSEIROS.
PM. S. JOÃO DA CHAPADA	 QUARTZITOS
EMBASCAMENTO	 QUARTZITOS, XISTOS E GRANITOS

PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA PARA NÍQUEL E COBRE NA REGIÃO NO BAIXO
SANTA MARIA, MUNICÍPIOS DE IPANEMA E PROCRAE, MINAS GERAIS

Nelson Angeli

Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais da UNESP - Rio Claro, SP.

Paulo Milton Barbosa Landim

Departamento de Geologia Geral e Aplicada da UNESP - Rio Claro, SP.

Renato Alves

Harmi Takiya

Bolsistas da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, SP.

ABSTRACT

A series of serpentized, nickel-bearing mafic-ultramafic bodies are encountered in greater part of eastern Minas Gerais State. These bodies are set in litologic units in which gneisses and migmatites belonging to the Paraíba Group predominate. In Baixo Santa Maria region occur serpentized harzburgites that present an average nickel content of 1.5%, and reserves of the order of 4.3 million tons. Based in field relations obtained during the geological mapping, that was made simultaneously to the geochemical prospection it could be inferred that these rocks were affected by tectonic-metamorphic events related to the Trans-Amazonic Cycle, which allows one to assign them to Lower Proterozoic or even to the Archean. The Ni data obtained from semi-detailed, stream sediment geochemical prospection for this area were subjected to the statistical method of trend surface analysis. The results of this analysis allow the demarcation of a mineralized body, northward. In relation to Cu, the values do not exceed the limits of local background values.

INTRODUÇÃO

O objetivo principal deste trabalho prospectivo, por geoquímica de sedimentos de corrente, que foi realizado juntamente com uma campanha de prospecção geofísica por magnetometria (em escala semelhante de 1:25 000), foi o de delimitar os corpos máfico-ultramáficos mineralizados, bem como se certificar da existência de outras concentrações minerais em áreas adjacentes.

A região pesquisada, Baixo Santa Maria, localiza-se na porção leste do Estado de Minas Gerais, próximo da divisa dos municípios de Procrae, Ipanema e Inhapim. Compreende uma superfície retangular de 85 km², sendo limitada pelas coordenadas 19°35' e 19°41'30" de Latitude Sul e 41°41'30" e 41°40'3" de Longitude Oeste. A região estudada e prospectada abrangeu toda a Folha Ipanema (SE-24-Y-C-IV, IBGE, 1979), muito embora os resultados aqui apresentados só se refiram à área do Baixo Santa Maria (Figura 1).

O principal acesso à área é feito pela rodovia BR-116 e a partir daí por estradas estaduais não pavimentadas, como por exemplo a MG-111, que liga Manhuaçu a Aimorés, ou a estrada que liga Caratinga a Ipanema. A rede de drenagem local faz parte da bacia hidrográfica do Rio Doce, estando representada principalmente pelo Rio Manhuaçu.

A metodologia empregada nesta pesquisa constou de interpretação-fotogeológica e reconhecimento geológico, o qual foi realizado conjuntamente com uma campanha de prospecção geofísica. Com isso foram localizados alguns corpos mineralizados, bem como se pode definir certos controles geológicos importantes para sua prospecção. Em função dos resul

tados obtidos e das dimensões dos corpos optou-se para a realização de uma campanha de prospecção geoquímica de semi-detelhe de sedimentos de corrente, bem como o mapeamento geológico de toda Folha Ipanema. Desta forma pode-se localizar vários outros corpos mineralizados em níquel, através de análises químicas (com dosagens para Ni, Cu, Cr e Co) e de observações de campo. O corpo aqui estudado, Santa Maria, é um dos corpos com maiores dimensões, e para sua pesquisa foram empregados os parâmetros definidos por uma campanha de prospecção geoquímica orientada realizada no corpo Santa Cruz, localizado ao Sul da área estudada, conforme indicado na Figura 1.

Todo este trabalho foi desenvolvido durante o segundo semestre de 1974, todo o ano de 1975 e o primeiro semestre de 1976. Mais tarde, em 1977 foi realizado um mapeamento geológico objetivando definir as relações de campo entre as rochas ultramáficas e suas encaixantes, como também reconhecer as fases de migmatização, deformação e metamorfismo que atuaram na área, além de se correlacionar as fases de deformação e metamorfismo. Em 1979 foi realizado um estudo petrográfico e petrológico, principalmente em Santa Cruz e Santa Maria, visando de terminar a paragenese do minério, a natureza da rocha mãe e os processos aos quais foram submetidas as rochas ultramáficas. Finalmente os dados geoquímicos para Ni e Cu foram submetidos à técnica estatística da análise de superfícies de tendência, a qual mostrou resultados bastante satisfatórios.

GEOLOGIA

Os grandes elementos estruturais da região leste do Estado de Minas Gerais foram primeiramente definidos por Rosier (1965), sendo que a área pesquisada se encontra representada pelos metamorfitos correspondentes à evolução de uma antiga faixa geossinclinal, que foram enquadrados na Série Paraíba-Desengano. No modelo proposto por Almeida et alii (1973), a área acha-se localizada na extremidade setentrional da Faixa de Dobramentos Paraíba, que por sua vez foi englobada na Província Estrutural Mantiqueira (Almeida et alii, 1977). Com a elaboração do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (escala de 1:400 000), as rochas pertencentes à Série Paraíba Desengano passam a pertencer ao Grupo Paraíba.

Como resultado do presente mapeamento geológico observou-se que a área foi submetida à várias fases de deformação e metamorfismo, sendo que a tendência regional dos principais lineamentos está voltada para o NNE. Três fases de deformação podem ser observadas localmente, sendo que a primeira gerou uma foliação plano axial (dobramento isoclinal, observado principalmente nos biotita gnaisses), que tem orientação NW. Uma segunda fase de deformação gerou também foliação plano axial com direção NE, sendo que localmente pode-se observar transposição. Uma terceira fase está relacionada ao dobramento desta foliação (dobramento harmônico e aberto). Como eventos finais ocorrem falhamentos que geraram milonitos e blastomilonitos como no caso da falha que passa pelo Córrego de Santa Constância.

Dois eventos metamórficos são facilmente reconhecidos na área estudada. O primeiro deles corresponde a uma fase de metamorfismo de médio a alto grau, na fácies do anfibolito alto e até mesmo do granulito (Rodrigues et alii., 1980). Fenômenos de serpentinização, esteatização e cloritização, como também sericitização estão relacionados a uma segunda fase de metamorfismo, que afetou principalmente as rochas ultramáficas (Angeli e Rodrigues, 1980).

As principais unidades litológicas existentes são gnaisses (biotita gnaisses e biotita hornblenda gnaisses principalmente), metaquartzitos, granitóides (anateixitos, muitas vezes com melanossoma diorítico ou quartzo diorítico), intrusivos ultrabásicos (com predomínio de dunitos e harzburgitos serpentinizados), anfibolitos (sob a forma de lentes), granitos intrusivos (brasilianos) e aluviões (quaternários).

Nas rochas ultramáficas pode-se observar uma terceira fase de

metamorfismo, que além de gerar novas serpentinas, provocou a formação de cloritas secundárias. Estudos petrográficos dos serpentinitos indicam que a rocha original pertence à família dos dunitos e peridotitos (harzburgitos), muito embora termos mais básicos, tais como piroxenitos e gabros também são encontrados. Análises por Difração de Raios X e Análise Termo Diferencial permitiram a identificação de duas variedades de serpentina: antigorita e em pequenas porcentagens crisotila (Rodrigues et alii., 1980). Pequenos veios de talco no interior do corpo ultramáfico, bem como rolados próximos do mesmo são encontrados comumente, e pertencem à variedade da querolita, muito embora termos mais niquelíferos também sejam encontrados (pimelita). Estes veios se associam principalmente às zonas mais piroxeníticas. Grandes cristais de tremolita (maiores que 3cm) são encontrados nos serpentinitos e devem ser correlacionar à primeira fase de metamorfismo regional. Tudo vem indicando que Santa Maria seja um pequeno corpo intrusivo diferenciado "in situ", que sofreu metamorfismo de médio a alto grau, que afetou unidades pertencentes ao domínio cratônico, o que permite atribuir uma idade proterozóica (Proterozóico Inferior) ou mesmo arqueana. (Figura 2).

METODOLOGIA

O comportamento de variações em área de variáveis mapeáveis, como é o caso das Análises Geoquímicas, pode ser mostrado em mapas com os valores se distribuindo segundo curvas de mesma ordem. Tais mapas, mostrando curvas de isovalores dos elementos considerados fornecem importantes informações geológicas. Em algumas situações, porém, os padrões de variações não se mostram muito claros devido a flutuações locais ou valores anômalos e então o método da "análise de superfícies de tendência" deve ser usado para evidenciar tal comportamento. Segundo este procedimento tenta-se definir além das grandes e sistemáticas mudanças existentes na área, ou seja, o "background", aquelas pequenas, aparentemente não ordenadas flutuações que se impõem aos padrões mais gerais, isto é, as anomalias geoquímicas sejam elas positivas ou negativas.

Se as coordenadas dos pontos de amostragem são determinadas a partir de uma grade regular em que os intervalos são uniformes segundo cada uma das direções, e se existe a hipótese de que a variação da variável sob estudo ocorre segundo um padrão cíclico, então o "modelo de Fourier" pode ser aplicado. Se as observações, porém, não obedecem a uma periodicidade e são coletadas segundo uma grade regular é possível identificar a tendência dos dados a partir de polinômios ortogonais. As observações estando, porém, irregularmente distribuídas pela área, que é o que usualmente acontece em Geologia, o recurso usado é o de métodos dos polinômios não ortogonais tentando encaixar a principal superfície linear aos dados, em seguida uma quadrática e assim por diante. O método usual para o ajustamento aos dados é o do modelo linear geral dos quadrados mínimos, segundo

$$z(x_i, y_i) = A_0 + A_1 x_i + A_2 y_i + A_3 x_i^2 + A_4 x_i y_i + A_5 y_i^2 + \dots + e(x_i, y_i),$$

onde z é a variável mapeada em função das coordenadas x_i e y_i e

$e(x_i, y_i)$ representa os resíduos, ou seja, a fonte não sistemática de variação.

A representação de uma superfície linear, por exemplo, é dada por:

$z(x_i, y_i) = A_0 + A_1x_i + A_2y_i + e$, sendo os coeficientes a_i determinados segundo:

$$\begin{pmatrix} A_0 \\ A_1 \\ A_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} n & \sum x_i & \sum y_i \\ \sum x_i & \sum x_i^2 & \sum x_i y_i \\ \sum y_i & \sum x_i y_i & \sum y_i^2 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} \sum z_i \\ \sum x_i z_i \\ \sum y_i z_i \end{pmatrix}$$

A superfície quadrática é representada por

$z(x_i, y_i) = b_0 + b_1x_i + b_2y_i + b_3x_i^2 + b_4x_1y_i + b_5y_i^2 + e$, e assim por diante.

Sendo computadas a soma de quadrados da variável dependente; a soma de quadrados devido à superfície polinomial e a soma de quadrados dos resíduos pode-se obter uma informação sobre a porcentagem de ajuste da superfície de tendência através da razão (SQP/SQT) 100.

$$\text{variação total} = \text{SQT} = y^2 - \frac{(\sum Y)^2}{n}$$

$$\text{variação devido à superfície calculada: SQP} = \sum \bar{y}^2 - \frac{(\sum \bar{y})^2}{n}$$

RESULTADOS

Aplicou-se aos dados geoquímicos de corrente para os elementos Ni e Cu a técnica estatística da análise de superfície de tendência.

Como resultado da análise de 1º grau, pode-se notar uma superfície com direção N, e uma diminuição de valores, isto é, mergulho para W para o elemento Cu. Observando-se o mapa para a superfície de 2º grau, conclui-se para este mesmo elemento, uma tendência de aumento dos valores tanto para NW, como para SE (Figuras 3 e 4).

Os mapas de resíduos, tanto para 1º como 2º graus, indicam zonas com anomalias positivas a W e a E, localizando-se no extremo SE os maiores valores positivos, conforme pode-se observar na Figura 5.

Para o Ni a superfície de 1º grau encontrada tem direção NE e mergulho SE. A superfície de 2º grau revela um sensível aumento para NNE (Figuras 6 e 7). Os respectivos mapas de resíduos indicam uma concentrada anomalia de forma elíptica a norte da área, com direção N20E (Figura 8).

CONCLUSÕES

Com um exame nos mapas obtidos pode-se observar que existe uma perfeita concordância com a geologia da área estudada. Além disto é importante ressaltar que para a Análise de Superfície de Tendência foram utilizados apenas metade dos pontos plotados, uma vez que após vários testes concluiu-se que usando apenas 50% dos pontos de amostragem, os resultados obtidos mantinham-se praticamente inalterados. Desta forma uma campanha de prospecção geoquímica com custos e prazos reduzidos pela metade poderia ser realizada com grande eficiência. Para tanto o programa prospectivo deveria ser executado com distribuição estatística dos pontos de coleta das amostras de sedimento de corrente.

Pode-se notar no mapa de resíduo para cobre, que o mesmo possui grande correlação com o níquel, porém nas porções central e sudeste da área o mesmo não se sucede. A interpretação para tal fato pode ser atribuída a possível fragmento de uma porção mais básica do corpo Santa Maria, ou mesmo a pequenas lentes e/ou intercalações de anfíbolitos

nos gnaisses. Também pode-se concluir que os paragnaiesses (sillimanita biotita gnaisses) que ocorrem na área apresentam muitas vezes concentrações anômalas em cobre. De qualquer forma são áreas que merecem uma prospeção mais detalhada, que poderia ser realizada com geoquímica de solos.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M., AMARAL, G., CORDANI, U.G. and KAWASHITA, K. - 1973-The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. The Ocean Basins and Margins, Vol. 1, Chapter 11:411-446.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. de e FUCK, R.A. - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. Simp. de Geol. do Nordeste, Atas, Campina Grande: 363-391.
- ANGELI, N. e RODRIGUES, E. de P. - 1980 - Pesquisa de níquel em parte da porção centro-leste do Estado de Minas Gerais. Congr. Bras. de Geol., 31º, Anais, Camboriú, 4: 2403-2414.
- DAVIS, J.C. - 1973 - Statistics and Data Analysis in Geology. John Wiley & Sons Inc., New York: 550p.
- NALDRETT, A.J. and CABRI, L.J. - 1976 - Ultramafic and related rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum group elements. Econ.Geol., 71: 1131-1158.
- RODRIGUES, E. de P., COUTINHO, J.M.V., VALARELLI, J.V. e ANGELI, N. - 1980 - Metamorfismo de rochas ultrabásicas de Ipanema, Minas Gerais. Congr. Bras. de Geol. 31º, Anais, Camboriú, 4: 2246 - 2252.
- ROSIER, G.F. - 1965 - Pesquisa geológica na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. DNPM-DGM, Boletim, Rio de Janeiro, 222: 40p.

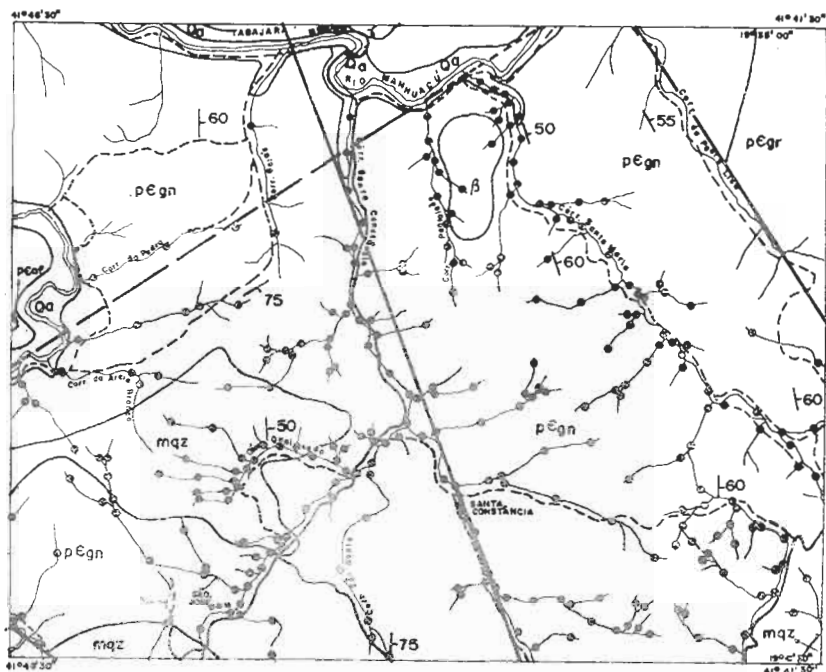


FIGURA 2 - MAPA GEOLÓGICO COM LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM GEOQUÍMICA

- CENOZÓICO
- QUATERNÁRIO
- Qa
alúvies
- PRÉ CAMBRIANO
- γ
granitos intrusivos
- pEgr
granitóides
- gEgn
gnaioses
- mEgn
metaquartzitos
- mbaf
anfíbolitos
- β
ultrabásicos serpentinizados

CONVENÇÕES

- CONTATO GEOLÓGICO
- FALHA VERIFICADA
- FALHA INFERIDA
- 60 ATITUDE DE FOLIAÇÃO
- PONTOS DE AMOSTRAGEM GEOQUÍMICA (SEDIMENTOS DE CORRENTES)
- ESTRADAS MUNICIPAIS
- ESTRADAS SECUNDÁRIAS E CAMINHOS
- ▣ POVOADOS E FAZENDAS
- DRENAGEM
- 0 1 2 Km



MAPA DE RESIDUOS(2) - Cu

```

11                2222      333333333      222
                2222      33333333      2222 2
22      22                22      3  33333 32222 21
2222      222      22      22  334 33333222  1111
22222      22222      2  22      33 22  1  1  1
222222      222222      22222      332222221 111111 11
22222      22222      221  3  2221 111111111
22222222222      22 11      22 222 333 3  11 11111111
2222222      22      2  1 22 33333  100121 111111
22222222222      1  1  2      321  0 1111111  1
2222222      1111  33  3  1100      111111
22222      23  44  3211  0  111111
2222      11  0  44  3  2  11  1
22      1  11  3  3  2 11111  1  1
222 22222  333 3      22321  0
3 22 2222 3333  2 322 222
22  22222      22  00
22      22      22      22 1111  1
2 2222222      111  22 2222  3      22 1111111
2222222222 222 11111  22 222 22 22222  2  2  1
22 222222222 1111 11  2  2 2222222 2223333 2
2  22222      11101 2 33 222222  2      443
222 22      2  11 22333  33
3      2      222  2 33333  3  333  44
2222222 22      1  1      222      333333 33  3
2222222      11 111  1      222  22  3 33333333333
222222      111111      222  22  333333333333      33
    
```

Curva de referencia (2) : 1.48

Intervalo entre curvas: 2.22

Figura 5

PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA DE SOLO NO CINTURÃO VULCANO-
SEDIMENTAR "MORRO DO FERRO", FORTALEZA DE MINAS - MG

Sebastião Gomes de Carvalho
Job Jesus Batista

Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais - UNESP, Rio Claro - SP

ABSTRACT

Near Fortaleza de Minas there occurs a belt of volcano-sedimentary rocks set in basement gneisses of the Barbacena Complex and is thought by Teixeira (1979 a, b) to represent remnants of a greenstone belt.

Considering the economic importance of such sequences the world over, and the frequency with which they occur regionally in the area studied (Carvalho et al. 1982), a geochemical soil prospection was carried out on a map scale of 1:5 000 to estimate possible mineral potential of this area.

Detailed mapping, geochemical investigation and statistical treatment of data obtained show the usefulness of the methods, and help to define Ni, Cu, Co, Cr anomalies in altered rocks on a 1:5 000 scale. The effectiveness of geological and geochemical survey and the positive response thereof demonstrate the need to apply these methods systematically in search of mineralization in sequences similar to those of the area.

INTRODUÇÃO

Nas proximidades da cidade de Fortaleza de Minas (MG) ocorre um cinturão de rochas vulcano-sedimentares implantado em rochas do Complexo Barbacena que foi definido por Teixeira 1979 a, b, como sendo remanescente de um Greenstone belt.

Tendo em vista a importância econômica inerente a estes terrenos no mundo inteiro, e a frequência com que eles ocorrem regionalmente na região ora enfocada, (Carvalho et al, 1982) realizou-se uma geoquímica de solo, na porção mais representativa deste cinturão mapeado em escala 1:5000, visando uma avaliação preliminar do potencial de mineralização destes terrenos.

O mapeamento em pormenor, os métodos geoquímicos e o tratamento estatístico aí realizados mostram-se eficazes, refletindo a alteração das rochas subjacentes e discriminando importantes anomalias de Ni, Cu, Co e Cr, compatíveis com as rochas mapeadas na escala 1:5000. A efetividade do levantamento geológico na discriminação litológica e a resposta positiva obtida no levantamento geoquímico mostra que este método deve ser sistematizado, no caso de pesquisas minerais em seqüências de rochas similares desta região.

ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA

As diferentes litologias presentes nos arredores maiores de Fortaleza de Minas (MG) fig. (1), podem ser reunidas em 3 unidades distintas, a saber

- EMBASAMENTO CRISTALINO

A mais antiga e de idade arqueana encerra rochas de alto grau metamórfico, contendo diferentes tipos de granulitos, gnaiesses, migmatitos, anaxetitos, anfíbolitos e granitoides diversos. Essa unidade tem recebido diferentes designações pelos diferentes autores que atuaram na área, tais como, Complexo Pré-Cambriano Indiviso; Complexo Campos Gerais, Embasamento Cristalino e mais frequentemente de Grupo Barbacena.

- SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR MORRO DO FERRO

Esta unidade também de idade arqueana, foi definida por Teixeira (op. cit.), como sendo uma estrutura do tipo greenstone - belt que se desenvolveu sobre rochas do Complexo Barbacena, sendo constituída por 3 unidades menores como segue:

- Unidade Morro do Níquel (basal) representada por um vulcanismo ultrabásico de composição komatiítica, com intercalações de metassedimentos.
- Unidade Córrego Salvador (intermediária) com vulcanismo básico e intercalações de metassedimentos.
- Unidade Morro do Ferro (superior) predominantemente sedimentar.

Esta subdivisão foi modificada por Carvalho (1983), que manteve a unidade basal "Morro do Níquel" e suprimiu a "Unidade Córrego do Salvador", por entender que esta assembléia litológica tanto é estrutural como petrograficamente, é parte integrante da "Unidade Morro do Ferro".

A Fig. (2) mostra a estratigrafia na área, bem como dá uma idéia dos principais tipos litológicos na área.

Dentro deste contexto a área prospectada se localiza na "Unidade Morro do Níquel", conforme mostra a fig. (1).

- GRUPO ARAXÁ

Recobrimo discordantemente as unidades anteriores - ocorre o Grupo Araxá de idade proterozóica, que nas proximidades da área em questão fig (1) é representado pela Formação Canastra. De maneira sumária esta formação encerra rochas de baixo grau metamórfico - tais como, filitos sericiticos, filitos com clorita, lentes de metacalcários, filonitos indiferenciados, muscovita xistos, sericita xistos e quartzitos puros que é o tipo predominante na área.

PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA EM SOLOS

Após os trabalhos preliminares de amostragem de sedimento de corrente, além da pesquisa orientativa, escolheu-se uma área teste, (aquela com valores mais elevados e correspondendo ainda à porção mais larga do cinturão vulcano-sedimentar) para estudos de detalhe. Fig (1).

Os trabalhos necessários à realização de geoquímica de solo realizaram-se numa área de 4 km². Inicialmente fez-se um levantamento topográfico planimétrico com piquetes segundo uma malha de 200 x 100 metros. Para isto foi aberta uma picada longitudinal (linha base "LB") com direção N50W paralela à direção do corpo vulcano-sedimentar. A partir desta picada foram abertas picadas perpendiculares a cada 200 m, cortando o corpo em toda a sua largura.

Ao longo destas picadas foram coletadas amostras de solo, ao nível do horizonte B em cada piquete.

As amostras de solo coletadas foram homogeneizadas e quarteadas no local da coleta, guardando-se duplicatas e replicatas. Uma dessas partes foi enviada aos laboratórios da Geossil (B.H.) para análise quantitativa e qualitativa, segundo o método absorção atômica, após abertura por HNO₃ a quente, na fração total.

Ao se observarem os mapas de isotores, fig (4) verificam-se imediatamente interessantes anomalias de cromo, níquel, cobre e cobalto, respectivamente com valores em ppm maiores que 3000, 3000 ,

1600 e 600 ppm. Ao sobrepor-se o mapa geológico com os mapas de isoanomalias verifica-se que as principais anomalias de cromo, cobre, cobalto e níquel, se ajustam muito bem às áreas de ocorrências de litologias - mais ultrabásicas como serpentinito e talco xisto. De qualquer maneira - estes valores mostram-se muito anômalos mesmo em relação a estas litologias, tendo sido efetuada uma abordagem estatística para analisar determinados parâmetros.

TRATAMENTO ESTATÍSTICO DOS DADOS

A "Unidade Morro do Níquel", na escala de trabalho adotada, é constituída por uma variação litológica lateral que vai da composição peridotítica (serpentinito, talco xisto) a composição mais basáltica (tremolita xisto) em faixas mais ou menos bem delimitadas que se repetem espacialmente por dobramentos ou não (fig. 2).

Uma abordagem estatística, preliminar e simplista, fez-se necessária para analisar determinados parâmetros, tais como "background", limiar, frequência e correlação dos elementos metálicos - analisados, tanto na área como um todo, como também por litologia.

Os critérios em adotarem-se tais cuidados justificam-se principalmente devido à estruturação das faixas litológicas na área, que podem constituir subpopulações distintas. Além disso se tratarmos os dados em conjunto poderemos ter diluição ou aumento nos teores dos elementos, podendo falsear os dados referentes a background, limiar etc. Além disso, determinados metais podem ter preferência por uma dada litologia, por exemplo os valores de níquel são sensivelmente mais altos nos serpentinitos, além da possibilidade de poder existir correlação entre metais. Adotando-se esse procedimento aumenta-se ainda mais o poder de resolução do método geoquímico de prospecção.

A metodologia utilizada foi aquela comum em estatística descritiva para essa finalidade, para efeito de considerar background e limiar geoquímico, na ausência de outros critérios.

A síntese dos resultados com a aplicação dos cálculos estatísticos descritivos é apresentada na tabela (1).

Outros importantes procedimentos estatísticos abordados foram a confecção de histogramas. O critério empregado no cálculo dos intervalos de classes foi o de "Sturges".

Finalmente, foi calculado o coeficiente de correlação linear de Pearson dos elementos em toda área e discriminado por litologia. Os resultados aí obtidos estão expressos na tabela (2).

Como background foi considerada a média aritmética, verificando-se que o seu valor não diferia significativamente da média geométrica. Para a definição do limiar geoquímico aceitou-se a probabilidade de 2,5% de valores mais altos ($x + 2s$).

Além disso calculou-se outros diferentes valores para o limiar trabalhando-se ainda com as probabilidades de 16% e de 0,5%. Dessa forma poderíamos caracterizar anomalias de 1ª, 2ª e 3ª ordem.

ANÁLISE DOS DADOS E SEU SIGNIFICADO EM RELAÇÃO A OBJETIVOS MINEIROS

Os principais parâmetros e resultados obtidos a partir do tratamento estatístico dos elementos dosados estão sumarizados nas tabelas (1 e 2) e nas Figuras (3 e 4). A interpretação dos resultados estatísticos evidencia a necessidade da abordagem geoquímica por litologia e por área.

Assim, quando observamos os valores médios ou de "background" para o elemento cromo, distribuído em toda a área, temos - um valor da ordem de 801 ppm. Esses valores decrescem gradualmente nos tipos litológicos considerados como piroxenitos e basaltos komatiíticos e aumentam nas litologias tidas como peridotitos (1033 ppm). Esta mesma conclusão pode ser tirada para o níquel e o cobalto, que como o cromo, também são indicadores de litologias ultrabásicas/ultramáficas. O cobre apresenta um comportamento um pouco diferente dos outros elementos dosados concentrando-se tanto nos tipos peridotíticos como também

nos basálticos.

Os valores superiores ao limiar ou seja, valores anômalos que podem indicar uma ocorrência, obtidos para a área em geral, também vão decrescer ou crescer em relação aos diferentes tipos litológicos. O caso mais marcante aqui é o do níquel, que quando considerado na área toda tem como limiar o valor de 1205 ppm, e quando considerado só na faixa serpentinitica esse valor sobe para 2608 ppm.

Com relação aos histogramas, embora não sejam diagnósticos, fornecem uma primeira idéia da distribuição dos elementos nas diferentes litologias, bem como na área como um todo, evidenciando a ausência de distribuições multipopulacionais em cada litologia dentro do critério adotado para a divisão em intervalos. De maneira geral que, com exceção do cromo em actinolita xisto e em menor grau, cromo e cobalto para área total (que apresentam uma distribuição mais ou menos simétrica e portanto podem obedecer uma lei normal de distribuição), o restante dos elementos tendem a apresentar uma distribuição lognormal positiva. Além disso estes histogramas fornecem boas informações quanto à frequência dos elementos em determinados intervalos de classe, confirmando aqueles valores de "background", que também podem ser representados pela moda das distribuições. Outra importante informação também fornecida pelo histograma é quanto ao contraste, além de evidenciar valores altos erráticos "desgarrados" do conjunto.

Quanto ao coeficiente de correlação, conforme pode-se observar na tabela (2), não existe uma boa correlação entre os elementos nas diferentes litologias ou na área como um todo.

Em relação a objetivos mineiros, fica claro após este tratamento preliminar que, a área deve ser abordada, como sendo constituída por várias subpopulações de elementos. Em outras palavras, a abordagem deve ser feita por litologias, uma vez que os metais apresentam comportamentos distintos para cada tipo de rocha, conforme pode-se observar pelos histogramas e coeficientes de variação. Assim, os valores mais altos de níquel ocorrem nos serpentinitos, atingindo valores da ordem de 3.500 ppm. Nas outras litologias esses valores oscilam entre 1000 e 1200 ppm. Apesar dos valores elevados em serpentinitos, temos que considerar aí que os valores do limiar também são altos, atingindo 2610 ppm, ou seja, uma anomalia de segunda ordem, mas com um bom contraste. De qualquer maneira esta é a litologia mais propensa a constituir concentrações econômicas de níquel.

Os maiores valores de cromo em solo associam-se principalmente a talco xisto, onde atingem valores máximos da ordem de 3300 ppm e secundariamente a clorita xisto, com valores máximos em torno de 2.320 ppm, constituindo em ambas, anomalias de 1.ª ordem, com valores de contrastes altos. Neste caso estas duas litologias devem ser encaradas com prioridade com relação à prospecção e concentração de cromo.

As mesmas observações realizadas acima, quando feitas para o elemento cobre, mostram uma forte anomalia (primeira ordem) em solos de serpentinito e secundariamente em clorita xistos (anomalias de segunda ordem), em ambos os casos com altos valores de contraste.

Finalmente, o cobalto constitui anomalias de 1.ª ordem em todas as litologias, com exceção para serpentinitos (2.ª ordem).

Em resumo, os dados aqui obtidos através de tratamentos estatísticos, em termos de prospecção mostram que:

- Os possíveis sítios capazes de constituir depósitos de níquel estão localizados em serpentinitos;
- Talco xisto e clorita xisto, são as litologias passíveis de conter mineralizações de cromo;
- As possíveis mineralizações de cobre, como no caso do cromo, relacionam-se primeiramente a serpentinitos e secundariamente a clorita xistos;
- O cobalto pode ocorrer praticamente em todas as litologias da sequência vulcano-sedimentar, sendo portanto difícil detectar sítios mais favoráveis à sua ocorrência.

BIBLIOGRAFIA

- CARVALHO, S. G. de, CHOUDHURI, A., FIORI, A. P., OLIVEIRA, M. A. F. de, SOARES, P. C. - 1982 - Paragênese e possível origem dos xistos Básicos e Ultrabásicos em Fortaleza de Minas e Arredores. An. XXXII Congr. Brasil. Geol., Salvador, vol. 2, 641-647.
- CARVALHO, S. G. de - 1983 - Geologia e Potencial de Mineralização dos arredores de Fortaleza de Minas (MG). Dissertação de Mestrado - apresentada ao Instituto de Geociências da USP - Inédito.
- TEIXEIRA, N. A., DANNI, J. C. - 1979a - Geologia da raiz de um Greenstone belt na região de Fortaleza de Minas, Minas Gerais. Rev. Bras. Geol. 9 (1): 17-26.
- TEIXEIRA, N. A., DANNI, J. C. - 1979b - Petrologia de lavas metabásicas das sequências vulcano-sedimentar Morro do Ferro. Fortaleza de Minas (MG). Rev. Bras. Geol. 9 (2): 151-158.

TABELA 1 - PARÂMETROS ESTATÍSTICOS (Valores em ppm)

	em toda área (N=210)				Clorita xisto (N= 70)				Actinolita xisto (N= 61)				Talcó xisto(N=52)				Serpentinito (N=27)			
	Cr	Cu	Co	Ni	Cr	Cu	Co	Ni	Cr	Cu	Co	Ni	Cr	Cu	Co	Ni	Cr	Cu	Co	Ni
X	801	107	166	353	653	15	166	227	768	79	148	256	1014	100	193	369	1033	242	193	940
S	805	159	114	426	505	70	111	210	316	35	128	199	579	57	113	281	460	404	68	834
C	0,03	1,48	0,69	1,21	0,77	0,73	0,67	0,93	0,41	0,44	0,86	0,78	0,57	0,57	0,58	0,76	0,45	1,67	0,35	0,89
$\bar{X} + S$	1306	266	280	779	1158	165	277	437	1084	114	276	455	1593	157	306	650	1493	646	261	1774
$\bar{X} + 2S$	1811	425	394	1205	1663	235	388	647	1400	149	404	656	2172	214	419	931	1953	1050	329	2608
$\bar{X} + 3S$	2316	584	508	1631	2168	305	499	857	1716	184	532	853	2751	271	352	1212	2413	1454	397	3442

\bar{X} = média aritmética
 S = desvio padrão
 C = coeficiente de variação
 l = limiar
 N = número de amostras dosadas

TABELA 2 - MATRIZ DE CORRELAÇÃO

Em toda a área:

r	Cr	Cu	Co	Ni
Cr	1	0,20	0,40	0,48
Cu	0,20	1	0,16	0,66
Co			1	0,34
Ni				1

Clorita xisto

r	Cr	Cu	Co	Ni
Cr	1	0,06	0,51	0,70
Cu		1	0,48	0,38
Co			1	0,69
Ni				1

Actinolita xisto

r	Cr	Cu	Co	Ni
Cr	1	0,48	0,23	0,67
Cu		1	0,26	0,57
Co			1	0,26
Ni				1

Talco xisto

r	Cr	Cu	Co	Ni
Cr	1	0,14	0,23	0,26
Cu		1	0,45	0,28
Co			1	0,52
Ni				1

Serpentinito

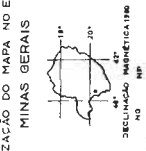
r	Cr	Cu	Co	Ni
Cr	1	0,29	0,58	0,57
Cu		1	-0,07	0,70
Co			1	0,27
Ni				1

MAPAS BASE
folhas topográficas do
-INSTITUTO BRAS. DE GEOGRAFIA-
- POSIÇÃO E COMPOSIÇÃO DAS FOLHAS

CARACTERÍSTICAS	PUNHO
5 STRATIGRAFICAS	AL. PI.
100000	AL. PI.
3. 196	AL. PI.
1962	AL. PI.
1962	AL. PI.

CONVENÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

LOCALIZAÇÃO DO MAPA NO ESTADO DE MINAS GERAIS



QUARTZITO CANASTRA

BRECHAS FOSFÁTICAS E CALCÁREAS

METARENITOS E METASILTITOS

QUARTZITO FERIFERO

FÍLITOS E CALCÁRIOS

CALCÁRIOS EM ASSOCIAÇÃO COM CAMADAS FOSFÁTICAS

CLORITA, SERICITA, QUARTZO XISTO LEVEMENTE MAGNÉTICAS

ROCHAS CATACLÁSTICAS

TALCO XISTO

CLORITO XISTO

ACTINOLITA XISTO

SERPENTINITO

EMBASAMENTO CRISTALINO

CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS

LOCALIDADES

Cidade

Hidrografia

ESTR. PROCEM

Principais

Secundárias

1000

2000

3000

4000

5000

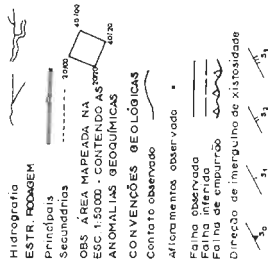
6000

7000

8000

9000

10000



082.4214400.0041000

Fig. 1 MAPA GEOLÓGICO DOS ARREDORES DE FORTALEZA DE MINAS.

FIG. 2

COLUNA ESTATIGRÁFICA PROPOSTA PARA O
CINTURÃO VULCANO SEDIMENTAR MORRO
DO FERRO

IDADE	COMPLEXO / GRUPO FORMAÇÃO / UNIDADE	LITOLOGIAS
PRÉ-CAMBRIANO E 1400	GRUPO ARAXÁ FORMAÇÃO CANASTRA	QUARTZITO (CANASTRA)
	CINTURÃO VULCANO SEDIMENTAR MORRO DO FERRO	METARENITOS E METASILTITOS CHERTS FERRÍFEROS E/OU GRAFITOSOS FILITOS E CALCÁRIOS BRECHAS FOSFÁTICAS E CALCÁRIAS
ARQUEANO ? E 2400	UNIDADE MORRO DO NIQUEL	CALCÁRIOS COM ASSOCIAÇÃO DE CAMADAS FOSFÁTICAS (ssfórtia)
		CLORITA XISTO ACTINOLITA / TREMOLITA XISTO TALCO XISTO SERPENTINITO ROCHAS CATACLÁSTICAS
ARQUEANO	GRUPO PARAÍBA = COMPLEXO SILVIANO/POLIS = EMB. CRISTALINO	CLORITA XISTO
		CHERTS FERRÍFEROS, GRAFITOSO E QUARTZO LEITOSO

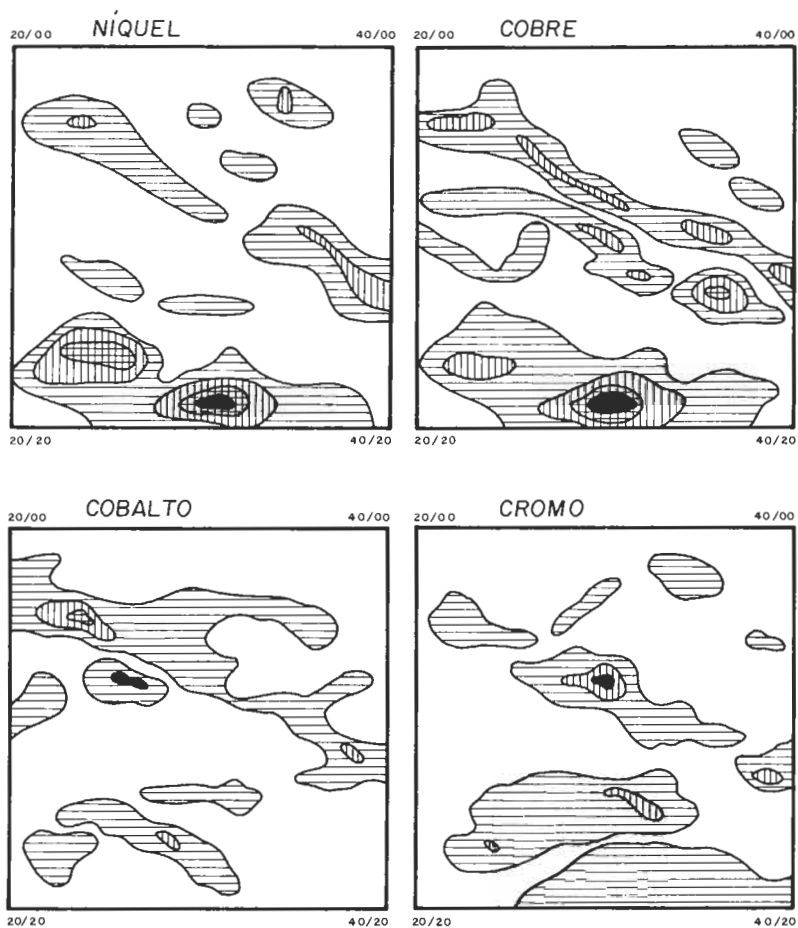
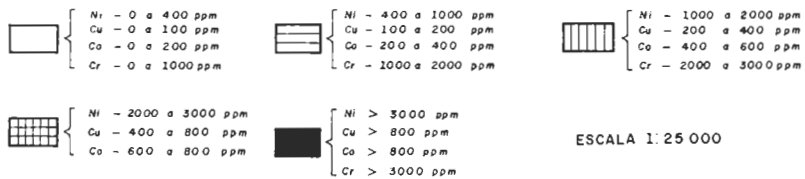


Fig. 3 - Mapas de anomalias em solos para níquel, cobre, colbalto e cromo, na unidade morro do níquel .



GEOLOGIA DO DISTRITO MANGANESÍFERO DE
CONSELHEIRO LAFAIETE, MG

J.H. Grossi Sad
Claiton P. Pinto
GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda.

Celso L. Duarte
GEOS - Consultoria e Projetos de Mineração Ltda.

ABSTRACT - The Lafaiete District is constituted by a complex sequence of metamorphosed volcanic - sedimentary rocks of the Rio das Velhas Series (Nova Lima Group); these rocks are now in the albite-epidote amphibolite facies of metamorphism. Grandiorite and quartz diorite of the Alto Maranhão batholithic pluton intrude the Nova Lima Group but not cut the Minas Series. Important part of the group is transformed in migmatite. Metamorphosed diabase and gabbro dykes and foliated serpentinite intrude a Nova Lima Group.

The main rocks types in Nova Lima group are: mica schists, amphibole schist, chlorite schist, graphite schist; gondite, queluzite, iron formation and quartzite are minor constituents of the sequence.

Gondite and queluzite, metamorphosed chemical sedimentary rocks, very well exposed at Morro da Mina Manganese Deposit, are the protore of manganese ore in the Lafaiete District. The lenses of gondite and queluzite are marker-beds in the Nova Lima Group, within the Lafaiete District. Both are interbedded with graphite schist. One important control of manganese oxide mineralization in the area is a peneplain surface, with a level around 1000 m.

INTRODUÇÃO

A região central de Minas Gerais de há muito é conhecida por seus depósitos de ferro, manganês e ouro. Na atualidade diversas jazidas de minério de ferro estão sendo intensivamente exploradas. Antigas minas de ouro vêm sendo reavaliadas e campanhas de prospecção estão sendo conduzidas na procura de novos depósitos de ouro. No caso do manganês, a principal área produtora, no passado, era a do Distrito de Lafaiete, que corresponde em linhas gerais à da folha geográfica homônima, na escala 1/50.000. Todo o minério de alto teor foi lavrado; estima-se que foram exportados cerca de 12 milhões de toneladas. Minério pobre tem sido produzido e em um caso, o protominério sílico-carbonático é transformado em um material que corresponde a um minério oxidado, com cerca de 30% Mn₂O₃ e alta proporção de alumina e sílica.

A região central de Minas Gerais é caracteristicamente montanhosa e sua porção mais bem conhecida é a Província do Quadrilátero Ferrífero; o Distrito de Lafaiete posiciona-se na porção sul da região central do estado, junto ao Quadrilátero Ferrífero.

A principal cidade do distrito é Conselheiro Lafaiete (ex Queluz), que no século 16 serviu como ponto de apoio para as penetrações regionais. A Folha Lafaiete, parte integrante do distrito é banhada por águas do curso alto do Rio Paraopeba, afluente do São Francisco. O Paraopeba atravessa a folha de sul para noroeste, deixando - a após romper a Serra da Boa Vista. A rede de drenagem na folha tem modelado dentrítico, com porções retangulares ou anelares.

O relevo na folha varia de 850 a 1450 m (Serra de Santo Amaro). Esta serra e a Serra da Boa Vista dividem a folha em porções de serra e porções de baixada (na realidade, planaltos elevados). O planalto de maior desenvolvimento corresponde ao traço de terreno situado à margem esquerda do Rio Paraopeba: inicia-se ao norte da Serra de Santo Amaro, com altitude ao redor de 1100 m e mostra declive suave até Jaceaba (altitude próxima de 900 m). Outra área de planalto é aquela situada entre Lafaiete-Quelu

zita - Buarque, com altitude ao redor de 1000 m. Uma terceira área corresponde à faixa à margem direita do Paraopeba, entre Congonhas - Santa Quitéria - Queluzita - Lafaiete, com altitude pouco inferior a 1000 m.

Parte da Folha Lafaiete foi mapeada geologicamente no programa conjunto DNPM - USGS, para o Quadrilátero Ferrífero. Compreende o quarto superior da folha e o trabalho foi realizado na escala 1/25.000; separou-se um pacote de rochas xistosas entre Joaquim Murinho e Jeceaba, um embasamento, um pacote pertencente à Série Minas, intrusivas ácidas, básicas e ultrabásicas, etc. (Guild, 1957). Uma questão em aberto, na época, era o posicionamento estratigráfico da *greenschist sequence*, tentativamente correlacionada com a Série Minas, segundo Guild (op. cit.). Em 1954, Rynearson *et al* demonstraram a existência de discordância erosiva e angular entre a sequência de xistos do alto curso do Rio das Velhas e as rochas típicas da Série Minas. Trata-se dos mesmos xistos descritos por Guild no Distrito de Congonhas, conforme se comentará adiante.

Barbosa (1954) propõe a criação de uma nova unidade estratigráfica, mais antiga que a Série Minas, denominada Série Barbacena (que inclui a *greenschist sequence* de Guild e a série pré-Minas de Rynearson *et al*). No mesmo ano Ebert define uma Formação Lafaiete, constituída por gondito-queluzito. O nome formal Série Rio das Velhas foi proposto por Dorr *et al* (1957), para designar a sequência xistosa mais antiga que a Série Minas, no Quadrilátero Ferrífero e arredores.

Os autores do presente trabalho fizeram um reconhecimento geológico da Folha Lafaiete, em 1975, para a Companhia Meridional de Mineração; o produto do trabalho foi um mapa preliminar da área, escala 1/50.000. Para as rochas xistosas aplicaram o conceito de Série Rio das Velhas. Foi também observada a não existência de discordância entre a Formação Lafaiete e a Série Barbacena (ver adiante).

O trabalho regional mais recente que interessa a Folha Lafaiete é o mapa geológico do Distrito de Lafaiete, na escala 1/50.000, preparado por Pires (1977).

No presente trabalho procurou-se organizar o conhecimento cartográfico produzido por Guild (1957), Pires (1977) e pelos próprios autores em um mapa geológico unificado, escala 1/50.000, cujo desenho simplificado em escala reduzida é mostrado na Fig. 1. O principal objetivo da investigação ora realizada é obter, a nível regional, dados sobre os controles da mineralização manganésifera da área; a nível de jazida há o excelente texto de Dorr *et al* (1958).

SÉRIE RIO DAS VELHAS NA FOLHA LAFAIETE

A Série Rio das Velhas (Dorr *et al*, 1957) é subdividida em dois grupos, a saber Nova Lima (xistos e filitos metassedimentares e metavulcânicos, incluindo ainda formação ferrífera de facies carbonatada, grauvaca, anquerita xisto, quartzito e conglomerado) e Maquiné (quartzto-sericita xisto, quartzito, conglomerado). Há uma tendência dos autores mais recentes de utilizar a designação supergrupo em vez de série, para a sequência considerada, o mesmo acontecendo para a Série Minas (Supergrupo Minas).

Na Folha Lafaiete ocorrem várias unidades cartográficas, duas das quais apresentam fortes semelhanças com os dois grupos da Série Rio das Velhas, reconhecidos no Quadrilátero Ferrífero. Uma delas, devido a sua identidade com o Nova Lima assim é denominado. A outra, conhecida como Formação Santo Amaro (Ebert, 1955) tem ocorrência restrita e não é detalhadamente investigada; por isto sugere-se sua correlação com o Grupo Maquiné, mantendo-se porém a designação proposta por Ebert (op. cit.).

O Grupo Nova Lima tem ampla distribuição na Folha Lafaiete e corresponde à *greenschist sequence* (Guild, 1957) ou Série (Grupo) Barbacena (Barbosa, 1954). Ao redefinir o Grupo Barbacena, Ebert (1957) comenta que os gonditos e queluzitos (Formação Lafaiete) eram discordantes daquele grupo, pois que as rochas graníticas intrusivas no Barbacena não o eram na F. Lafaiete. Os dados de campo contudo invalidam tal critério de separação ou de discordância: a) o depósito de manganês de Bom Jardim, situado 10 km ao sul do canto SW da Folha Lafaiete, mostra resto de teto constituído por protominério gondítico, com algumas dezenas de metros de comprimento e espessura variável (em torno de 1 m) incluso em granodiorito-quartzodiorito estritamente igual ao que aflora ao sul de Congonhas; b) no depósito do Cocuruço, canto SW da Folha Lafaiete, diques e soleiras de granodiorito-quartzodiorito estão injetadas no protominério sílico-carbonático; c) na divisa das jazidas Água Preta - Morro da Mina (a NE da cidade de Lafaiete) uma galeria iniciada em granodiorito, mostra em seu término, xenólitos de protominério no granodiorito; d) no Ribeirão Santo Antônio, em Penedo, São

João Del Rey, Pires (1977) descreve restos de teto de gondito em granodiorito; e) os gonditos e queluzitos constituem corpos lenticulares no interior da sequência xistosa regional, que se mostra injetada *lit-par-lit* e migmatizada por granodiorito-quartzodiorito, fato comprovado claramente por Barbosa (1949), Guild (1957), Pires (1977) e pelos próprios autores, em 1975, que observaram xenólitos de xisto, com auréola de reação, no granodiorito das proximidades de Alto Maranhão.

Deve ser comentado que somente quando se trabalha em escala 1/1000 ou mais detalhada é possível representar de modo conveniente os corpos de gondito e queluzito encontrados na região e deste modo julgamos pouco prático manter a designação Formação Lafaiete para tais rochas.

O uso da designação Grupo Nova Lima para as rochas xistosas da Folha Lafaiete nos parece próprio. Dorr (1969) já o faz, em seu mapa regional do Quadrilátero Ferrífero, que abrange pequena porção da folha. As rochas presentes na área tipo do grupo (Distrito de Nova Lima) são idênticas às de Lafaiete. Diferenciam-se, contudo, em dois aspectos: a) em Lafaiete o carbonato da formação sílico-carbonática é rodocrosita enquanto o de Nova Lima é anquerita-siderita; b) a formação ferrífera em Lafaiete ocorre de modo muito modesto, enquanto em Nova Lima ela é importante, volumetricamente. Parece razoável admitir mudança de facies de um para outro distrito. No distrito de Lafaiete, perfis detalhados obtidos nas áreas de lavra de manganês mostram que em relação ao nível de gondito-queluzito, pode-se estabelecer o seguinte arranjo estratigráfico:

1. unidade inferior, com anfibólito xisto e clorita xisto, com intercalações de rocha a quartzo-albita (vulcanito ácido);
2. unidade com gondito-queluzito, intercalados com grafita xisto e algum clorita xisto;
3. unidade de xisto grafitoso complexamente intercalado com quartzo filito (pelítico?) e clorita xisto. Raros e pouco persistentes níveis de formação ferrífera são conhecidos.

Na área tipo do Grupo Nova Lima, Ladeira (1980) descreve detalhadamente a sequência estratigráfica do grupo, que mostra acentuada semelhança com aquela observada no Distrito de Lafaiete.

Em relação à Formação Santo Amaro nosso conhecimento é limitado (ver adiante). Contudo, não resta dúvida que a formação posiciona-se sobre o Grupo Nova Lima e tentativamente sugere-se sua correlação com o Grupo Maquiné.

EMBASAMENTO

Rochas do embasamento afloram ao longo da bacia do Rio Paraopeba, após Jaceaba. Compreendem migmatitos de estrutura variada, com paleosoma usualmente xistoso e neosoma granodiorítico. São rochas mesótipas a leucocráticas, bandeadas a sublenticulares, localmente com estrutura oftalmítica, formadas por quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina), microclina (varietal), biotita e/ou anfibólito (hornblenda). A microclina é caracteristicamente rosada. A foliação dos migmatitos é paralela ao seu bandejamento. Restos de xisto, anfibólito e quartzo são encontrados no interior dos migmatitos.

Os migmatitos do embasamento são localmente injetados por corpos de rocha granitóide, conforme se pode verificar ao longo do vale do Rio Paraopeba, fora da área mapeada.

Nas proximidades do contato com as rochas da Série Minas, a estrutura interna dos migmatitos é concordante com a atitude do contato e com o acamamento daquelas rochas. A faixa ao longo do contato é fortemente cataclásada, originando-se milonito gnáisses e em alguns locais, filonitos.

O material que compõe o neosoma dos migmatitos não se parece com a rocha granodiorítica-quartzodiorítica do Batólito do Alto Maranhão (ver adiante).

GRUPO NOVA LIMA

Pouco mais de um terço da Folha Lafaiete é ocupado por rochas xistosas de composição variada, profundamente meteorizadas, com exposições descontínuas. Afloramentos são melhor observados nas minerações de manganês e rocha completamente fresca é vista em testemunhos de sondagem. Com base nas observações efetuadas nas diversas minas, especialmente no Morro da Mina e no Cocuruto, existe um horizonte estratigráfico consti

tuído pela íntima associação de filito (ou xisto) grafitoso, rocha sílico-carbonática (gondito e queluzito) e clorita xisto e que parece corresponder ao horizonte denominada do Lapa Seca no distrito de Nova Lima (Ladeira, 1980). Em todos os depósitos de minério oxidado de manganês, o protominério tem as mesmas características, ocorrendo como uma ou mais camadas repetidas por dobramento e de espessura variável. Sob um ponto de vista composicional, o que varia no protominério é a proporção de carbonato de manganês.

As rochas dominantes da sequência são xistos de composição variada, com quartzo ubíquo, conforme já assinalado por Guild (1957). É extremamente difícil distinguir o acamamento original dos xistos, não só pelo adiantado estado de decomposição, mas também pela obliteração provocada pelo metamorfismo. Por outro lado, os diversos tipos de xisto, quando decompostos, tendem a se assemelhar.

Os principais tipos de xistos caracterizados na Folha Lafaiete contêm as seguintes paragéneses: quartzo-biotita, tremolita-sericita-quartzo, quartzo-actinolita-clorita, quartzo-biotita-granada, plagioclásio-quartzo, epidoto-albita-biotita, actinolita-clorita-albita, plagioclásio-biotita-clorita-moscovita-grafita, grafita-sericita-plagioclásio-quartzo, quartzo-zoisita-hornblenda, etc. Como acessórios ocorrem os seguintes minerais: titanita, hematita, magnetita, apatita, zircão, pirita, ilmenita, epidoto, rutilo. Um tipo pouco comum de xisto contém actinolita-tremolita-estilpnomelana-zoisita.

Quando frescos os xistos são acinzentados; os tipos negros contêm maior proporção de grafita.

Na opinião dos autores há fortes evidências que permitem se separar claramente as rochas Nova Lima das rochas Minas, na Folha Lafaiete. Em primeiro lugar deve ser mencionado que o contato das duas sequências é marcado por falha. As rochas Minas, ao norte da falha e em prosseguimento para o norte, além dos limites da Folha Lafaiete têm rumo geológico voltado para o meridiano, enquanto as rochas Nova Lima têm rumo geológico oeste-leste. Não existem intrusões ultramáficas na Série Minas; elas são abundantes no Nova Lima.

Contudo, o melhor argumento quanto à separação é o conteúdo litológico, tão diverso que se torna difícil admitir uma mudança lateral de facies, cujo limite é uma linha reta, em planta.

As rochas grandioríticas-quartzodioríticas do Batólito do Alto Maranhão não injetam a sequência Minas; contudo, a intrusão de material do batólito no Grupo Nova Lima origina áreas com restos de teto abundantes e extensas áreas migmatizadas.

O grau metamórfico das rochas da Série Minas corresponde à facies do xisto verde, enquanto o do Grupo Nova Lima corresponde à facies epidoto-anfibolito.

FORMAÇÃO SANTO AMARO

As rochas incluídas nesta formação foram mencionadas pela primeira vez por Ebert (1955). A formação foi observada no extremo nordeste da serra homônima. Não se observou diretamente o contato entre a formação e o Grupo Nova Lima. A Formação Santo Amaro, na Folha Lafaiete consiste predominantemente de quartzito sericítico, associado com camadas de filito pelítico. Estas rochas se mostram laminadas e catacladas, com grãos alongados de quartzo. A estrutura geral em muitos locais é de milonito xisto. Sericita e cianita são comuns nos quartzitos; fuchsite e magnetita foram notados. Os filitos podem conter alguma grafita; feldspato, clorita e moscovita, além de quartzo, são os minerais formadores dos filitos.

Fora do limite da folha, existe um depósito de manganês associado as rochas argilosas da formação; o material manganífero é rico em ferro e bancos de goethita são observados na área. Este minério difere daquele do Grupo Nova Lima, derivado de gondito-queluzito, pela baixa relação Mn/Fe, caracteristicamente alta em minérios cujo protominério é sílico-carbonático.

SÉRIE MINAS

Uma estreita faixa de terreno é ocupada por rochas da Série Minas, na Serra da Boa Vista; uma detalhada descrição da série é fornecida por Guild (1957); as unidades inferior, média e superior da série, não receberam designação formal na época do trabalho de Guild, mas correspondem aos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba.

ROCHAS INTRUSIVAS E MIGMATITOS

Três seqüências de rochas eruptivas são caracterizáveis na Folha Lafaiete: a) ultramáficas metamorfoseadas e xistificadas em geral (serpentinitos, talcoxistos); parte do material é maciço; b) granodioritos e quartzodioritos do Batólito do Alto Maranhão; migmatitos originados pela interação entre estes granitóides e os xistos Nova Lima; c) metabasitos (diabásio-microgabro).

As rochas ultramáficas, alteradas em serpentinito, talcito e talco-clorita xisto injetam concordante ou discordantemente o Grupo Nova Lima. Um belo exemplo das relações de contato entre tais rochas foi observado na Mina de Água Preta, em Conselheiro Lafaiete (Fig. 2). Um corpo de talco-clorita xisto, com foliação paralela as paredes corta filito grafitoso e protominério sílico-carbonático. Este corpo é verticalizado e tem espessura de 1 m no local do desenho mostrado na Fig. 2 e cerca de 4 m de espessura, poucos metros mais a sul. No local onde é mais espesso, uma apófise de material granitóide feldspático localmente a ultrabásica, atravessa-a e contém xenólitos da mesma, de filito grafitoso e de protominério sílico-carbonático.

Entre os depósitos do Cocuruto e Marimondo (extremo sudoeste da Folha Lafaiete), xisto clorítico é injetado por granodiorito. Um pequeno corpo de gondito, encaixado em filito grafitoso ocorre no interior do xisto. O conjunto é injetado por diques ultramáficos de rocha maciça, que por sua vez é cortada pelo granodiorito.

O tipo mais comum de rocha ultramáfica é um talcito esverdeado, que no contato com granodiorito mostra talcificação intensa nos bordos de contato. Talco, clorita, tremolita-actinolita, antigorita são os minerais comuns das ultrabásicas.

Conforme mostrado no mapa da Fig. 1, importante massa plutônica de granodiorito-quartzodiorito ocorre na Folha Lafaiete e foi por nós denominada Batólito do Alto Maranhão. A petrografia destas rochas foi discutida por Guild (1957) e Pires (1977). O tipo litológico mais comum é um quartzodiorito (trondhjemito e tonalito) de textura granular grosseira, de cor cinza, tendendo a uma trama porfiróide. Contém xenólitos de rochas xistosas feldspáticas, abundantes nas proximidades do contato batólito-xisto Nova Lima, como por exemplo nas cercanias do Cocuruto e Alto Maranhão. Trata-se de uma rocha foliada, gnáissificada nos bordos da intrusão, com *schlieren* de biotita-hornblenda. O plagioclásio da rocha varia de oligoclásio a andesina, é hipidimórfico a xenomórfico. Parte dos cristais têm zoneamento. Hornblenda verde predomina sobre biotita castanha. Quartzo está sempre presente, usualmente com mais de 20%. Microclina pode atingir 1/9 da proporção do plagioclásio.

O outro tipo de rocha do batólito é um granodiorito cinza claro, com textura granular hipidimórfica, discretamente foliado ou homófono e parece transicionar para quartzodiorito; seu plagioclásio é oligoclásio-andesina, geminado usualmente segundo a lei da Albite e inclui quartzo globular. Biotita é o máfico característico. Sua alteração em moscovita é comum. O quartzo é xenomórfico, com extinção ondulante. A microclina ocorre substituindo outros componentes.

Massas de contorno mal definido e ocorrência aleatória, de material monzonítico, textura inequigranular, leucocrático, injetam os xistos Nova Lima, os granodioritos e quartzodioritos, e os migmatitos. Parece o monzonito corresponder a uma fase residual de cristalização magmática, pois associa-se a pegmatitos com moscovita. A rocha é mal foliada e contém microclina e oligoclásio. Algum anfibólio e granada são os máficos principais.

Rochas máficas derivadas da alteração de diabásio e microgabro não foliadas constituem diques de tamanho variável. O plagioclásio destas rochas, onde se conseguiu material ainda não totalmente alterado, corresponde a andesina-labradorita. As texturas das rochas são granulares e subofítica-ofítica.

Os migmatitos derivados da injeção de rochas do Batólito do Alto Maranhão nos metamorfitos Nova Lima foram informalmente denominados Migmatitos Bananeiras. Sua ocorrência é praticamente restrita à porção oriental da Folha Lafaiete. Exposições de rocha fresca são pouco comuns. Bons afloramentos ocorrem nas proximidades do Viaduto da rodovia BR-040 junto ao acesso norte à cidade de Lafaiete. A estrutura interna dos migmatitos acompanha a estrutura das rochas Nova Lima. Os migmatitos são acinzentados, de granulação média a fina e existem todos os termos de transição entre rocha gnáissica homogênea, finamente bandeada a sublenticular, e rocha formada por corpos acamados e alternados de xisto feldspático e granodiorito-quartzodiorito. Entre *Lo bo Leite e Passagem* "... o granodiorito é tão intimamente misturado com xisto verde que não se mostrou praticável representá-los separadamente no mapa. As proporções

relativas de rocha intrusiva e *greenschist* vão de delgados e infrequentes diques ou se-
leiras no xisto e rochas ultramáficas associadas a massas grandes e irregulares de gra-
nodiorito com abundantes inclusões da encaixante" (Guild, 1957). O aspecto tão clara-
mente descrito por Guild caracteriza a paisagem geológica da faixa migmatítica da Fa-
ixa Lafaiete.

ESTRUTURA

A apreciação do mapa da Fig. 1 mostra claramente a complexidade estrutural da área
investigada, onde o motivo dominante é constituído por duas faixas arqueadas (setores
setentrional e meridional) do Grupo Nova Lima, separados entre si pelas rochas grano-
-dioríticas - quartzodioríticas do Batólito do Alto Maranhão. A estrutura interna re-
gistrada no mapa, para o Grupo Nova Lima, é uma xistosidade definida pela orientação
preferida planar de elementos micáceos. Esta xistosidade coincide com uma estrutura
acamada (variação composicional e/ou de granulometria) nos xistos. Por outro lado, em
muitas exposições nas minas de manganês verifica-se que a xistosidade relaciona-se com
uma deformação mais antiga, responsável pela formação de dobras apertadas, em escala
pequena. No Morro da Mina e Cocuruto, a escala destas dobras antigas é muito variável.
Trata-se de dobras isoclinais, com planos axiais paralelos à xistosidade, com mergulho
superior a 50° , em geral. Em certos locais, tanto a xistosidade quanto o plano axial
destas dobras mergulha fracamente, refletindo o redobramento. As charneiras destas do-
bras dificilmente são observadas, devido ao rompimento das mesmas.

Na Fig. 3 mostra-se um diagrama sinóptico dos polos da xistosidade mais antiga,
mencionada acima. Os polos de S_1 (Fig. 3A) não se adaptam a uma única guirlanda ou
círculo π , o que significa que não há um único eixo estatístico β , formado pelas in-
terseções de S_1 . Este resultado demonstra que o dobramento da área não é cilíndrico.
Na tentativa de delimitar domínios menores homogêneos, separou-se duas áreas no Grupo
Nova Lima, uma meridional, Fig. 3C (abaixo da rodovia BR-383), outra setentrional,
Fig. 3B, (acima da rodovia BR-383). Ainda neste caso não se obteve uma guirlanda bem
adaptada; como no diagrama sinóptico, as guirlandas são dispersas, por vezes com di-
stribuição bimodal, o que significa máximos de polos S_1 para diferentes abas de uma do-
bra mais aberta. Estas guirlandas dispersas refletem a superposição de dobras de outra
fase ou fases, não coaxiais com as dobras da primeira fase.

O passo seguinte foi separar domínios ainda menores nos dois domínios, seten-
trional e meridional. Isto é mostrado na Fig. 4, para cinco subdomínios do setor meri-
dional. Nos subdomínios III + IV e V tem-se arranjo semelhante ao acima descrito; para
os subdomínios I, II + III e VI + VII obteve-se resultado muito diverso; dispersão das
guirlandas e distribuição bimodal ainda são observados. Contudo, o posicionamento das
dobras da fase inicial é mostrado nos subdomínios I, II + III e VI + VII. O eixo esta-
tístico β_1 corresponde a valores entre N 45E/subh e N 54E/subh, para os subdomínios
II + III e I, respectivamente e N 38W/subh, para o subdomínio VI + VII. Este resultado
indica uma pronunciada rotação dos eixos de dobra da fase inicial por dobramento pos-
terior. Um teste para a validade desta observação é comparar, para os mesmos domínios
mencionados, β_1 e B_1 . O número pequeno de medidas de B_1 não permite construção de dia-
grama representativo. Sob um ponto de vista qualitativo tem-se eixos B_1 subhorizonta-
lizados, com rumos voltados para N 45E e N 45W, aproximadamente.

O dobramento da segunda fase é responsável pelo desenvolvimento de uma segunda
xistosidade, que trunca a primeira xistosidade. As dobras são um tanto mais abertas
que as da primeira fase. Esta segunda fase de dobramento é bem evidente quando se exa-
minam os dados de xistosidade da Série Minas, conforme Fig. 3D. Obtem-se um eixo esta-
tístico β_2 voltado para N 84E/40°; este valor é frequente em distritos do Quadrilá-
tero Ferrífero, para a Série Minas. Em certas porções da área, as rochas Nova Lima mos-
tram esta segunda xistosidade. Contudo, é muito difícil, a não ser nas minas de manga-
nês, observar o efeito superposto desta segunda fase de deformação.

Os resultados obtidos nos diagramas da Fig. 3 são, aparentemente, os produtos
de uma terceira fase de dobramento, responsável por um dobramento muito aberto, cujos
eixos têm rumo voltado para SE, com forte valor de caimento. Esta fase de dobramento
provocou a rotação dos elementos mais antigos da trama, como por exemplo o arranjo em
ângulo reto de eixos B_1 das dobras iniciais, para domínios diferentes.

Não serão aqui comentados, por serem repetitivos, os resultados obtidos para a
trama dos migmatitos derivados do Grupo Nova Lima. O Batólito do Alto Maranhão, sintec-
tonicamente posicionado, mostra trama arranjada segundo um arco.

A maior parte das falhas da Folha Lafaiete são transversais à direção geológica das diversas unidades litológicas. São verticalizadas e truncam as estruturas dobradas de todas as fases já mencionadas. A mais extensa dessas falhas cruza a folha no sentido NW-SE. Seu traço é levemente sinuoso. Outras falhas têm a mesma orientação. Outro conjunto de falhas tem traço relativamente sinuoso e dispõe-se segundo um arco, com concavidade voltada para leste. Este conjunto parece ser o mais novo. Por fim, uma importante falha reversa foi caracterizada nas proximidades de Queluzita; seu rumo é N-S.

Não foi feito um estudo sistemático de juntas. Um aspecto saliente nas minas de manganês é a presença de juntas *ac*, verticalizadas ou de mergulho forte, normais aos eixos de dobramento da fase inicial.

COMENTÁRIOS SOBRE OS CONTROLES DA MINERALIZAÇÃO MANGANESÍFERA

A nível local, Dorr *et al* (1958) discutiram os controles mais atuantes para a mineralização manganesífera. A nível distrital, o controle mais efetivo é o geomorfológico. De uma lista de 41 depósitos de manganês (incluindo ocorrências sem maior interesse econômico e minas ainda em operação) na Folha Lafaiete, tem-se o seguinte esquema de frequência em relação à altitude dos depósitos (cota superior):

Cota (m)	Frequência (%)
900 - 940	7,3
940 - 980	17,0
980 - 1020	46,6
1020 - 1060	17,0
1060 - 1100	7,3
1100 - 1140	-
1140 - 1180	2,4
1180 - 1220	0
1220 - 1260	2,4

As duas principais jazidas da folha, Morro da Mina e Cocuruto, praticamente esgotadas para óxido de manganês, posicionavam-se originalmente em superfícies cimeiras de 1250 a 1150 m, respectivamente. Outras superfícies regionais estão posicionadas próximo de 850 m (superfície atual), 1000 m (superfície de maior distribuição em área) e 1450 m. A superfície de cerca de 1000 m contém o maior número de depósitos de minério oxidado de manganês.

Outro controle regional relaciona-se com o dobramento apertado das superfícies S; dos xistos Nova Lima, que combinado com a fase de dobramento muito aberto e de eixo com forte caimento, aumentou várias vezes a espessura original da camada (ou lente) de protominério; para o Morro da Mina e Cocuruto, tem-se espessuras não estratigráficas, com valores máximos de 70 m e 18 m. Em outras jazidas ou a espessura original da camada de protominério era muito reduzida ou não se obteve efeito de superposição do dobramento, ou ambos, de tal modo que o material submetido à meteorização tinha espessura inferior a 5 m e mesmo valores próximos de 1 m. As dobras apertadas da primeira fase de dobramento e as dobras muito abertas têm eixos horizontalizados e de caimento forte, respectivamente. Juntas do tipo *ac*, normais aos eixos, criaram um sistema de acesso para a circulação de água, que facilitou a decomposição do protominério.

BIBLIOGRAFIA

- Barbosa, O. (1949): Contribuição à Geologia do Centro de Minas Gerais, Min. Met., Vol. 14, Nº 79.
- Barbosa, O. (1954): Evolution du Geosynclinal Espinhaço. Comptes rendus, Sec. 13, Fasc. 14, p. 17-36. Int. Geol. Cong., Algiers.
- Dorr II, J.V.N., Gair, J.E., Pomerene, J.B., Rynearson, G.A. (1957): Revisão da Estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Brasil. Div. Fom. Prod. Mineral, Avulso 81.
- Dorr II, J.V.N., Horen A., Coelho, I.S. (1958): The Manganese Deposits of Minas Gerais, Brazil. Int. Geol. Cong., 20 th, México, Vol. 2.

- Dorr II, J.V.N. (1969): Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, M.G., Brazil. Geol. Surv. Prof. Paper 614-A.
- Ebert, H. (1954): Relatório Anual do Diretor. Div. Geol. Mineralogia, DNPM, Publicado em 1955.
- _____ (1955): Relatório Anual do Diretor. Div. Geol. Mineralogia, DNPM, Publicado em 1956.
- Grossi Sad, J.H., Pinto, C.P., Duarte, C.L. (1975): Geologia do Pré-Cambriano do Distrito de Lafaiete - MG. Cia. Meridional de Mineração (Inédito).
- Guild, P.W. (1957): Geology and Mineral Resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. Geol. Survey Prof. Paper 290.
- Ladeira, E.A. (1980): Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Tese de Doutorado, University of Western Ontario, London.
- Pires, F.R.M. (1977): Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete - Minas Gerais. Dissertação de Mestrado - U.F.R.J., Depto Geoc.
- Rynearson, G.A., Pomerene, J.B., Dorr II, J.V.N. (1954): Contato Basal da Série de Minas na Parte Ocidental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil, DNPM Avulso, 34.

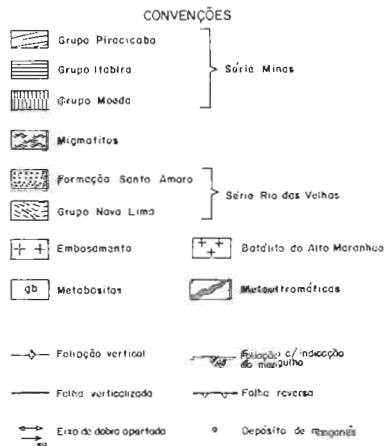
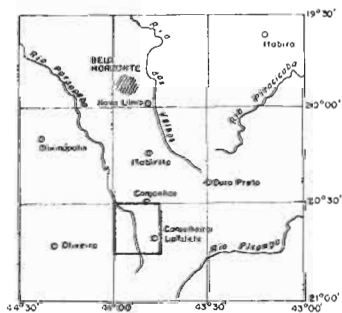
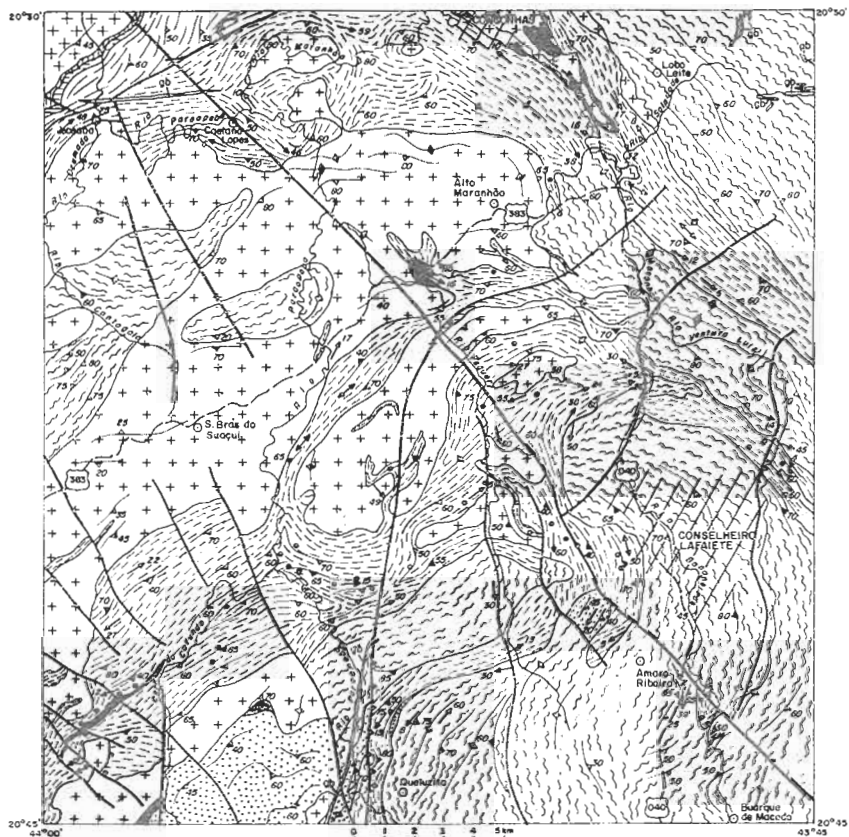


Fig. 1. Mapa geológico da Folha Lafaiete

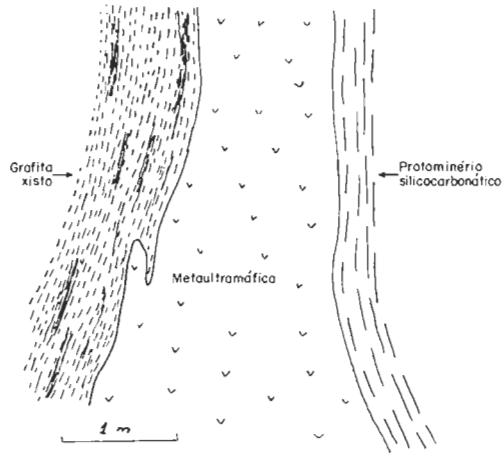


Fig 2 - Relações de contato entre material ultramáfico e rochas Nova Lima Extremo norte da divisa entre o Morra da Mina e Água Preta, Conselheiro Lafaiete.

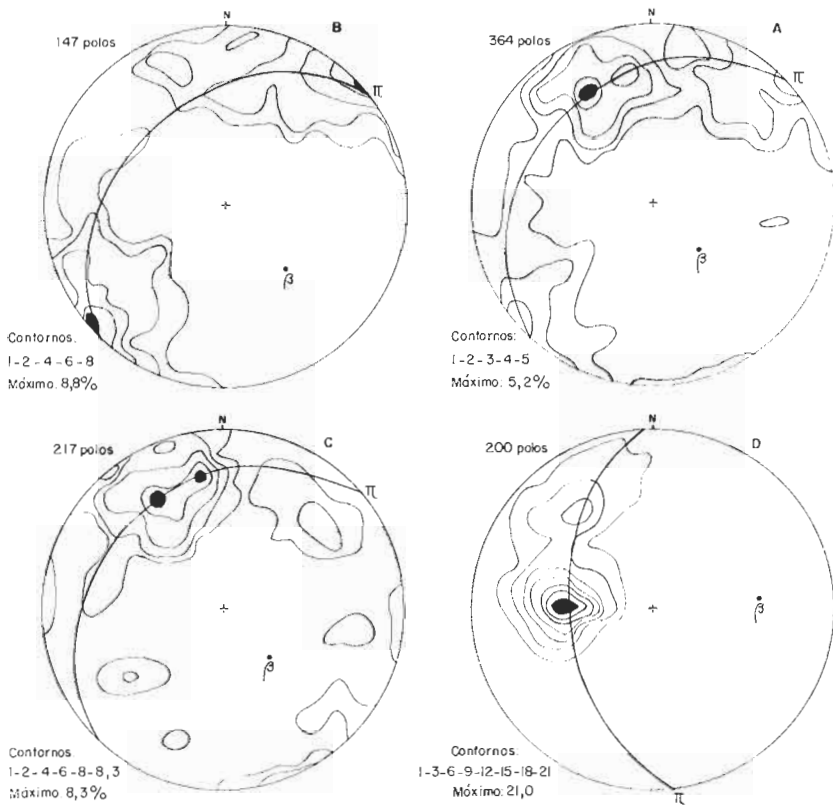


Fig. 3 - Projeção de área igual de polos de xistosidade (S_1) em rachos do Grupo Nova Lima e acamamento (S_0) em rochas da Série Minas, Folha Lafaiete. Em A, diagrama sinóptico de polos de xistosidade do Grupo Nova Lima; em B e C, diagramas de polos de xistosidade para os setores setentrional e meridional de ocorrência do grupo, respectivamente. Em D, diagrama sinóptico de polos de acamamento para a Série Minas.

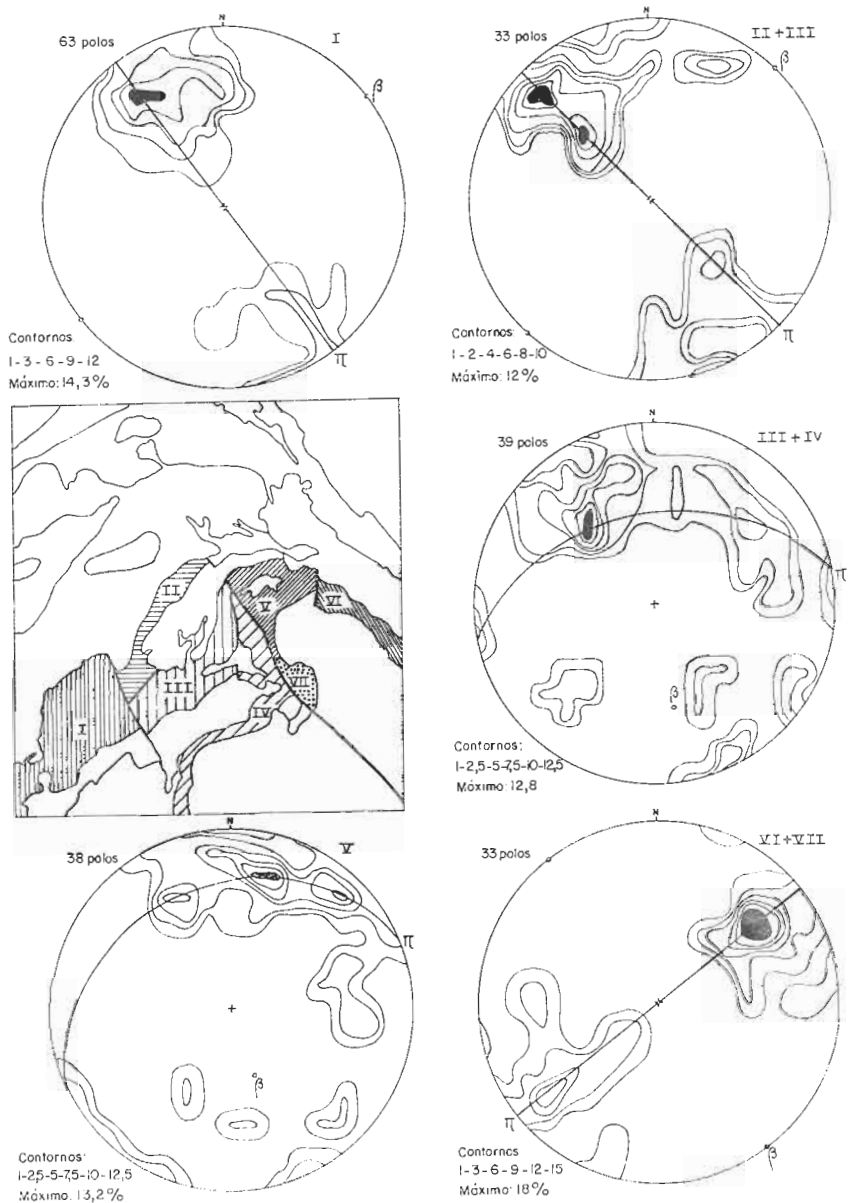


Fig. 4 - Projeções de área igual de polos de cristalinidade em rochas do Grupo Nova Lima, setor meridional, domínios conforme assinalados no mapa anexo

A PORÇÃO CENTRAL DA BACIA BAMBUÍ: UM EXEMPLO DE CONVERGÊNCIA
METALOGENÉTICA DO PRECAMBRIANO SUPERIOR

Omar Ferrreira Lopes
Universidade Federal do Paraná - CNPq

ABSTRACT:

We report data collected in the Bambuí Group of Superior Precambrian in the North of Minas Gerais State, in the São Francisco river basin. The analysis of these data impose a new concept in Metallogenesis: the metallogenetical convergence that explain the mineralizations in the studied region as produced by the superposition of metallotects of common origin, but acting repetitively in the geological scale of time. In this manner, the present model diverges from the classical one which assumes that the occurrence of mineralizations is determined by the intersection of two or more metallotects.

In this region, three categories of convergent metallotects are established: a) Three environments of deposition, in an epicontinental sea are surimposed in a manner to develop the now faciological compartmentation of the Bambuí Group; b) a tectonical evolution produced by the spacial superposition of four majors phases; c) The role of the contact surface of the two uppermost unities of dolostones, as a concentration agent, in at least three identified phases of mineralization.

Although the present model was successefully applied to the region studied, it is difficult its direct application to non-sedimentary environments that suffered strong metamorphic actions and, evidently, to the extremely rare sedimentary mineralization which have a single faciology of the ore and produced by a single sedimentary event.

INTRODUÇÃO:

Embora o Grupo Bambuí tenha sido abordado em vários estudos, desde os primórdios do desenvolvimento das geociências no Brasil, datam de pouco mais de duas décadas os primeiros estudos centrados sobre a necessidade de diferenciar-se-lhe colunas estratigráficas de detalhe, estabelecidas com vistas à reconstituição da sua faciologia, na escala da bacia de deposição, bem como suas principais feições paleogeográficas. É, portanto, compreensível que as análises metalogenéticas estabelecidas neste contexto, careçam de uma inserção e integração à história evolutiva dos tipos encaixantes das mineralizações, apesar do volume considerável dos bens minerais contidos nesta unidade precambriana.

A área objeto deste estudo é bem representativa do panorama acima estabelecido, tendo sido necessário desenvolver, como base das conclusões a seguir estabelecidas, desde atividades de cartografia geológica regional (escala 1:500.000), aos trabalhos de detalhe, em mina (em escala 1:100 ou 1:200), tornando possível uma análise metalogenéti

ca das concentrações minerais existentes. Maiores detalhes sobre a geologia de base são fornecidos por LOPES, (1979 e 1981).

Esta área se estende em uma faixa estreita e alongada, seguindo essencialmente o curso do rio São Francisco, com 30 à 40Km de largura e cerca de 200Km de comprimento, fazendo-se balizar pelos meridianos 44º00' e 45º50'W e pelos paralelos 14º30' e 16º00'S (Fig. 1)

Antes de abordarmos estritamente a área em enfoque se faz necessário definir o conceito de convergência metalogenética, propiciando a avaliação de sua aplicação no âmbito do próprio estudo que desenvolver-se-á nos próximos capítulos; por convergência metalogenética entenda-se as relações espaciais e temporais estabelecidas entre os vários agentes de concentração mineral, em uma sequência determinada, onde o volume final de minério mobilizado depende (além da disponibilidade inicial dos elementos envolvidos), da natureza de cada agente, da permanência temporal de sua atuação em cada hiato considerado e da ordenação construtiva geralmente única (ressaltando a distinção entre uma convergência geológica usual e uma convergência metalogenética), regulando a atuação de cada metalotecto individualmente, mas também do seu conjunto.

QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL:

Se resumem à sete as grandes unidades diferenciadas na região em apreço; elas são: -Unidade A - Complexo Granito-Gnáissico; -Unidade B - Calcários dolomíticos bege à rosados; -Unidade C - Calcário cinza claro; -Unidade D - Dolomitos rosados, sacaroidais; Unidade E - Dolomitos bege, sublitográficos; - Unidade F - Siltitos plaqueados e, Unidade G - Calcários pretos, sublitográficos.

A primeira destas unidades apresenta uma profunda complexidade evolutiva configurada, de parte do material granítico que a compõe, por um magmatismo ácido polifásico, ressaltado desde as análises de campo, onde são evidenciadas, embora com uma cronologia apenas relativa (Fig. 2), facies de micro-granito, facies porfiróides, riolíticas e veios migmatíticos (zonados ou não), de possança decimétrica, à base de uma mineralogia bimodal representada por quartzo e ortoclásio, ou simplesmente à base de quartzo; estes veios, produzidos em várias fases, evidenciam-se como de desenvolvimento precoce, com respeito aos processos anatéticos e são também evidenciados ao nível dos para-gnaisses, similarmente ao postulado por ROBIM, (1979).

Do ponto de vista estrutural, pelo menos duas xistosidades (N20ºE ; Vert. e N65ºW ; 50ºNE) são evidenciáveis nestes granitos.

Quanto ao complexo gnáissico, trata-se de um conjunto rochoso homogêneo textural, mineralógica e faciológicamente, homogeneidade esta que só é rompida ao nível dos corpos irregulares de anfibolito por êle encerrado; as relações originais de contato internas ou com o complexo granítico, não são evidenciáveis em virtude da superposição de fatores transformantes de metamorfismo e falhamentos.

Este metamorfismo transformante evidencia-se como o primeiro evento de convergência nas ações tectônicas desenvolvidas nesta área, ressaltada pelo fato de apenas ser identificada uma xistosidade principal, orientada à N35ºW ; 70ºSW (Sn+1) que transpõe qualquer estrutura precedentemente desenvolvida, inclusive os traços de uma xistosidade sub-horizantalizada (Sn), como se verifica na Fig. 3.

A xistosidade principal se faz acompanhar por um bandamento que nada mais representa que a reordenação estrutural da rocha de origem, produzida, ao que tudo indica, por deformação progressiva, num processo de formação de "false-bedding" ou "tectono-metamorphic banding" (SOULA, 1982), que normalmente oblitera o acamamento dos sedimentos de origem.

Os fenômenos sofridos por estas unidades granito-gnáissicas, analisados à luz de dados recentes de áreas ou contextos geológicos similares (STEPHANSSON, 1974; RAMBERG, 1980; MOLEN & PATERSON, 1979,

etc.), evidenciam-se como dando origem às principais feições da bacia de deposição Bambuí, no segmento estudado; os dois efeitos maiores resultantes destes fenômenos são: o estreito sistema de falhas da "Geoclase" do São Francisco (GUIMARÃES, 1964; CASSEDANNE, 1972, etc.) e as estruturas dômicas de natureza granítica ou gnáissica que se estendem, realçadas topograficamente, configurando a margem esquerda do rio São Francisco.

Em verdade tais estruturas (pelo menos no setor estudado), estão geneticamente relacionadas, sendo o sistema de falhas resultante da evolução escalonada das estruturas dômicas; é sabido que a "mise-en-place" de estruturas dômicas é caracteristicamente associada à zonas de "encurtamento" do segmento crustal (FYSON & FRYTH, 1979; LEDRU & BRUN, 1977; BRUN & PONS, 1981, etc.) e, na região em apreço consiste em um processo que evolui numa sequência de deformações que culminou com rupturas que produziram o sistema de falhas profundas da "geoclase" do São Francisco; este sistema será, sucessivas vezes, reativado de maneira a produzir, sobre a faciologia dos sedimentos da cobertura, traços destas reativações. Embora as relações espaciais com configuração dômica, sejam evidentes para o maciço granítico, o mesmo é apenas indiretamente evidenciado no âmbito das facies gnáissicas, o que acreditamos resulte, fundamentalmente, da exiguidade de afloramento destas facies. Entretanto, a existência de feições dômicas ao nível dos gnaisses pode ser deduzida a partir das estruturas positivas melhor definidas na segunda metade da deposição da Formação Paraopeba, que são espacialmente concordantes com a ordenação estrutural maior dos gnaisses (NW/SE), como detalharemos mais adiante.

Ao que indicam as relações de campo, as unidades que compõem o complexo granito-gnáissico sofreram, antes mesmo da configuração das estruturas dômicas descritas, uma acentuada exonadação, que produziu uma superfície caracterizada por sua regularidade, o que se expressa diretamente pelos valores constantes na espessura (da ordem de 15m) do primeiro horizonte carbonatado da cobertura (Unidade B).

PALEOGEOGRAFIA, TECTÔNICA E METALOGÊNESE:

As duas primeiras unidades da cobertura (unidades B e C) resumem o primeiro evento de natureza transgressiva com registro geológico evidenciado nesta área, produzindo a ocupação da bacia linear e alongada, desenvolvida diretamente sobre a zona falhada da "geoclase", pelo mar epicontinental precambriano que cobria, a este tempo, extensas áreas em todo o país.

A sedimentação carbonatada que teve lugar nesta calha desenvolveu-se em condições abrigadas de perturbações em seu balanço químico, inicialmente sob uma forte influência continental ao nível dos calcários dolomíticos bege à rosados (Unidade B), unidade basal da Formação Paraopeba (com importante participação dos componentes terrígenos, facies dolomíticas grosseiramente cristalinas, vacuolares, fortemente coloridas por óxido de ferro, etc.) que cede lugar a um ambiente com características marinhas normais, que sediou a deposição dos calcários cinza claro (Unidade C), em um pacote com espessuras da ordem de 70m.

Lateralmente à estas primeiras unidades, fora dos limites da bacia longitudinal descrita, tem sequência uma sedimentação pelítica normal, de meio marinho não-confinado, dando lugar às facies argilo-arenosas ou sílticas (Unidade F) que ocupam a maior parte da Bacia Bambuí.

A deposição das unidades carbonatadas produziu, sob o efeito de uma moderada subsidência, a colmatação parcial da bacia linear, perturbada ao seu termo pela reativação da estrutura dômica regional que se comportaria, desde então, como um alto-fundo, delineando novas feições paleogeográficas para esta porção da Bacia Bambuí.

A retomada dos movimentos ascensionais da estrutura dômica

deixou como registro geológico os horizontes (em um número máximo de nove) de brecha lamelar intraformacional, que marcam o topo da Unidade C; além disso o desnível criado, gerando efeitos equivalentes à uma regressão marinha de pequena amplitude, introduziu os ambientes com características litorâneas que presidiram a deposição dos dolomitos sacaroidais rosados (Unidade D, supra-litoral à inter-maré, com 40m de espessura média) e dos dolomitos beges, sublitoográficos (Unidade E, inter-maré, com preponderância de facies originadas de "algal mats" e com 30m, em média, de espessura), superiormente colocados.

Neste nível da evolução da bacia são interpostos dois elementos fundamentais à evolução metalogenética subsequente:

I) Precipitação, sincrônica à deposição da Unidade D, de um importante volume em Pb, Ag, Zn, F e Ba, representado por anomalias geoquímicas destes elementos, extremamente numerosas segundo o eixo Januária/Serra do Ramalho (esta última no Estado da Bahia). Acreditamos seja este "stock" diretamente liberado quando da erosão das áreas aflorantes correspondentes ao domo granítico, já configurado à NW do setor estudado.

II) Contato por discordâncias erosivas múltiplas entre as unidades D e E, que constituem o primeiro metalotecto efetivo, caracterizado aos limites dos terrenos estudados; importantes volumes da Unidade D foram erodidos e o conteúdo em elementos metalogênicos e seus acompanhadores, neles contidos, foram liberados e reconcentrados em novos ambientes de deposição, dando então origem às mineralizações à base de sulfetos, sulfatos ou fluoretos.

A este ponto a segunda ação metalogenética convergente é definida pela criação dos domínios de culminações locais, sob a forma de estruturas dômicas abertas ou fechadas; a mais importante destas estruturas é representada, nos terrenos estudados, pelo chamado alto-fundo de Itacarambi (LOPES, 1979 e 1980); estas estruturas apresentam orientação do seu eixo principal segundo NW/SE, concordantes com a estrutura geral das facies gnáissicas e ao que tudo indica, à elas relacionadas geneticamente. Ao contrário da contemporaneidade apenas estimada para os domos graníticos e gnáissicos, em sua configuração original, estas culminações locais guardam relações temporais de desenvolvimento bem definidas, ocorrendo mesmo que as primeiras manifestações dos altos-fundos locais precedem ligeiramente o desenvolvimento do alto-fundo regional, como se deduz da presença subordinada e descontínua (no âmbito dos altos-fundos locais), dos horizontes de brecha lamelar intraformacional que marcam o topo da Unidade C, provavelmente em virtude da criação nestas áreas restritas, de ambientes de não-deposição (supra-litorais).

Na sequência, grande parte das ações metalogenéticas convergentes são, desde este ponto, concentradas e superpostas no interior dos altos-fundos locais, resultando nas concentrações minerais ali definidas, cada categoria de jazimentos mostrando-se associada à um determinado conjunto de condicionantes paleo-ambientais específicas (pH, Eh, conteúdo em matéria orgânica, confinamento de sub-bacias, fraturamento sin-sedimentar, etc.).

A convergência metalogenética resulta à este nível, do fato de ambas as culminações (regional e local) somarem seus efeitos, bem como do aspecto pulsátil de suas evoluções, se fazendo responsável pelos múltiplos efeitos comparáveis aos de pequenas transgressões e regressões que são representados, principalmente, ao nível do contato entre as unidades D e E e no âmbito das culminações locais. As retomas episódicas dos movimentos na ascensão das estruturas dômicas, àquelas afiliadas diretamente ao magmatismo, são objeto de análises de talhadas em ELDER, (1970) e PITCHER, (1979).

Os principais exemplos de mineralizações produzidas nesta fase sedimentogenética são representados pela maioria das facies laminadas (estratiformes em seu conjunto), pelas pontuações de minério súblinhando a laminação da rocha, ou este atuando como cimento de bre-

chas lamelares intraformacionais, ou ainda pelas brechas ao quadrado (LOPES, 1982), usualmente descritas em associação às concentrações sulfetadas (mineralizações do Janelão, Filão Ferreira, Mina Grande e Canzinho, no distrito mineiro de Itacarambi/Januária).

A mineralização fluorada exibe do mesmo modo, importantes volumes de minério desenvolvido na fase sedimentar, sendo o exemplo mais expressivo o da mineralização do Fabião, do mesmo distrito, configurada diretamente na interface das unidades D e E, cujo principal corpo de minério, à base de horizontes regulares, decimétricos, de fluorita (distintos pelas cores violeta, verde-claro e branca), é cortado por um acidente sin-sedimentar (NE/SW), de maneira a seccionar a base do corpo de minério que colmata as irregularidades do topo da Unidade D; este acidente mostra uma relação de Teto e Muro, com o compartimento SE rebaixado e apresenta a relação inversa com respeito à Unidade E, que recobre o conjunto descrito, com uma base extremamente regular, só perturbada pela reativação do aludido acidente tectônico que apresenta, entretanto, o mesmo compartimento SE soerguido (Fig. 4A e B).

Composto o quadro evolutivo regional e local (processos geológicos e metalogenéticos inter-facies) abordaremos as condicionantes metalogenéticas resultantes da evolução diagenética da rocha hospedeira (processos intra-facies).

Os processos diagenéticos contribuíram significativamente com o remanejamento e deposição de elementos metalogênicos, ao curso de uma complexa sucessão de fases de cimentação e recristalização identificadas (M1 - Dolomicrita; Ms2 - Dolomicrosparrita fibrosa, Ds3 - Dolosparrita carregada em óxidos e Cs4 - Calcisparrita límpida - LOPEZ, 1979).

A convergência metalogenética intra-facies mais significativa é determinada pela associação de fatores tais como uma porosidade inicial excepcional da Unidade C, que resultou em uma grande facilidade de na circulação das soluções diagenéticas progressivamente transformadas, pelos expurgos em elementos vários contidos no sedimento (impostos pelos processos de recristalização), em salmouras mineralizantes que, em seus deslocamentos, produziram uma zona de escoamento desenvolvida diretamente sobre a primeira barreira de permeabilidade representada pela natureza dos dolomitos da Unidade E, reforçando o comportamento como metalotecto da superfície de contato das unidades D e E.

Deste fato (associado à história sedimentogenética peculiar desta superfície de discordância), deduz-se que as mineralizações sin-sedimentares tenham sido significativamente enriquecidas com este aporte suplementar em elementos afins àqueles expressos nas mesmas, do mesmo modo que o processo mineralizador sin-dia-genético apagava ou subliminava a maioria das estruturas produzidas diretamente pelos agentes sin-sedimentares de deposição.

Da preponderância dos fatores mineralizantes sedimentares ou dos fatores diagenéticos, ou da sua associação indivisa, explica-se a frequência com que são observadas, aos limites da culminação de Itacarambi, desde "amas" centimétricas isoladas às concentrações em volume significativo do minério sulfetado ou fluorado, sempre limitadas à interface de contato das unidades D e E.

Atualmente é bastante bem conhecida a mecânica da movimentação de fluidos no âmbito de estruturas similares à culminação de Itacarambi (JACKSON & BEALES, 1967; SKALL, 1975, etc.), sabendo-se que o sentido de movimentação dos fluidos é, em razão dos diferentes gradientes de pressão, sistematicamente estabelecido da periferia destas estruturas (espessura normal do pacote rochoso) para as zonas apicais (onde se observam espessuras mínimas destes horizontes podendo até mesmo produzir-se a disparição de certas unidades, pelo efeito de "bi-seutage" sin-sedimentar) das mesmas.

Os limites originais da culminação de Itacarambi foram niti

damente dissimulados pela continuidade da sedimentação paraopeba. Os ventos tectônicos de natureza rígida, tardios, se superpuseram e ampliaram o traçado dos acidentes sin-sedimentares, assumindo uma importância fundamental na definição da última fase metalogenética caracterizada no âmbito desta culminação.

A fase cárstica de mineralização, desenvolvida a partir do desequilíbrio hidro-dinâmico imposto por esta tectônica de fraturamento mobilizou, sob a cobertura de centenas de metros de sedimentos pelito-arenosos e uma vez mais, sobre a superfície de contato das unidades D e E, um volume de minério menos importante que as demais fases mas com faciológica própria, representada pela mineralização em vanádio ou pelas facies "en cocarde" plombo-zincíferas, ambas na Mina Grande. Nas demais mineralizações esta fase se faz representar por crostas silicosas estratoides ricas em blenda, galena e vanadinita (Mina São João, Filão Ferreira, Taquari, etc.), pela criação de corpos filoneanos nitidamente desenvolvidos "per descensum" (MACQUAR, 1976), evidenciando uma rápida diminuição na espessura do corpo com a profundidade, desaparecendo à cerca de 2,0m da superfície; tais corpos ocorrem como preenchimento de fraturas abertas (Mina do Janelão, ponto 380-213).

Esta fase cárstica não produziu mais que a simples alteração das paragêneses primárias, nas demais mineralizações estudadas. A sistemática presença de carbonatos de cobre (malaquita e azurita) em quase todas as concentrações minerais estudadas, ainda que em pequenos volumes, destaca visualmente a importância e a profundidade com que a carstificação se desenvolveu no âmbito do distrito mineiro de Itacarambi.

CONCLUSÕES:

Como corolário da proposta deste estudo, concluímos que as mineralizações sedimentares, pelo menos aquelas desenvolvidas em ambiente plataformar, não se produzem pela injunção casual de metalotectos mas sim pela convergência determinada por sua repetição espacial e temporal; neste caso incluem-se como metalotectos toda a diversificada gama de processos e agentes inter-facies ou intra-facies citados sem a intenção de enumerar todos os processos, mas apenas de avaliá-lhes a importância relativa:

1) Tectônica polifásica representada por reativações do mesmo arcabouço fundamental: a) Prê-Bambuí, definindo as fases iniciais de evolução das estruturas dômicas, as falhas ou sistemas de falhas a elas associadas, bem como os traços paleogeográficos que determinam a deposição das unidades B e C; b) Sin-sedimentar, produzindo o alto-fundo regional e os novos ambientes que deram origem às unidades D e E; c) Sin-sedimentar, produzindo as culminações locais e as condições ambientais convenientes à expressão das múltiplas facies das mineralizações; d) Tectônica rígida, tardia, responsável pela criação de um novo balanço hidrodinâmico com a circulação tanto ao nível da superfície metalogênica (superfície de contato das unidades D e E), quanto uma circulação vertical, mobilizando novos elementos metalogênicos e produzindo novas facies minerais.

Em verdade interpoe-se aos itens a e b descritos, o advento da liberação ao ambiente sedimentogênico do volume em elementos metalogênicos e seus acompanhadores, encerrados maiormente pela Unidade D; ao que indica a repartição dos conjuntos litológicos, tais elementos são provenientes da exondação de extensas áreas graníticas à NW dos terrenos estudados.

2) Um momento nesta evolução privilegia a metalogênese de toda a região: ele resulta na configuração de complexas relações de contato entre as unidades D e E, responsáveis pela mobilização e deposição de minério em várias fases: a) Sin-sedimentar, diretamente produzi

da pela liberação aos corpos aquosos isolados ou de circulação restrita (culminação local ou alto-fundo regional, respectivamente), do volume em elementos metalogênicos contidos no pacote rochoso correspondente à Unidade D, que foi em parte erodido e redepositado; b) Diagenética, onde esta descontinuidade opera, principalmente, como barreira de permeabilidade, canalizando diretamente sobre ela, os volumes de soluções, produzindo e produzidas pelas múltiplas fases de cimentação e recristalização ao nível da Unidade D; c) Cárstica, quando esta superfície de contato uma vez mais controla a circulação de soluções, a gora de uma fonte situada acima dela, alcançando-a em movimentos essencialmente verticais, através dos canais abertos pela reativação tectônica tardia. A fase cárstica propicia, em sua evolução, um certo equilíbrio entre a sua atuação destrutiva (principalmente sobre os sulfetos e óxidos, transformando-os em silicatos, carbonatos, etc.) e a construtiva (precipitação de sulfetos e vanadatos).

3) A prospeção mineral nesta área ou em áreas de desenvolvimento similar deve levar em conta um acurado conhecimento das culminações locais (culminação de Itacarambi, "horst-anticlinal" de Montalvânia (BEURLIN, 1973) e Serra do Ramalho (DARDENNE, 1979), aflorantes e com mineralizações há já de muito conhecidas, mas também as culminações não aflorantes e que só serão evidenciadas através de um acurado estudo faciológico, de extensão regional.

Embora sem a pretensão de explicar todas as concentrações sedimentogênicas (e aquelas que lhe são superimpostas), acreditamos que inúmeras mineralizações, estudadas à luz da integração de fatores paleo-ambientais (tectônica, quimismo do meio de origem, compartimentação faciológica, etc.), aos processos diagenéticos desenvolvidos principalmente sobre os tipos encaixantes, evidenciariam outros tantos casos de convergência metalogênica.

AGRADECIMENTOS:

Expressamos nossos agradecimentos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq. - pelo apoio financeiro que permitiu o desenvolvimento deste estudo.

BIBLIOGRAFIA:

- BEURLIN, K., (1973): Blei-zink-Fluorit-Vererzungen in den Karbonatgesteinen der Bambuí-Gruppe, Minas Gerais, Brasilien. In: Münster. Forsch. Geol. Paläont., vol. 31/32, pp. 117-143, Münster.
- CASSEDANNE, J., (1972): Les gîtes de plomb et de zinc du Brésil et leur répartition linéamentaire. In: Bull. BRGM., 2e série, sect. II, n° 5, pp. 1-31.
- DARDENNE, M. A., (1979): Les minéralisations plomb-zinc du Groupe Bambuí et leur contexte géologique. Thèse de Doctorat d'État, Universidade de Paris VI, 275 pp.
- ELDER, J. W., (1970): Quantitative laboratory studies of dynamical models of igneous intrusions. In: Mechanisms of Igneous Intrusion (ed. by NEWALL, G. & RAST, N.). Geol. J. Spec. Issue, vol. 2, pp. 245-260.
- GUIMARÃES, D., (1964): Geologia do Brasil. In: Mem. do D.N.P.M., n° 1, pp. 674, Rio de Janeiro.
- JACKSON S. A. & BEALES, F. W., (1967): An aspect of sedimentary basin evolution: the concentration of Mississippi Valley-type ores during late stages of diagenesis. In: Canadian Petrol. Geol. Bull., vol. 15, pp. 383-433.
- LOPES, O. F., (1979): Minéralisations en Plomb, Zinc et Fluorine encaissées dans le Groupe Bambuí du Proterozoïque Supérieur de la région d'Itacarambi (Minas Gerais - Brésil). Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Universidade de Paris VI, 190 pp.

- LOPES, O. F., (1980); Metalogenia da fluorita do rio São Sebastião, no Vale do Ribeira - PR. In: Anais do XXXI Congr. Bras. de Geologia, vol. 3, pp. 1629-1634, Balneário de Camboriú.
- LOPES, O. F., (1981); Evolução paleogeográfica e estrutural da porção central da Bacia Bambuí, no norte do Estado de Minas Gerais. In: Rev. Bras. de Geociências, vol. 11, pp. 116-127.
- LOPES, O. F., (1982); Um modelo de sedimentação epicontinental do Precambriano: Análise comparada da área cratonizada do Médio São Francisco à Faixa Móvel do Ribeira e suas consequências metalogenéticas. In: Anais do XXXII Congr. Bras. de Geologia, vol. 3, pp. 957-971, Salvador.
- MACQUAR, J.-C., (1976): La modalit  per descensum. Son applicabilit    certains filons de socle ou de couverture. In: M tallog nie et G ologie Mini re. M moire Hors-S rie. Soc. G ol. de France, n  7, pp. 95-103.
- MOLEN, I. van der, & PATERSON, M. S., (1979): Experimental deformation of partially melted granite. In: Contr. Miner. Petrol., vol. 70, pp. 299-318.
- PITCHER, W. S., (1979): The nature, ascent and emplacement of granite magmas. In: J. Geol. Soc. Lond., vol. 136, pp. 627-662.
- RAMBERG, H., (1980): Diapirism and gravity collapse in the Scandinavian Caledonides. In: J. Geol. Soc. Lond., vol. 137, pp. 261-270.
- ROBIN, P. Y., (1979): Theory of metamorphic segregation and related processes. In: Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 43, pp. 1587-1600.
- SKALL, H., (1975): The paleoenvironment of the Pine Point lead-zinc district. In: Econ. Geol., vol. 70, n  1, pp. 22-47.
- SOULA, J.-C., (1982): Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. In: J. of Struct. Geology, vol. 4, n  3, pp. 313-342.
- STEPHANSSON, O., (1974): Polydiapirism of granitic rocks in Svecofennian of Central Sweden. In: Precambrian Research, vol. 2, pp. 189-212.

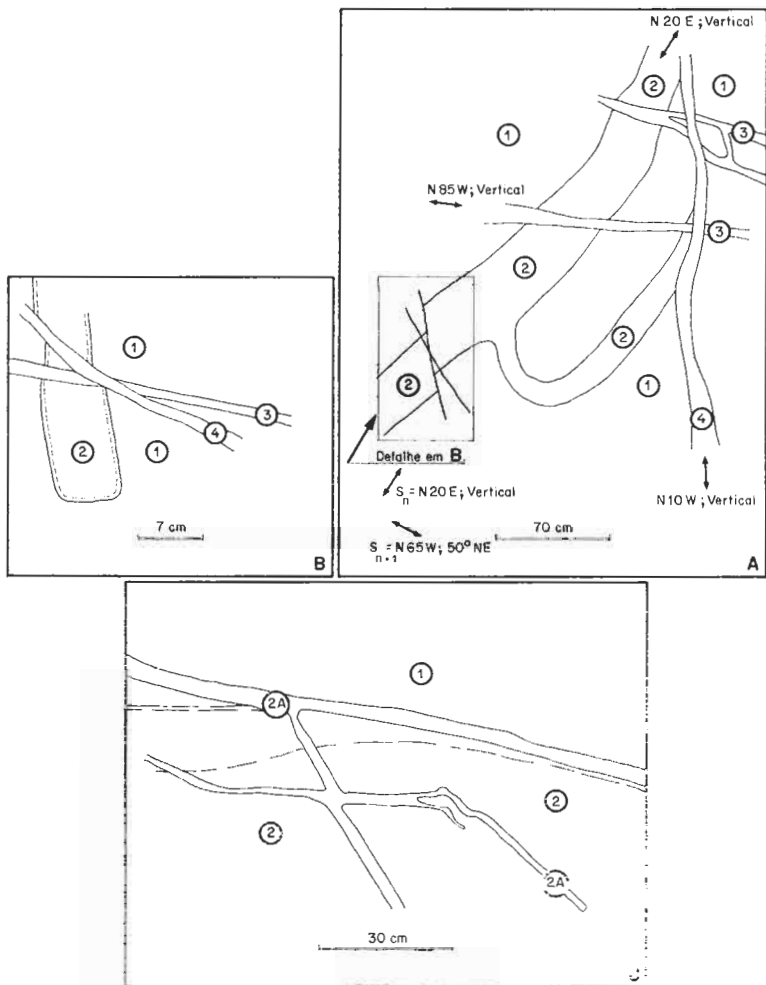


Figura 02: CÔRREGO DAS PEORAS - FAZ. PALMEIRAS - Relações complexas da tectologia no interior do Maciço Granítico de Bonito.

- ① Primeira geração identificada de granito rosado porfiróide;
- ② Biotito granito, médio cristalino;
- ②A Granito fino, biotítico e homogêneo;
- ③ Veios pegmatóides quartzo/feldspáticos e
- ④ Veios pegmatóides quartzosos.

Localização de B em A.

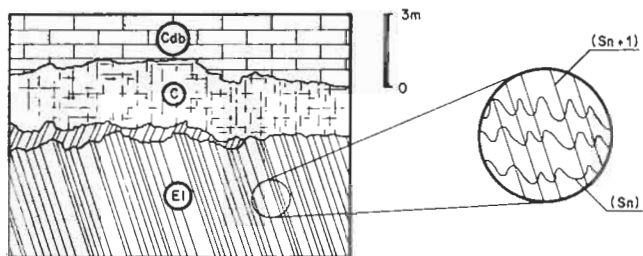


Figura 03
 Contato discordante dos calcários dolomíticos **(Cdb)** aos gnaisses do Embasamento Indiferenciado **(EI)** com um nível de carstificação **(C)** intermediário. No detalhe: a foliação principal **(Sn+1)** transpõe a xistosidade anterior **(Sn)**. Ponto 27313-4.

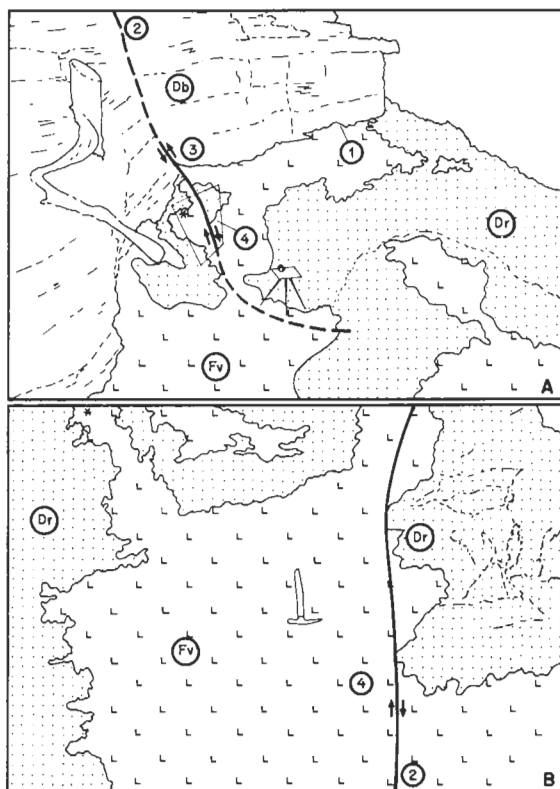


Figura 04 (A e B)

O jazimento a base de fluorita do Fabião, visto de norte para sul, expõe facies da Unidade D (Dr), recobertos por uma camada de espessura variável de fluorita violácea (Fv) que é, por sua vez, recoberta pela Unidade E (Db) através de uma superfície de contato (1) regular, que só é perturbada por uma falha (2) de rejeito complexa que evidencia-se deslocando o compartimento norte rebaixando-a em (3) e soerguendo-o em (4). Em B, detalhe da figura 4A.

GEOLOGIA E GÊNESE DOS DEPÓSITOS DE TOPÁZIO
DO DISTRITO DE OURO PRETO, MINAS GERAIS

F.R.M. Pires
C.O. Freitas
N. Palermo
M.N.G. Sarcia
Departamento de Geologia - UFRJ

ABSTRACT: The deposits of Imperial topaz of the Ouro Preto District, Quadrilátero Ferrífero occur in a stratigraphically controlled topaz-bearing horizon with outstanding areal distribution. The mineralized zone, here referred as BT-horizon, consists of a dark brown to black, waxy wad, composed of a clay matrix impregnated with Mn- and Fe-oxides, cut by concordant to discordant kaolinite veining with topaz, euclase, quartz, specular hematite, and milky quartz in pockets and vugs and with clear quartz crystals, topaz, hematite and greenish muscovite. Rutile and pyrite are found seldom. The BT-horizon occurs at the top of the magnetite-sericite schist, frequently with topaz micro-prisms, just in the contact zone between the Gandarela Formation (sericite schist) and the Cercadinho Formation (ferruginous quartzite). A Stratabound-topaz type of mineralization, which is suggested, has been formed by hydrothermal activity, after a short-lived, low temperature, pneumatolitic stage, at the expense of the original F-rich phengitic mica in an oxidant environment of high pH₂O and fHF, during the climax of metamorphism and at least, prior to the D₂-deformational episode.

INTRODUÇÃO: A importância dos jazimentos de topázio imperial da região de Ouro Preto está na coloração, alta qualidade e relativa percentagem e concentração de gemas no contexto geral das jazidas. As principais jazidas onde o topázio é encontrado na rocha matriz correspondem as do Capão (do Lana), Boa Vista, Trino e Vermelhão; depósitos menores estão distribuídos nas áreas do Fundão, Caxambu, Morro do Gabriel, Adão, Israel, Brocotô, Fazenda Lagoa de Cima e Vira-Saia, além de outras pequenas ocorrências irregularmente distribuídas. Depósitos de aluvião ocorrem ao longo dos ribeirões da Colônia, Maracujá, Colégio, Mango, Azul, córregos do Cipó, Papa-Cobra e Fundo, nos locais conhecidos por Ranchador, Morro da Mata, Barraginha, etc. (Fig. 1).

Além do significativo valor econômico dos depósitos, a gênese do topázio tem atraído a atenção de vários pesquisadores através dos tempos, que formularam diversas teorias. Eschwege (1833) sugeriu que o topázio ocorre em talcoxisto, Mawe (1812) e Spix e Martius (1831) anteriormente referiram-se as jazidas como veios alterados em mica, e Gorceix (1881) demonstrou que a rocha matriz do topázio é composta por uma mistura de muscovita, quartzo e caolinita (litomarga) sendo originalmente um depósito de pegmatito, mas convertido em "mica xisto fibroso", conhecido pelos mineradores como piçarra. Derby (1901) descreveu a zona mineralizada, constituída do filito sericítico rico em Fe-óxidos, resultante de segregações ácidas a partir de uma rocha vulcânica intermediária, tendo o topázio sido depositado em drusas. Freyberg (1934) apenas delimitou grosseiramente duas faixas mostrando a distribuição dos depósitos e Johnson (1962) julgou ser inviável a existência de pegmatitos concordantes, perfeitamente planares e no mesmo horizonte estratigráfico, porém sugeriu que os jazimentos seguem um horizonte de quartizito ferruginoso. Recentemente, Olsen (1971) sugeriu que o topázio e demais minerais associados foram depositados onde falhas e fraturas de tensão cortam filitos sericíticos da Formação Sabará, através de soluções hidrotermais que alteraram e substituíram o Sabará ao longo das fraturas e leitões permeáveis. Como origem, acreditou que o topázio, juntamente com quartzo, muscovita e ortoclásio tenham sido formados às expensas da caolinita, numa grauvaça ou arcócio, inicialmente. A "Brown Terrena" (ou "terreno mineralizado") onde ocorre o topázio, foi considerada como resultante da ação de fluidos mineralizantes, viajando através das fraturas de tensão e horizontes caolínicos favoráveis do Sabará, que foram convertidos num "topaz-bearing" sericita filito da cor marrom. Olsen sugeriu que a "caolinita foi alterada por metassomatismo potássico, possivelmente durante o período de intrusões graníticas, ou eventos posteriores, em sericita e em alguns exemplos ao ortoclásio. Julgou que as soluções hidrotermais carregando apreciáveis quantidades de K, F, SiO₂ e menos Be, num processo combinado de lixiviação-deposição tenham sido responsáveis pela mineralização. D'Elboux e Ferreira (1975) consideraram que as ocorrências de topázio encontram-se tectonicamente controladas através de falhas de empurrão ("em concha") com sentido para noroeste mapeadas anteriormente por Barbosa (1969), e que na jazida de Saranenha (Vermelhão) intrusivas ácidas, talvez contemporâneas à tectônica tenham sido a causa da mineralização. Cassedane (1976) afirmou que na mina do Vermelhão o topázio está relacionado a preenchimento de falha na Fm. Fecho do Funil, sendo associado a hematita e quartzo triturado dentro da limonita com Mn-óxidos.

DISTRIBUIÇÃO DOS DEPÓSITOS: Aparentemente os depósitos de topázio estão distribuídos em quatro faixas descontínuas orientadas segundo direção nordeste: teríamos as seguintes faixas: a) Trino (depósitos de Caxambu, Lagoa de Cima, Zé Ferraz, João Sumidó, Ranchador e Fundão); b) Capão (jazidas do Papa-Cobra, Capão, Bora, Adão, Israel e Brocotô); c) Boa Vista; d) Vermelhão, existindo ainda a possibilidade de uma das suas últimas ligarem-se ao Morro do Gabriel.

Numerosas pequenas ocorrências estão distribuídas desde os contrafortes e sopés meridionais das Serras do Delgado e Holandesa ao Norte, até as escarpas setentrionais da Serra do Ouro Branco. A distribuição irregular dos depósitos pode ser atribuída ou ao comportamento diferencial do horizonte mineralizado (M) durante a deformação por efeito de boudinage, ou devido a variações de espessura, com afinamentos bruscos durante a formação inicial. Certamente a deformação polifásica (pe-lo menos três períodos) afetou sensivelmente a distribuição das mineralizações e fraturamento dos cristais de topázio, mas evidentemente não contribuiu para a geração das jazidas como sugeriu Olsen. O controle estratigráfico das mineralizações, aqui proposto, se apoia no fato de que o horizonte-M situa-se frequentemente na zona de contato entre o sericita-xisto do topo da Formação Gandarela e os quartzitos negros e ferruginosos (localmente denominados de "esgotamento") de Formação Cercadinho. Vários

perfis realizados nas Minas do Capão, Boa Vista, Trino, Adão, Morro do Gabriel, Lagoa de Cima, e parcialmente o Vermelho (Fig. 2) indicam claramente o posicionamento estratigráfico do horizonte-BT, como sugerido anteriormente (Pires, 1983). Em certas zonas, onde o contato entre os quartzitos ferruginosos e o sericita xisto é gradacional, indicado pela presença de numerosas e pequenas lentes de quartzitos dentro do sericita xisto, ocorrem delgados corpos de horizonte-BT, irregulares e fracamente mineralizados, denominado pelos mineiros e garimpeiros de "falso terreno".

Nas zonas onde a deformação, por dobramento, inverteu a posição relativa e topográfica do sericita xisto e quartzitos negros ocorrem forte milonitização, dobras caóticas mesoscópicas com frequentes rupturas nos flancos das dobras, estiramento e estiramento dos grãos de quartzo do quartzito. Nas jazidas do Trino, Adão, Israel e partes do Ranchador essas evidências são notadas.

Podem ocorrer vários delgados horizontes, decimétricos do horizonte-BT flanqueando a camada principal, que apresenta em geral espessuras entre 2 e 6m, podendo chegar até 10m. O horizonte-BT ocorre no topo de uma seqüência de magnetita-sericita xisto e quartzo-magnetita-sericita xisto, podendo conter lenticulas centimétricas, deformadas, de quartzo, com níveis de sericita xisto caolínico junto ao topo da unidade, existindo ainda lentes esparsas de dolomito e persistente horizonte de cloritóide quartzito, duro, verde, com espessura entre 1 e 3m, denominado horizonte Quilombo, por ser bastante característico e utilizado pelos antigos escravos em suas edificações.

O magnetita-sericita xisto próximo ao horizonte-BT contém numerosos microprismas e agulhas submilimétricas de topázio orientadas e sub-orientadas, segundo L₁-lineação mineral, (Fig. 3), formando frequentemente uma textura de "sinking-ship" (que lembra a estrutura formada na superfície da água por um navio ao submergir) ao ser intersectada pelos S₂-planos, que marcam a xistosidade principal. Os microprismas de topázio quase sempre se encontram hidrotermalmente alterados, sendo substituídos por Fe-óxidos amarelo-alaranjados ou apenas deixam os moldes no sericita xisto. O sericita xisto sofreu alteração hidrotermal generalizada, mas nas proximidades do horizonte-BT essa alteração é gradativamente mais acentuada, refletida na coloração avermelhada que adquire e no aumento do conteúdo de moldes de magnetita.

Ao sul da Serra do Rodrigo Silva (Lavra do Bora), na zona de contato, invertido, entre a Fm. Gandarela e a Fm. Cercadinho, o sericita xisto apresenta uma zona caolínica com 8-10m de espessura que exhibe textura de grã fina a média, com caolinita sub-orientada, finamente disseminada em matriz avermelhada, lembrando textura plutônica fina ou vulcânica com delgadas venulações de caolinita orientadas segundo S₁-plano intersectando inúmeras bandas caolínicas de 1 a 10mm de espessura aparentemente concordantes com S₀-planos da estrofação inicial. Em outras exposições (entre a Bela Vista e Dom Bosco) o sericita xisto cinzento alterado, de grã muito fina, com matriz homogênea contém "fenocristais" de até 2-3cm de comprimento, mostrando formas angulosas, definidas e regulares de caolinita, provavelmente em substituição a um feldspato; esse tipo de textura porfirítica ou vitrofírica (?) pode indicar a existência inicial de uma rocha vulcânica félsica cristalizada a baixas profundidades. Na mina da Boa Vista, o sericita xisto contém junto ao horizonte-BT lenticulas de caolinita, deformadas, alternando com lâminas de minerais alterados, escuros, de grã fina e microfeno-cristais de magnetitas parcialmente martitizadas. Na jazida do Capão, o sericita xisto, hidrotermalmente alterado e avermelhado exhibe perfeitos pseudomorfos de caolinita em magnetita (Fig. 4), confirmando que a magnetita é anterior à caolinita e que ocorreu pelo menos uma fase de intensa caolinização regional, talvez concomitante à mineralização de topázio; a coloração avermelhada do sericita xisto é resultante da oxidação da magnetita em hematita e Fe-óxidos hidratados.

O sericita xisto localmente contém cianita, que ocorre principalmente nas proximidades de Mina da Boa Vista, estação de Topázios, etc. A cianita, juntamente com sericita, muscovita, quartzo e o topázio revelam metamorfismo de baixo grau, fc xisto verde, de rocha peraluminosa (Shand, 1927) como produto de auto-metamorfismo, rica em sílica e potássio com consideráveis concentrações de ferro. Portanto os minerais indicados, inclusive o topázio, foram gerados por metamorfismo onde as condições de pH₂O e pressão dos voláteis, (particularmente F) variaram, determinando a cristalização ou de cianita ou de topázio.

Paragéneses similares têm sido encontradas na Carolina Slate Belt, derivadas de metamorfismo progressivo, que formou inicialmente andalusita-topázio-quartzito com preenchimentos posteriores de sericita, pirofilita e quartzo (Sykes e Moody, 1978), e em Porto Rico com a formação de um greisen com adalusita e topázio (Hildebrand, 1961); deve-se notar que a pirofilita ocorre em diversas exposições da

da área de Ouro Preto, tendo sido derivada do metamorfismo retrógrado da cianita (Herz e Dutra, 1964).

CARACTERÍSTICAS DO HORIZONTE MINERALIZADO: O horizonte-BT, nível estratigraficamente controlado, com notável distribuição areal e que contém as mineralizações de topázio economicamente importantes da área, corresponde a um wad argiloso castanho escuro a negro com estrutura ou textura ora homogênea ora bandeada, ora laminada, com aspecto untuoso e graxo, estando sempre alterado que desprende oleosidade ao contacto com a água, é macio ao tato manchando negro as mãos. O BT contém lâminas e lenticulas milimétricas a centimétricas, concordantes e subconcordantes de caolinita, que também ocorre em venulações discordantes dando um aspecto brechiado a rocha; essas bandas e venulações caolínicas podem conter cristais bem formados de quartzo hialino, topázio leitoso, azul claro ou cinzento ou mesmo imperial e hematita especular. A cor escura do BT é oriunda da mistura de Mn-óxidos e Fe-óxidos hidratados, originando tonalidades negra e amarela respectivamente conforme predominância de um dos elementos, ou castanho devido a mistura de ambos; análises químicas do BT para carbono revelaram completa ausência desse elemento.

A fração síltico-argilosa, que predomina no BT varia de 80 a 88% em peso e contém minerais do grupo da mica (muscovita e sericita) e caolinita, revelados por difração de raios-X. Quartzo, variando entre 11 a 17%, ocorre na fração areia, além das concentrações em preenchimento de cavidade.

O BT, apesar de apresentar-se sempre decomposto, mantém textura bandeada ou laminada, contendo ocasionais e relativamente abundantes delgados níveis brechiados a microbrechiados e zonas lenticulares irregulares de quartzo hialino "queimado" com coloração queirozene, exibindo em algumas ocorrências belos cristais, quase sempre uniterminados de murion de até 30cm de comprimento mostrando crescimento quase sub-paralelo, ou fazendo baixo ângulo com as paredes da cavidade onde foi formado. Quartzo pode também formar massas irregulares sacaroidais em textura, de granulação fina a média, com estrias de deformação, sem exibir cristais bem formados, apresentando aspecto leitoso com incrustações de xisto e de muscovita esverdeada, em placas de até 5mm de diâmetro. Ocasionalmente, cristais biterminados de quartzo tem sido encontrados, mas predominantemente os cristais de quartzo são uniterminados e hialinos, sendo os menores mais perfeitos e transparentes e os maiores contendo, com certa frequência na superfície, moldes basais (001), prismas e finos e longos cristais de topázio inclusos. Quartzo pode ocorrer em paragênese com praticamente todos os outros minerais, denotando desenvolvimento ao longo de quase toda a mineralização.

Venulações concordantes, subconcordantes e discordantes de caolinita contém cristais de topázio que se desenvolvem com o eixo maior ao longo dos veios concordantes. Muscovita que forma placas com tamanho até 1cm, apresenta coloração verde-pálido a branco e se encontra depositada sobre a superfície de cristais de quartzo hialino e massas sacaroidais de quartzo e hematita especular. Deve-se notar que a paragênese muscovita-topázio não foi encontrada, sendo relativamente pouco comum a paragênese muscovita-caolinita.

A coloração esverdeada da muscovita deve-se provavelmente a existência de Fe⁺⁺ ou a predominância de F sobre OH.

Hematita especular ocorre em forma bastante frequente no BT, formando uma sucessão paralela de cristais tabulares, bem espelhados (por isso denominada de "espelho-de-macaco" pelos garimpeiros), de contornos quase sempre hexagonais, bem terminados, de tamanho variando de poucos centímetros até quase 30cm de diâmetro. As placas de hematita geralmente apresentam-se onduladas e deformadas e em sanduíche com placas de quartzo que também ocorre depositado na superfície da hematita. Hematita forma também agregados de cristais e rosetas quase perfeitas e alguns cristais apresentam susceptibilidade magnética suficiente para serem atraídos por ímã de mão.

Raramente o par hematita-topázio foi observado, e nessa situação a hematita aparentemente encontra-se depositada sobre a superfície do topázio. Em alguns exemplos, finos prismas de rutilo encontram-se depositados sobre placas de hematita, principalmente nas proximidades de greenstones. Nas zonas onde existem veios de quartzo associado ou atravessando os greenstones (próximo a Água Fria), cristais de rutilo bem formados, com até 3cm de comprimento, ocorrem associados ao quartzo.

Os cristais de topázio que apresentam coloração amarelo-ouro imperial, pêssego, lilás, vermelho e incolor, são uniterminados ou limitados pela forte clivagem basal (001). São encontrados cristais estriados com até 25cm de comprimento,

na maioria jagados, fraturados, com inclusões de caolinita paralelamente a clivagem basal, inclusões fluidas submicroscópicas e tanto os cristais maiores quanto os menores podem apresentar geminação ao longo do eixo maior. Comumente o topázio associa-se a caolinita, sendo envolvida por esta em veios ou em inclusões no quartzo, sugerindo a formação do topázio um pouco anterior. Blocos de quartzo leitoso em zonas eluviais e colúviais, apresentam inúmeros moldes de seção losangular, típica do topázio.

Apesar do topázio se encontrar, na grande maioria dos casos, no horizonte-BT, foram encontrados raros veios de quartzo-especularita contendo topázio cortando o dolomito (próximo a pedreira da BEMIL, no Moraes) ou blocos de quartzo leitoso com moldes de topázio nos itabiritos, na Serra do Aragão ou Siqueira. A existência em elevada frequência, de quartzo leitoso com moldes de topázio, bem como a ocorrência de veios de quartzo com hematita e topázio parcialmente alterado e caolinizado sugere posterior lixiviação e alteração hidrotermal.

Frequentemente pseudomorfos de limonita após o topázio, formando belos "boxworks", são encontrados denotando também processo de substituição posterior ao topázio. Mn-óxidos secundários também são encontrados no BT, em geral formando finas películas e impregnações sobre os demais minerais.

Franco (1955) observou que os topázios amarelos da região de Ouro Preto, quando aquecidos entre 500° e 600°C perdem a cor e durante o resfriamento adquirem a cor rosea-lilás permanente exibindo dicroísmo.

Euclásio, encontrado esporadicamente na Mina da Boa Vista e Morro do Gabriel, em belos cristais centimétricos azuis e hialinos, rutilo e talco podem ocorrer no nível-BT. Rutilo e talco aparecem mais comumente nas zonas de cloritaxisto sob ação hidrotermal. Freitas (1981) relatou a existência, muito subordinada de turmalina no horizonte mineralizado da mina do Israel, e Torok (1982) localizou pirita limonitizada, em cubos com até 10cm de lado no nível-BT, na mina do Zé Ferraz. A existência de pirita sugere condições locais de elevada fugacidade de S e a limonitização indica um evento oxidante posterior.

Algumas ocorrências de fluorita em dolomito na área (proximidades da Mina da Boa Vista) foram descobertas durante o transcurso deste trabalho, vieram a adicionar as descritas por Rolff (1944 e 1945) em pedreiras do Km 545 da EFCB, Água Santa e Saramenha associadas a calcita, quartzo e pirita, "oriunda de intrusões ácidas em fase pneumatolítica que também foi responsável pelas mineralizações de topázio e turmalina"; na jazida de mármore do Cumbi descreveu buchos com fluorita roxa associada a pirita. Pomerene (1964) descreveu fluorita na pedreira do Acaba Mundo. Essas ocorrências indicam relativa dispersão do F na zona das lentes de dolomito que situam-se quase imediatamente subjacentes ao horizonte mineralizado; como contraste as ocorrências do topázio de Mardan, no Paquistão (Jan, 1979) apesar de existirem em veios com calcita e quartzo cortando calcários, não contém fluorita.

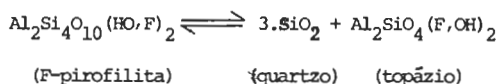
CONCLUSÕES E GÊNESE DO TOPÁZIO: Tendo em vista o controle estratigráfico das mineralizações e as relações de paragenese mineral encontrada pode-se estabelecer a sucessão mineral e discutir sobre a gênese de mineralização. A sucessão sugerida em trabalho anterior (Sarcia e Palermo, 1982) indicou a formação do topázio posteriormente a caolinita e esta possivelmente concomitante ao álcali-feldspato que, entretanto não foi detectado sequer nos diagramas de difração de raios-X, e talvez contemporânea à mica branca.

Como sucessão a paragenese indicamos a formação inicial (Fig. 5) de rocha peraluminosa potássica rica em fluor, associada ao quartzo e magnetita; fluor se acumula em sedimentos pelíticos, em faixas de concentração de 0,05 a 0,275% (Peters, 1958) podendo chegar até 0,76% em folhelhos, provavelmente substituindo hidroxila nas illitas. Com o metamorfismo progressivo esse fluor pode entrar na estrutura do topázio, restando o excesso de OH para as micas brancas, phengitas e sericitas num processo de desidratação parcial. Isso explica a presença de microprietas de topázio na magnetita sericitaxisto. Com o aumento da fugacidade de HF e pressão parcial dos fluidos o excesso de fluor juntamente com HO pode se acumular em zonas adequadas, como o contato de unidades litológicas, zonas de falha e cristalizar topázio numa paragenese mais rica em água, talvez na transição-pneumatolítico-hidrotermal.

A magnetita, inicialmente formada, foi lixiviada e oxidada durante o processo, tendo formado hematita e localmente rutilo, onde a concentração de Ti permitiu. Nessa fase (II) iniciou a formação da caolinita, prosseguindo até certa extensão na fase hidrotermal (III); a caolinita substituiu a magnetita no xisto e parci

almente ao topázio, coexistindo com hematita especular, formada num ambiente oxidante e com excesso de Fe. Nas etapas finais do estágio hidrotermal, quartzo, murion bem formado e muscovita verde pálido foram depositados. Os Fe-óxidos, que provavelmente representam a última fase da mineralização, além de substituírem o topázio ocorrem irregularmente, às vezes associados aos Mn-óxidos.

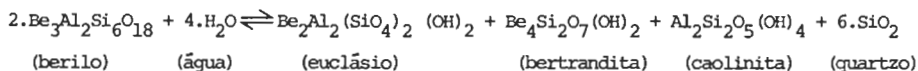
O topázio de Ouro Preto contém cerca de 25 mole % HO-topázio como componente na solução-sólida (Barton, 1982) e a "filling temperature" em inclusões fluidas revelou a faixa de 260 - 280°C, corroborando razoavelmente a reação:



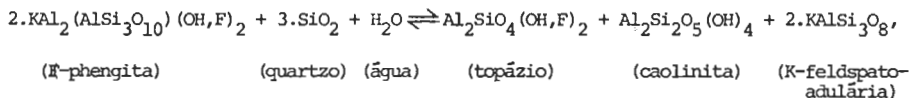
durante o estágio hidrotermal. O sericita xisto, em diversas exposições tem mostrado a presença de pirofilita, que também ocorre em veios, associados ao quartzo, cianita, topázio e hematita. Ainda, de acordo com Barton, a fração HO-topázio solução-sólida coexistindo com outras fases aluminosas, aumenta com o decréscimo de temperatura, e com composição constante, o topázio remove HF de um fluido rico em água. Essas propriedades apoiam a idéia de que durante a formação do topázio de Ouro Preto o estágio pneumatolítico foi relativamente subordinado e de pequena duração, tenho o topázio e os demais minerais se desenvolvido principalmente durante a fase hidrotermal.

Portanto as reações indicadas por Olsen (1971) responsáveis pela formação do topázio, e a afirmação de que o topázio, quartzo, muscovita e ortoclásio tem sido formados às expensas da caolinita ficam prejudicadas.

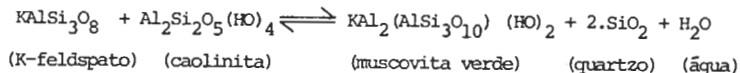
Aparentemente, talvez no início da mineralização, tenham ocorrido breves condições pegmatóides responsáveis pela concentração de pequenas quantidades de berilo, que num ambiente instável e em desequilíbrio foi convertido em euclásio:



confirmando a transformação hidrotermal do berilo em euclásio, já previamente observada (Tröger, 1969), e a formação de caolinita; bertrandita embora não detectada, pode ser formada. Nas reações envolvendo a formação do topázio é assumida a existência inicial de mica branca phengítica, talvez do grupo das celadonitas, $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})(\text{Al},\text{Fe}^{3+})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ onde pode ocorrer total substituição de Mg,Fe^{2+} Si por Al,Al (Miyashiro, 1973); $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ nessas micas seria mais elevado, resultando:



onde o K-feldspato seria instável, pela elevada pressão parcial de água e por isso, rapidamente convertido em muscovita verde e quartzo sucessivamente, sendo a caolinita parcialmente consumida:



Essas reações, para acomodar o excesso de K_2O , que somente caberia nas micas brancas e K-feldspato, indicam a existência de um líquido residual com K_2O , após todo o topázio, caolinita, hematita e a maioria do quartzo ter se desenvolvido explicando assim a presença nas fases finais de muscovita verde. Alguns pseudomorfos de caolinita após feldspato e confusos picos em diagramas XRD podem sugerir a existência anterior de adulária.

A reação de oxidação de magnetita (com algum Ti) em hematita e rutílo, bem como a substituição parcial do Al pelo Fe^{3+} no topázio, fornecendo inclusive a coloração típica da gema, completam o processo.

Como gênese do topázio, portanto sugerimos uma atividade pneumatólítica subordinada e hidrotermal principal, ligada a um horizonte de composição favorável.

da unidade de magnetita sericita xistos do topo da Rm. Gandarela, que resultou nas para gêneses discutidas acima.

Aparentemente a principal fase da mineralização coincidiu com o au ge do metamorfismo ou logo a seguir, tendo ocorrido seguramente pré-D₂ (Pires et alli, 1983), conforme atestado pela orientação das magnetitas, muscovita, "ólhos" de caolinita e microprismas de topázio no xisto orientados segundo L₂ - lineação mineral e de crenulação, e pela deformação e fraturamento do topázio, hemátita e quartzo.

AGRADECIMENTOS: Os autores contaram com a ajuda valiosa dos demais integrantes da equipe, Ariadne Fonseca, Mônica Heilbron, Roberto Albuquerque, Henrique Cravo, Rosângela Maciel, Ielca Torok além dos alunos de geologia de campo das turmas 1982 e 1983 que muito enriqueceram este trabalho com discussões e sugestões. Ao CNPq (processos 40.2071/80 e 30.0006/81) e ao FINEP em convênio com a UFRJ somos agradecidos pelo auxílio financeiro, a direção e funcionários das empresas TIMCIL e Vermelhão Min. Ind. e Com. Ltda. pelas inúmeras facilidades e os numerosos mineradores, garimpeiros e prospectores, incansáveis na busca das gemas e pacientes em mostrar detalhes das mineralizações e expor frentes de lavra para estudos, somos imensamente gratos. Aos colegas J. Valença e R. Trouw pela leitura crítica e sugestões ao manuscrito, aos colegas S. Crispim e L. Coelho pelas fotografias agradecemos. Aos Srs. J. Esteves, A. Oliveira e O. Joaquim pela confecção das seções delgadas e polidas, ao Sr. Antônio José pelos desenhos e a D. Lourdes Almeida pelo trabalho datilográfico expressamos o nosso agradecimento.

BIBLIOGRAFIA:

- BARBOSA, A.L.M. - 1969 - Mapa Geológico das Quadrículas de Ouro Preto e Santa Rita de Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil: in *Dorr*, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 641-A, 139p.
- BARTON, M.D. - 1982 - The Thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications: *Am. Miner.*, 67: 956-974.
- CASSEDANE, J.P. - 1976 - Geologia de algumas Jazidas de Gemas: *Min. e Metalurgia*, XL, (375): 19-20.
- D'ELBOUX, C.V. e FERREIRA, C.M. - 1975 - Topázio na região de Ouro Preto: *Rev. da ESC. de Ouro Preto*, 32: 73-79.
- DERBY, O.A. - 1901 - On the mode of occurrence of topaz near Ouro Preto, Brazil; *Amer. J. Science*; 11 (4): 25-34.
- ESCHWEGE, W.L. - 1833 - *Pluto Brasiliensis*: D. Reimer, Berlim, 457 pp.
- FRANCO, R.R. - 1955 - A Cor das Pedras Preciosas: *Gemologia*, *Rev. da Assoc. Brasileira de Gem.*, I, (1): 23-27.
- FREITAS, C.O. - 1981 - Geologia dos Depósitos de Topázio da Região de Ouro Preto, Minas Gerais: *Rel. Est. Campo IV, Dep. Geologia - UFRJ*, 46 p.
- FREYBERG, B.V. - 1934 - *Die Bodenschätze Des Staates Minas Gerais, Brasilien*: Sch. Vers. Stuttgart, Germ. 347-350.
- GORCEIX, H. - 1881 - Estudo geológico das jazidas de Topázio da Província de Minas Gerais, Brasil, *Anais da Esc. Minas de Ouro Preto*, 1: 15-38.
- HERZ, N. e DUTRA, C.V. - 1964 - Geochemistry of some Kyanites from Brazil: *Am. Miner*, 49: 1290-1305.
- HILDEBRAND, F.A. - 1961 - Andalusite - topaz greisen near Caguas East-central Puerto Rico; U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 424-B: 222-224.
- JAN, M.Q. - 1979 - Topaz occurrence in Mardan, northwest Pakistan: *Min. Magazine*; 175-176.
- JOHNSON, R.F. - 1962 - Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco e Ouro Preto Quadrangles, Minas Gerais, Brazil; U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 341-B, 39 p.
- MAWE, J. - 1812 - *Travels in the Interior of Brazil*: London, 236 p.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - *Metamorphism and Metamorphic Belts*: William Clowes & Sons. Ltd., London, 149 p.
- OLSEN, D.R. - 1971 - Origin of topaz deposits near Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil: *Econ. Geol.*, 66: 626-631.
- PETERS, W.C. - 1958 - *Geologic Characteristics of Fluorspar Deposits in the Western United States*: *Econ. Geol.*, 55 (6): 424-429.
- PIRES, F.R.M. - 1983 - Greenstones as a part of the Minas Supergroup in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: *Rev. Bras. Geoc.*, 13, (2) no prelo.

- PIRES, F.R.M., SARCIA, M.N.G. e PALERMO, N. - 1983 - Análise Estrutural e Revisão Litoestratigráfica do Supergrupo Minas na região do Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais; An. Acad. bras. Ciências, sessão 25/5/83 (no prelo).
- POMERENE, J.B. - 1966 - Geology and Ore Deposits of the Belo Horizonte, Ibiritê and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brasil: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 341-D, 84p.
- ROLFF, P.A.M.A. - 1944 - Nota sobre a Fluorita em Ouro Preto: Rev. Escola Minas de Ouro Preto, IX, (4); 181.
- - 1945 - Nota sobre algumas Jazidas de Fluorita: Rev. Escola de Minas de Ouro Preto, X, (2): 427-429.
- SARCIA, M.N.G. e PALERMO, N. - 1982 - Mapeamento Geológico na Região de Ocorrência de Topázio no Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Rel. Est. Campo IV, Dep. Geologia UFRJ, 36p.
- SHAND, S.J. - 1927 - Eruptive Rocks. Thomas Murby & Co. Norwich, 114 p.
- SPIX, J.B. von e MARTIUS, C.F.P. von - 1831 - Reise in Brasilien, Munich.
- SYKES, M.L. e MOODY, J.B. - 1978 - Pyrophyllite and Metamorphism in the Caroline Slate belt: Am. Miner., 63: 96-108.
- TOROK, I. - 1982 - Estudo da Jazida de Topázio Imperial de Zé Ferraz, Região de Dom Bosco, Ouro Preto, Minas Gerais, Rel. Est. Campo IV, Dep. Geologia UFRJ, 20p.
- TRUGER, W.E. - 1969 - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale: Teil 2, E. Schw. Verlagsbuch, Stuttgart: 430 p.

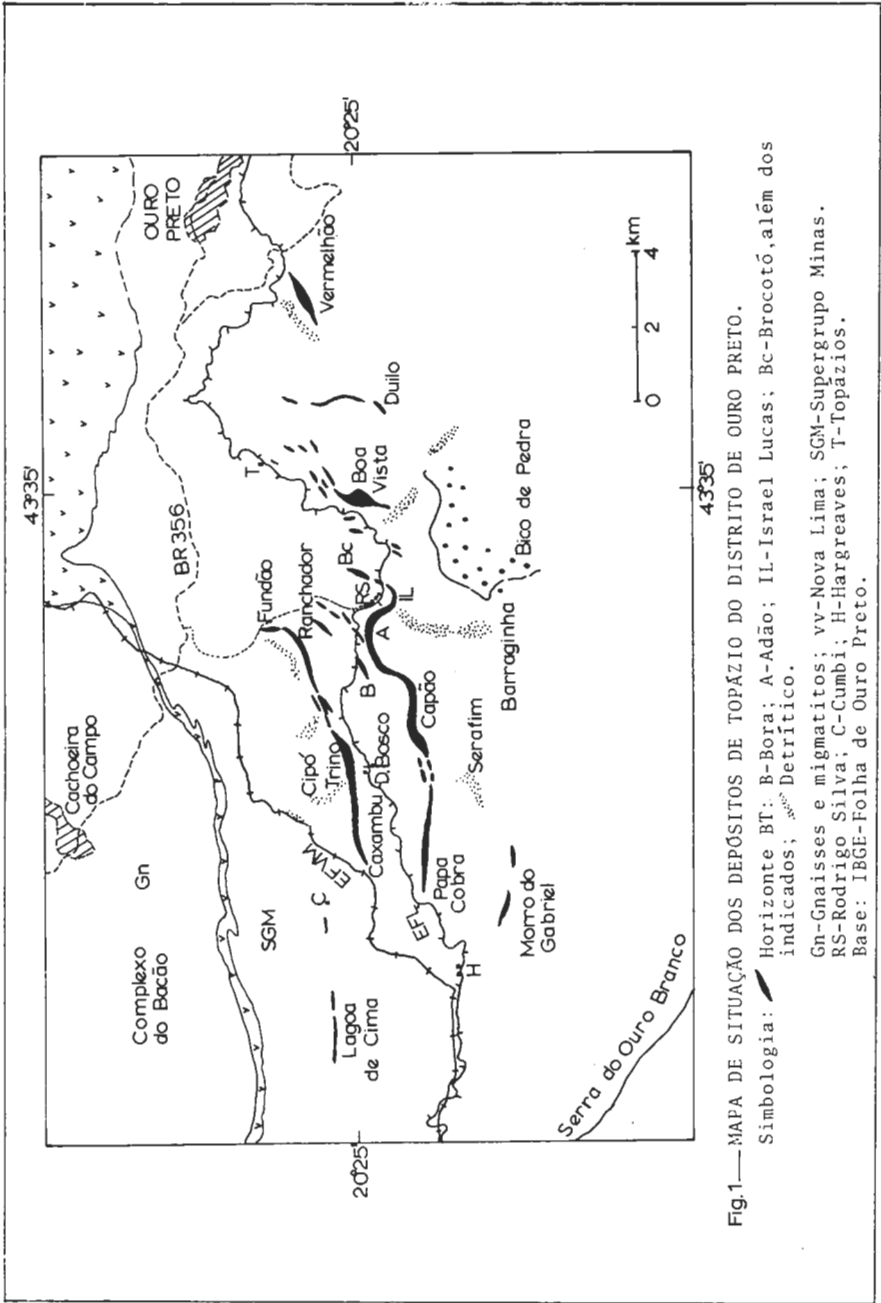


Fig.1—MAPA DE SITUAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE TOPÁZIO DO DISTRITO DE OURO PRETO.
 Simbologia: Horizontal BT; B-Bora; A-Adão; IL-Israel Lucas; Bc-Brocotó, além dos indicados; Detritico.
 Gn-Gnaisses e migmatitos; vv-Nova Lima; SGM-Supergrupo Minas.
 RS-Rodrigo Silva; C-Cumbi; H-Hargreaves; T-Topázios.
 Base: IBGE-Folha de Ouro Preto.

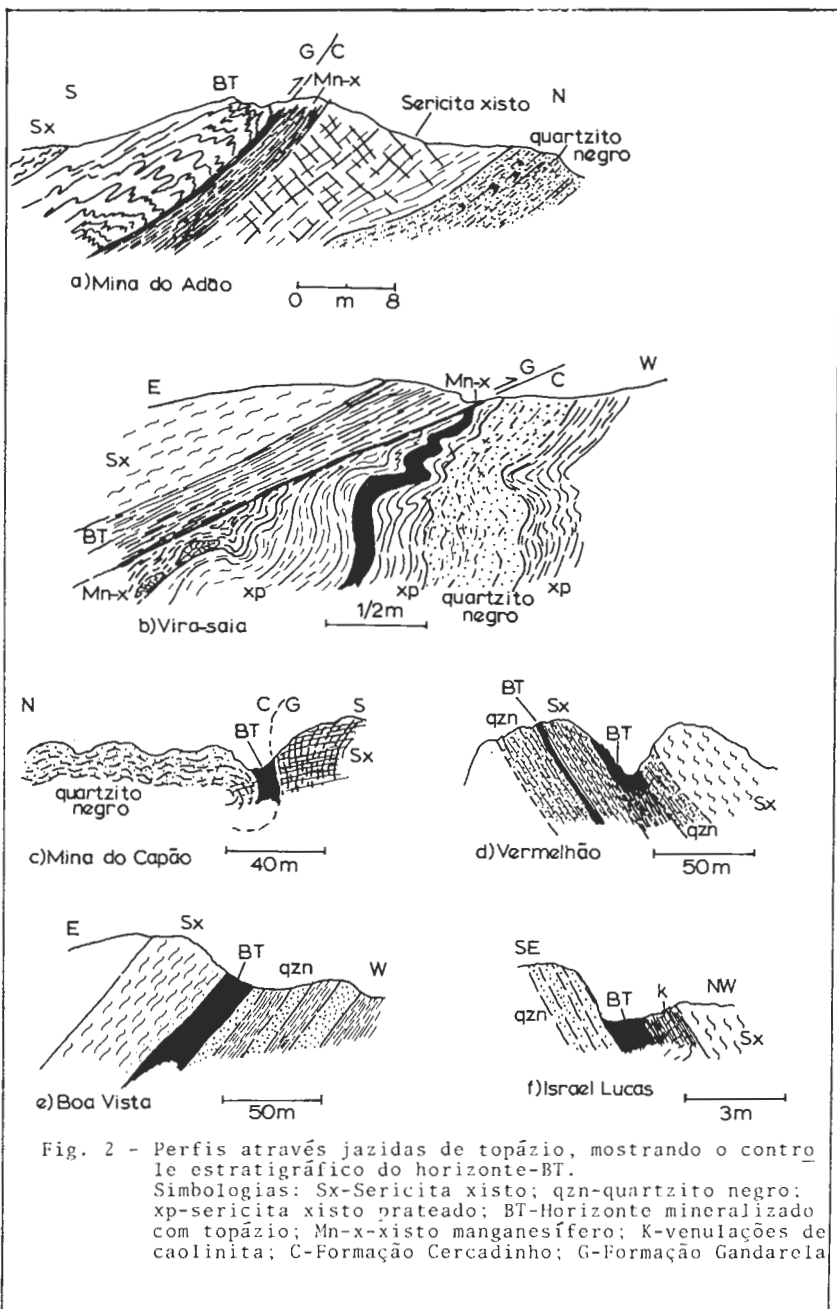


Fig. 2 - Perfis através jazidas de topázio, mostrando o controle estratigráfico do horizonte-BT.
 Simbologias: Sx-Sericita xisto; qzn-quartzito negro; xp-sericita xisto prateado; BT-Horizonte mineralizado com topázio; Mn-x-xisto manganêsífero; K-venulações de caulinita; C-Formação Cercadinho; G-Formação Gandarela

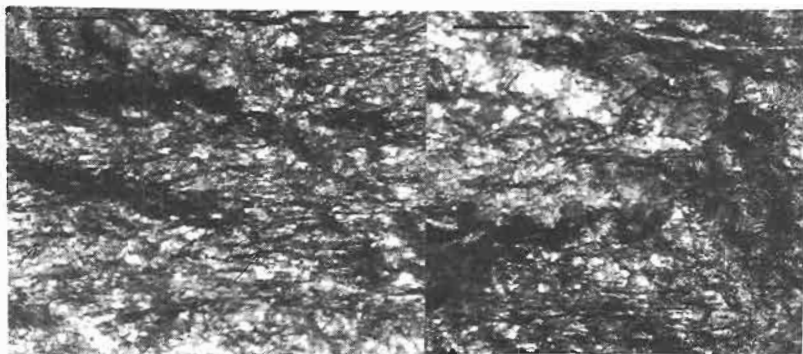


Fig. 3 - Fotomicrografias do magnetita sericita xisto com microprismas de topázio (setas); barra = 1mm.

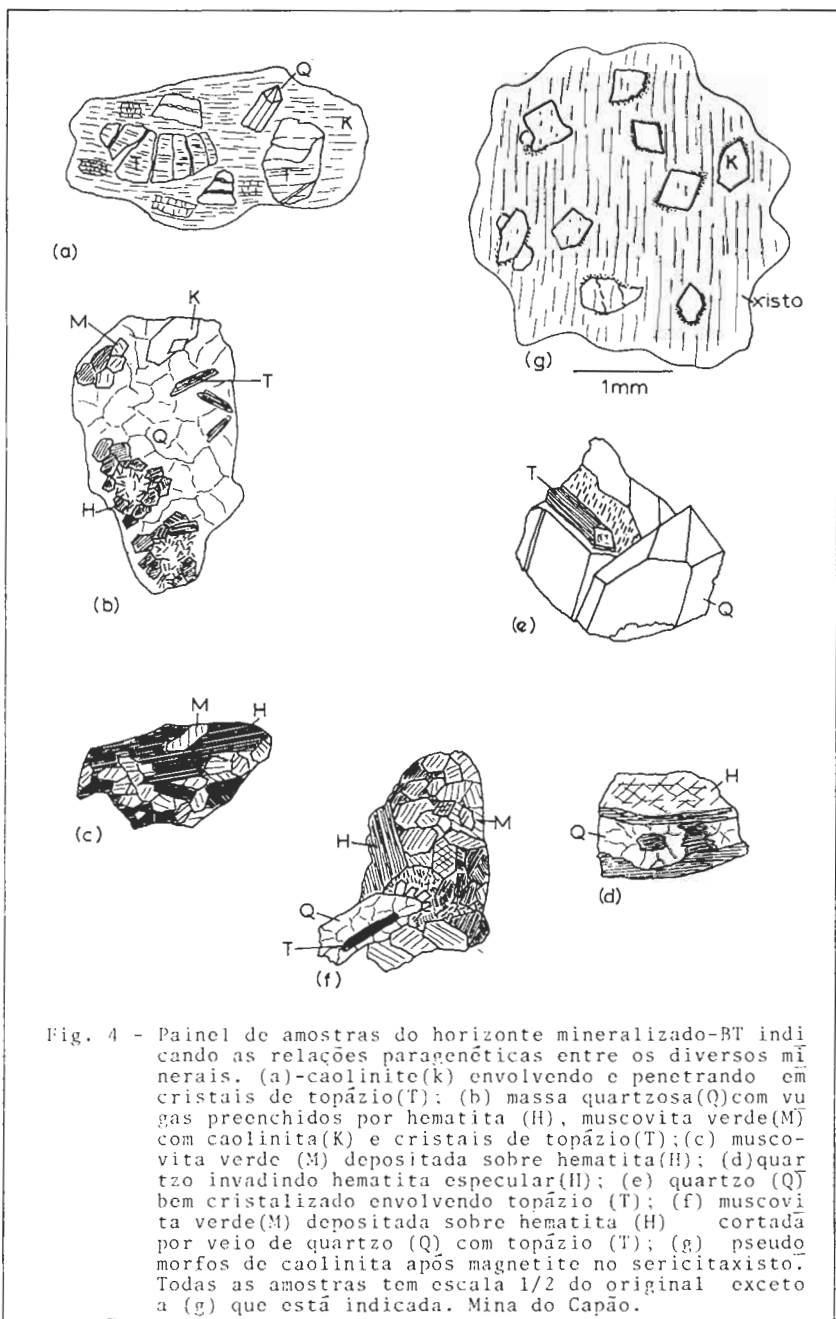


Fig. 4 - Painel de amostras do horizonte mineralizado-BT indicando as relações paragenéticas entre os diversos minerais. (a)-caolinite(k) envolvendo e penetrando em cristais de topázio(T); (b) massa quartzosa(Q) com vu-
 gas preenchidos por hematita (H), muscovita verde(M) com caolinita(K) e cristais de topázio(T);(c) muscovi-
 ta verde (M) depositada sobre hematita(H); (d) quar-
 tzo invadindo hematita especular(H); (e) quartzo (Q)
 bem cristalizado envolvendo topázio (T); (f) muscovi-
 ta verde(M) depositada sobre hematita (H) cortada
 por veio de quartzo (Q) com topázio (T); (g) pseudo-
 morfos de caolinita após magnetite no sericitaxisto.
 Todas as amostras tem escala 1/2 do original exceto
 a (g) que está indicada. Mina do Capão.

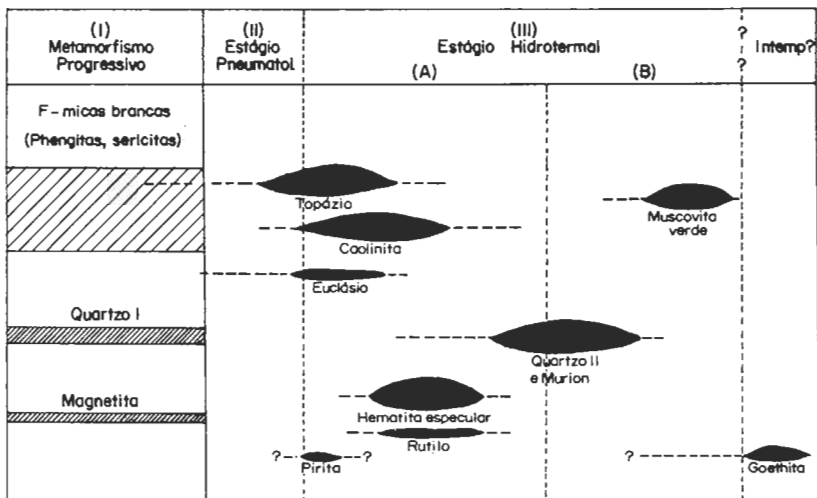


Fig.5-Sucessão paragenética das mineralizações de topázio do Distrito de Ouro Preto, Q.F., Minas Gerais, Brasil.

A MINERAÇÃO DE SCHEELITA NAS ROCHAS CALCOS
SILICÁTICAS DO MÉDIO JEQUQUITINHONHA - MG

A.C. Pedrosa Soares

A.G. Costa

J.M. Correia Neves

Universidade Federal de Minas Gerais-UFMG - Geociências, Belo Horizonte, MG

ABSTRACT

The authors, together with Prof. O.H. LEONARDOS and Prof. R. MONTEIRO, described in a former paper the scheelite and wolframite mineralization in quartz veins (Itinga area) and pointed out to the scheelite occurrence in calcsilicatic rocks outcropping in Itinga-Coronel Murta region.

The present paper deals with field, petrographic and mineralization control aspects that concern those scheelite-bearing rocks. Calcsilicatic rocks occur as isoclinal folded thin layers intercalated in quartz-mica-schists of the Macaúbas Group.

The scheelite occurs, preferentially, in light-coloured bands of garnetiferous calcsilicatic rocks, associated to quartz, andesine and diopside. Scheelite small crystals are clear of inclusions and appear to have been crystallized together with quartz-andesine-diopside resulting in a matrix with granoblastic texture.

The scheelitic bodies are always parallel to the layering of the host rocks. No discordant bodies were found except the scheelite-bearing quartz veins.

The occurrences of scheelite-bearing calcsilicatic rocks are distant tens of kilometers from each other.

The observed facts indicate a stratiform mineralization widely spread over a large area.

INTRODUÇÃO

Os recursos minerais comumente assinalados no Médio Jequitinhonha, mais especificamente na região de Itinga-Araçuaí-Coronel Murta, são minerais de pegmatitos, notadamente os minérios de Li e as gemas, e, em menor importância, o ouro e diamante extraídos dos aluviões dos rios Jequitinhonha e Araçuaí.

PEDROSA SOARES et al. (1983) encontraram e descreveram uma ocorrência, em garimpo abandonado, de wolframita e scheelita em veios de quartzo encaixados pelos quartzo-micaxistos atribuídos ao Grupo Macaúbas, no baixo vale do Ribeirão Jenipapo a sudoeste de Itinga. Aparentaram, também, a existência de scheelita em concentrados de bateia e em amostras de rochas calcossilicáticas da região de Coronel Murta - Itinga e discutiram alguns aspectos da potencialidade da região para mineralizações de tungstênio.

Como acentuado por aqueles autores, à exceção de uma vaga referência sobre scheelita em Araçuaí, por L.C. FERRAZ (1929, p. 381) não temos conhecimento de referências sobre mineralizações de W naquela região, em particular sobre a scheelita identificada nas rochas calcossilicáticas (vide, por exemplo, MORAES et al., 1937; GUIMARÃES, 1961 e 1965; SÁ, 1977; FONTES et al., 1978; JARDIM et al., 1980; ARAÚJO et al., 1982; ALECRIM, 1982). CASSEDANNE & PEREIRA (1982) relatam a descoberta de scheelita na região de Linópolis-Divino das Laranjeiras, no

Vale do Rio Doce.

O presente trabalho apresenta os dados e interpretações iniciais, no que diz respeito a aspectos de campo, petrográficos e controle da mineralização de scheelita nas rochas calcossilicáticas.

A scheelita, anteriormente identificada em rocha e concentrados de bateia, por sua fluorescência branco-azulada (PEDROSA SOARES et al., 1983) foi reconhecida, pelas propriedades óticas, em lâmina delgada, apesar de sua fina granulação. (As amostras de wolframita e scheelita coletadas em veios de quartzo tiveram sua identificação confirmada por difratogramas de Raios-X, PEDROSA SOARES et al., op.cit.).

ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

Os traços geológicos amplos do Médio Jequitinhonha, excluindo-se rochas fanerozóicas, apresentam-se na fig. 1.

Um embasamento constituído na maior parte por granito-gnaisses, gnaisses, migmatitos e granitóides homófanos, localmente com granada, silimanita e cordierita, sotopõe-se a uma seqüência de rochas supracrustais atribuídas ao Grupo Macaúbas, ou considerada como uma seqüência do Proterozóico Indiviso cujas litologias foram "geradas ou re-trabalhadas no Ciclo Brasileiro" (FONTES et al., 1978; SCHOBENHAUS F^o et al., 1978 e 1981; JARDIM et al., 1980; KARFUNKEL et al., 1981; CORREIA NEVES et al., 1982a e b).

A seqüência supracrustal é constituída por quartzo-mica-xistos, feldspato-quartzo-micaxistos, micaxistos, quartzitos feldspáticos e/ou micáceos, metaconglomerados, rochas carbonáticas e rochas calcossilicáticas. Os xistos podem apresentar granada, estaurolita, cianita e silimanita (principalmente na região de Virgem da Lapa-Coronel Murta-Rubelita) ou granada, andaluzita, silimanita e cordierita (na região de Araçuaí-Itinga) (SÁ, 1977; FONTES et al., 1978; JARDIM et al., 1980; CORREIA NEVES et al., 1982a e b, 1983; COSTA, 1983).

Perfurando tanto o embasamento como a seqüência supracrustal encontram-se granitos intrusivos e pegmatitos, como os granitos do Vale do Piauí (SÁ, 1977) e os granitos de Coronel Murta (CORREIA NEVES et al., 1982c). Várias evidências do metamorfismo térmico de contato causado por estas intrusões vêm sendo coligidas no decorrer dos trabalhos de tese de pós-graduação de A.C. Pedrosa Soares e A.G. Costa e serão oportunamente apresentadas.

Idades radiométricas atribuem 659±40 m.a. (Rb/Sr, RT, 11 pts) ao metamorfismo dos xistos Macaúbas e 519±6 m.a. (Rb/Sr, RT, 7 pts) para a formação dos granitos intrusivos do Vale do Piauí (SÁ, 1977).

Extensos falhamentos de empurrão e uma persistente xistosidade principal, com direções variando de NNE a NE, são as mais marcantes estruturas regionais. Localmente, variações das atitudes da xistosidade podem ser conseqüências do posicionamento dos granitos intrusivos (CORREIA NEVES et al., 1982c e 1983).

A este artigo interessa, particularmente, as referências e descrições de rochas carbonáticas na região.

MORAES (1932) ao situar a área de ocorrência da "Formação Macaúbas" no norte de Minas Gerais, refere-se a "raras camadas de calcareo" em meio aos pacotes da formação por ele definida.

MORAES (1937) enfatiza que são poucas as ocorrências de calcário na "Formação Macaúbas", indica alguns lugares onde elas se encontram e, especificamente na região de interesse deste trabalho, aponta calcário nas proximidades de Coronel Murta ("no lugar denominado Alagadiço, a 5 léguas de Arassuahy, no rumo de Salinas, nos terrenos da fazenda de Ignacio Murta"; MORAES, 1937, p. 117). Os afloramentos deste local foram estudados e não são propriamente de calcário, mas de uma rocha quartzo-micácea carbonática (efervesce intensamente ao HCL_{1:1}; a frio) quase maciça, mas que se torna bem foliada nas exposições intemperizadas.

Em vários outros locais da região de Araçuaí-Virgem da Lapa-Salinas encontram-se rochas carbonáticas, xistos ou quartzitos carbonáticos (FONTES et al., 1978; CORREIA NEVES et al., 1983) sendo que, pró

ximo a Taiobeiros ocorre calcário praticamente puro.

Neste trabalho, como em outros já citados, distingue-se entre o que se tem chamado de rocha carbonática, ou quartzito carbonático e aquilo que se tem referido como rochas calcossilicáticas. As primeiras apresentam-se, na região estudada, como intercalações de cores escuras, às vezes negras, de grão fino, que efervesce quase sempre intensamente ao HCl diluído e, quando intemperizadas, comumente mostram nítida xistosidade dada pelas micas que contêm. As rochas calcossilicáticas apresentam tons diversos de verde e cinza, são muito maciças e tenazes, geralmente contêm granada rosa, anfibólio e piroxênio em blastos identificáveis à vista desarmada e que dão à rocha um aspecto pinçalgado, raramente reagem ao HCl e quase sempre não têm mica.

AS ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS SCHEELITÍFERAS

Os dados e interpretações aqui apresentados dizem respeito a perfis e amostragem realizados na região de Itinga-Coronel Murta-Rubelita (fig. 1).

As rochas calcossilicáticas scheelitíferas ocorrem como intercalações estreitas nos xistos do "Grupo Macaúbas" (unidade pembx de CORREIA NEVES et al., 1983) não tendo sido encontradas, na região acima especificada, em meio aos pacotes de quartzitos puros, quartzitos feldspáticos e mica-quartzitos daquele grupo (unidade pembq de CORREIA NEVES et al., 1983). Suas espessuras raramente ultrapassam os 50cm que, devido a intensa deformação, não devem corresponder aos valores originais.

Não se conseguiu, ainda, estabelecer uma tendência bem definida de associação das calcossilicáticas a alguma litologia em particular pertencente ao pacote de xistos, parecendo que intercalam-se indistintamente em feldspato-quartzo-micaxistos, quartzo-micaxistos, mica xistos e quartzitos micáceos carbonáticos (vide "análises modais dos xistos Macaúbas" em CORREIA NEVES et al., 1983).

Os afloramentos em que ocorrem as calcossilicáticas mostram, algumas vezes, marcante bandamento, da ordem de centímetros, entre estas rochas e as litologias metapsamo-pelíticas e metapelíticas.

Uma fase de dobramento isoclinal, apesar da intensa transposição que a ela se associa, pode ser observada, como, por exemplo, nos afloramentos da praia de Coronel Murta. As dobras isoclinais, naquele e em outros locais da região de Coronel Murta-Rubelita, têm seus eixos verticalizados.

Uma fase posterior de dobramento é marcada por dobras assimétricas micro e mesoscópicas, com planos axiais de mergulhos fortes, bem reconhecidas nos xistos da região de Itinga, as quais, em alguns lugares, associa-se uma incipiente xistosidade de crenulação. Os eixos das microdobras assimétricas, medidos nos arredores do garimpo de wolframita e scheelita, direcionam-se a N10W (PEDROSA SOARES et al., 1983). Contudo, observa-se que talvez não seja esta a direção preferencial, pois muitos eixos direcionam-se a NE e não foi, ainda, possível estabelecer a tendência geral.

O posicionamento dos granitos intrusivos, como já referido, causou deformações amplas na macroestrutura, que melhor se exemplificam pela conformação circular das encaixantes em torno de maciços graníticos como, nitidamente, acontece com a intrusão imediatamente a oeste de Coronel Murta.

A verticalização dos eixos das dobras isoclinais parece ser consequência do posicionamento dos granitos intrusivos, na região antes especificada. Como já referido por MONTEIRO (1979) e CORREIA NEVES et al. (1983) os mergulhos da xistosidade principal dos metamorfitos Macaúbas tendem a verticalizar-se à medida que se aproxima das intrusões graníticas.

As rochas calcossilicáticas, dada a sua maior competência relativamente às rochas xistosas a que associam-se, comumente são encontradas como "boudins" isolados ou em estruturas tipo "pinch-and-swell".

O acamamento realçado pelas intercalações de calcossilicáticas que, via de regra, é paralelo à xistosidade principal dos metapelitos (de direções preferenciais a NE e NNE) não reflete, necessariamente, uma estratificação sedimentar, devido à generalizada transposição que se associa às dobras isoclinais.

Os estudos de microscopia ótica buscaram, além da descrição mineralógica e textural das rochas calcossilicáticas, estabelecer as relações paragenéticas da scheelita.

Dentre as litologias calcossilicáticas, cujas características macroscópicas já se restringiu no capítulo anterior, encontram-se variedades também maciças e tenazes, cuja mineralogia essencial é quartzo e hornblenda, com algum plagioclásio, que quase sempre contém nenhuma ou muito pouca granada e que, mais propriamente, devem ser designadas como anfibolitos (SÁ, 1977). Nestes não se detectou, à luz ultravioleta, nenhuma pinta de scheelita.

Por sinal, mesmo de amostras em que a scheelita foi denunciada pelo "mineralight", foi difícil obter-se lâminas em que o mineral de W se mantivesse, devido à sua escassez e fina granulação na amostragem até o momento realizada.

Algumas das calcossilicáticas scheelitíferas são constituídas por estreitas bandas (1-2 mm) de composição relativamente mais básica, alternadas com bandas de composição mais ácida (0,5-1 cm).

Nesta variedade de calcossilicáticas, as bandas mais básicas são compostas por diopsídio, plagioclásio (labradorita), hornblenda verde, clinzoisita, tremolita-actinolita, quartzo, titanita, granada e opacos. O diopsídio, porfiroblástico, parece formar-se, pelo menos em parte, às custas da hornblenda e altera para tremolita-actinolita acicular e de muito fraco pleocroísmo e para clinzoisita. O plagioclásio (labradorita) aparece em cristais idioblásticos, intensamente saurizados. A hornblenda verde, poiquiloblástica e idioblástica, tem pleocroísmo em tons de verde pálido, altera para tremolita-actinolita acicular e fracamente pleocrônica e inclui, principalmente, quartzo e titanita. Deve tratar-se de hornblenda cálcica, porque dá origem a parte do diopsídio, pelo pálido pleocroísmo e produtos de alteração. A clinzoisita é produto de alteração do diopsídio, plagioclásio e granada e, juntamente com os dois primeiros minerais constitui uma textura diablástica, crescendo-lhes nas fraturas, clivagens e limites intergranulares. A granada, francamente poiquiloblástica, não apresenta bordos de recristalização e altera para clinzoisita. Os opacos aparecem esparsamente e, pelo menos aparentemente, são produtos liberados pela cristalização do diopsídio às custas de hornblenda, ou da alteração da granada para clinzoisita. A titanita é um acessório comum. Não se encontrou scheelita nestas bandas.

As bandas mais ácidas são constituídas, essencialmente, por quartzo, plagioclásio (andesina) e diopsídio, tendo como acessórios, hornblenda verde, granada, titanita, carbonato, apatita, opacos e scheelita. Apresentam marcante textura granoblástica em que quartzo e plagioclásio, mas também, diopsídio e scheelita, constituem um mosaico de junções triplíceis. Os três minerais da matriz (quartzo, plagioclásio, diopsídio) são, praticamente, equigranulares. Novamente se vê o diopsídio formando-se às custas da hornblenda, mas a grande maioria dos cristais do piroxênio encontram-se isolados na matriz, sem qualquer relação com aquele anfibólio. Os porfiroblastos de diopsídio são muito menos frequentes que nas bandas mais básicas. Granada e hornblenda constituem poiquiloblastos que sobressaem na matriz. A mineralogia de alteração metamórfica também é constituída por tremolita-actinolita, clinzoisita e carbonato, embora pareça ser menos abundante que nas bandas básicas. A titanita é um acessório muito comum. A scheelita, em grãos sem inclusões e que não são incluídos por outros minerais, apresenta-se em pequenos cristais associados ao quartzo, plagioclásio (andesina) e diopsídio, da matriz granoblástica.

As demais variedades de calcossilicáticas, da área de Itinga, em que identificou-se a scheelita, não apresentaram o fino bandamento descrito. Sua constituição mineralógica e textural é, essencial-

mente, a mesma descrita para as bandas mais ácidas (quartzo-andesina-diopsídio; hornblenda, granada, demais acessórios) das calcossilicáticas finamente bandadas, embora as proporções entre os minerais possam variar bastante. O diopsídio, em algumas amostras, ao contrário de ser de granulação semelhante aos demais minerais da matriz, é marcadamente porfiroblástico. Outras vezes, este mineral é muito menos abundante que a hornblenda.

Apesar de se ter identificado a scheelita em concentrados de bateia da região de Coronel Murta, a amostragem de calcossilicáticas ali realizada é muito mais pobre no mineral de W, relativamente à área de Itinga.

As calcossilicáticas em que identificou-se a scheelita, na área de Coronel Murta, são constituídas por quartzo, plagioclásio (andesina), hornblenda verde, granada, diopsídio, epidoto, titanita, carbonato, actinolita, clinzoisita, clorita e biotita. A textura fundamental da matriz de quartzo e andesina é granoblástica, com junções triplíceis entre estes minerais e outros que, acessoriamente, a constituem. Quando aglomeram-se blastos de hornblenda a textura é do tipo decussada; (isto, aliás, também se nota em xistos biotíticos que associam-se às calcossilicáticas scheelitíferas). O plagioclásio (andesina) apresenta-se muito comumente maclado, ao contrário do que se observa na área de Itinga. A hornblenda, em porfiroblastos repletos de inclusões ou em cristais menores na matriz, é fortemente pleocróica em tons acen tuados de verde e altera para actinolita e clorita. Seu forte pleocroísmo e produtos de alteração podem indicar uma composição mais rica em Fe, relativamente à hornblenda das calcossilicáticas scheelitíferas de Itinga. A granada, repleta de inclusões no centro dos porfiroblastos, apresenta bordos de recristalização limpos de inclusões. O diopsídio é muito menos abundante que nas amostras de Itinga. O epidoto, com cores de interferência vivas e sinal ótico negativo, é do tipo férrico e encontra-se disseminado pela matriz podendo, às vezes, constituir relevante parcela da mineralogia da rocha. A clinzoisita, com cores de interferência anômalas e sinal ótico positivo, é um acessório muito mais escasso que nas calcossilicáticas scheelitíferas de Itinga. A biotita é um acessório raro e muitas vezes está cloritizada. Carbonato e titanita são acessórios comuns. A scheelita foi encontrada em pequenos grãos associados à matriz quartzo-feldspática. Como nas demais calcossilicáticas estudadas, a scheelita não apresenta inclusões e não é incluída por qualquer mineral. Também não se observaram indícios da cristalização da scheelita a partir de qualquer mineral em particular.

De modo geral, em Itinga e Coronel Murta, identificam-se, macroscopicamente, sulfetos nas calcossilicáticas scheelitíferas.

Pela menos na região de Coronel Murta, as litologias scheelitíferas encontram-se sempre próximas aos granitos intrusivos (CORREIA NEVES et al., 1982c e 1983).

Na região de Itinga, as faixas de xistos com calcossilicáticas scheelitíferas localizam-se em meio aos maciços graníticos. Embora não se tenha, inequivocamente, estabelecido o caráter intrusivo desses corpos, os estudos detalhados que vêm sendo realizados por A.G. Costa (COSTA, 1983) e por CARDOSO et al. (1983) apontam nesse sentido.

Os afloramentos de calcossilicáticas scheelitíferas, bem como os pontos de coleta de concentrados de bateia com pintas de scheelita, distribuem-se por ampla área, distanciando-se de até dezenas de quilômetros.

Não foram observados, em nenhum dos perfis realizados na região de Coronel Murta-Itinga, corpos scheelitíferos cortando o acamamento das rochas calcossilicáticas ou, mesmo, cortando o fino bandamento apresentado por algumas daquelas rochas.

CONCLUSÕES

Com relação às rochas calcossilicáticas os dados obtidos, até o momento, na região de Itinga-Coronel Murta-Rubelita, sugerem o seguinte:

1. As rochas calcossilicáticas parecem ter se formado por recristalização dos níveis carbonáticos impuros da sequência de xistos, nas auréolas de metamorfismo de contato dos granitos intrusivos. Desta maneira, a designação mais apropriada para estas rochas seria a de hornfelsitos calcossilicáticos. Outras evidências do metamorfismo de contato, observadas nas litologias metapelíticas e metapsamo-pelíticas de Coronel Murta, serão apresentadas na tese de A.C. Pedrosa Soares.

2. Dentre as amostras estudadas, as calcossilicáticas da região de Itinga parecem ser mais cálcicas e ter menor conteúdo em Fe que as de Coronel Murta.

3. Considerando a amostragem realizada, as calcossilicáticas de Itinga são mais ricas em scheelita que as de Coronel Murta.

Com relação à mineralização de scheelita os estudos, até o momento realizados, sugerem o seguinte:

1. A scheelita, nas amostras estudadas, ocorre principalmente, nas bandas mais claras das calcossilicáticas ricas em granada rosa. Estas bandas são compostas por uma matriz de quartzo, andesina e diopsídio, em textura granoblástica.

2. Os pequenos e escassos grãos de scheelita encontrados e que não incluem, ou são incluídos por quaisquer minerais, parecem ter se cristalizado juntamente com a matriz de quartzo-andesina-diopsídio. Esta cristalização teria se dado, em última instância, por efeito do calor transmitido pelos granitos intrusivos que afloram em ampla área.

Contudo, não se tem evidências, até o momento, de que o W tenha sido transportado por fluidos emanados dos granitos para as litologias calcossilicáticas. Aliás, em auréolas de contato específicas, SHIEH & TAYLOR Jr. (1969) demonstraram que o transporte de fluidos aquosos desde o granito intrusivo até as encaixantes é praticamente negligenciável, sugerindo que a quase totalidade dos fluidos aquosos envolvidos no metamorfismo de contato provêm das próprias rochas regionais.

Além disso, é importante ressaltar que análises geoquímicas das fases graníticas de Coronel Murta resultaram em teores abaixo de 3 ppm de W, até mesmo para o muscovita-granito do contato de um dos maciços com encaixantes que têm intercalações de calcossilicáticas (PEDROSA SOARES, s/d).

As abundâncias médias de W em granitos estão entre 1-2 ppm, ao passo que, em muscovita-granitos de áreas mineralizadas os teores de W podem elevar-se a mais de uma dezena de ppm (ou muitas centenas de ppm, em áreas com greisens) (KRAUSKOPF, 1970). Este mesmo autor listou abundâncias médias de W de 2,0 ppm para argilas e folhelhos, 0,6 ppm para sedimentos carbonáticos, valores desde 2 ppm a 4 ppm para metapelitos pré-cambrianos da Índia e Uganda e 0,4-0,7 ppm de W para mármore pré-cambrianos daqueles países.

Embora ainda não tenhamos dados geoquímicos sobre as rochas mineralizadas e os metapelitos que a elas associam-se, parece-nos plausível a sugestão de que os sedimentos pelito-psamíticos originais, da região estudada, continham algum tungstênio que, durante o processo metamórfico de contato, migrou, transportado por fluidos metamórficos, para as porções cálcicas da sequência e aí cristalizou-se na forma de scheelita. TWETO (1960) sugeriu processo semelhante para explicar as pequenas quantidades de scheelita em partes cálcicas de gnaisses pré-cambrianos do Colorado.

3. A restrição da scheelita a bandas petrograficamente determinadas e concordantes com o acamamento geral, a sua amplitude regional de ocorrência e a ausência, até o momento, de corpos scheelitíferos discordantes do acamamento (a exceção dos veios de quartzo no garrim abandonado e vizinhanças) apontam para uma mineralização estratiforme largamente distribuída.

AGRADECIMENTOS

Aos órgãos financiadores, CNPq, FINEP e CPq-UFMG.

Ao Prof. Othon H. Leonardos, orientador de tese de A.C. Pedrosa Soares.

Aos ex-alunos e alunos da UFMG, Ludmila M.M. Pereira, Frederico W. Reis Vieira, Marcos V. Cardoso, Cibele T. de Carvalho, Marielã Martins e Hélio P. de Resende, que concluíram, ou vêm realizando, seus trabalhos de graduação no Médio Jequitinhonha.

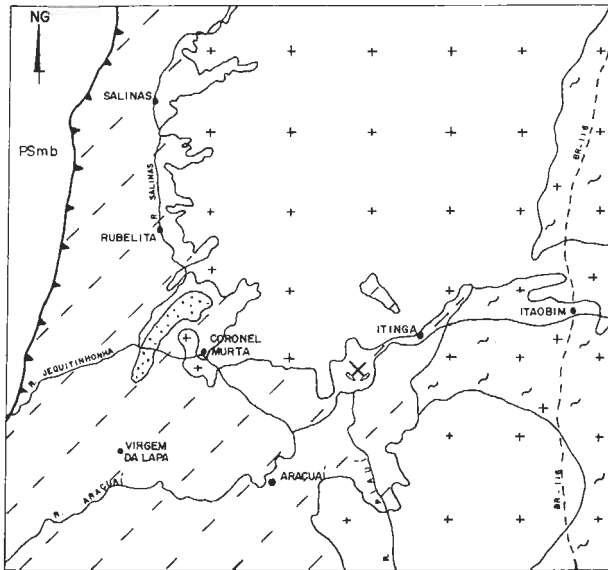
À Maria Teresa Gomes e Souza e Frederico Rosa e Silva, pela datilografia e desenhos deste artigo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALECRIM, J.D. - 1982 - Recursos Minerais do Estado de Minas Gerais. Metais de Minas Gerais S/A - METAMIG. Belo Horizonte.
- ARAÚJO, A.G. de; MELLO, M.P. de; LITWINSKI, N. & MARTINS Jr, p.p.-1982- Principais Recursos Minerais do Alto e Médio Vale do Rio Jequitinhonha e Alto Rio Pardo, MG. Anais XXXII Cong. Bras. Geol., 3:750-758.
- CARDOSO, M.V.; REIS VIEIRA, F.W. & PEREIRA, L.M.M. - 1983 - Geologia da Região a NW de Itinga. Trabalho de Graduação, UFMG-IGC. (inéd.).
- CASSEDANNE, J.P. & PEREIRA, R.M. - 1982 - Découverte de scheelite dans la Province Pegmatitique Orientale Brésilienne. Anais Acad. Bras. Ciên., 54(2):413-417.
- CORREIA NEVES, J.M.; QUÉMÉNEUR, J.J.; BARAUD, R.; PEDROSA SOARES, A.C.; MONTEIRO, R.L.B.P. & SCLiar, R. - 1982a - Avaliação das Províncias Pegmatíticas de Minas Gerais. I - Enquadramento Geológico. Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa, Conv. FINEP/IGC-UFMG, relat. final, 227 pp. (inéd.).
- CORREIA NEVES, J.M.; PEDROSA SOARES, A.C. & MONTEIRO, R.L.B.P.- 1982b - Posicionamento Estratigráfico do Pré-Cambriano entre Coronel Murta e Salinas, Minas Gerais. XXXII Cong. Bras. Geol., Resumos:11.
- CORREIA NEVES, J.M.; MONTEIRO, R.L.B.P. & PEDROSA SOARES, A.C.-1982c - Granitóides da Região de Coronel Murta, Minas Gerais, Brasil. 1 - Petrografia. 5º Cong. Latinoamericano de Geologia, Actas II:133-146. Buenos Aires.
- CORREIA NEVES, J.M.; PEDROSA SOARES, A.C.; MONTEIRO, R.L.B.P. & SCLiar, C. - 1983 - Contribuição à Geologia e Petrografia da Região Pegmatítica de Virgem da Lapa-Coronel Murta, Minas Gerais. (Submetido ao II Simp. de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano).
- COSTA, A.G. - 1983 - Taetigkeits Bericht ueber die petrographische Untersuchungen der Gesteine des Itinga-Gebietes in NE des STAATES MINAS GERAIS. Relatório de andamento de Tese de Doutorado - Universidade Técnica de CLAUSTRAL-ZELLERFELD. (inéd.).
- FERRAZ, L.C. - 1929 - Compendio dos Mineraes do Brasil. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro.
- FONTES, C.Q.; FERRARI, P.G.; PEREIRA, A.D.C.; NETTO, C.; PEREIRA, F.S.; LIMA Jr., L. de O.; COSTA, M.R.A.; BALTAZAR, O.F.; SILVA, S.L.; VIEIRA, V.S. & RAMALHO, R. - 1978 - Projeto Jequitinhonha. Relat. Final, CPRM-DNPM. (inéd.).
- GUIMARÃES, D. - 1961 - Fundamentos da Metalogênese e os Depósitos Minerais do Brasil. DFPM-DNPM, Bol. 109.
- GUIMARÃES, D. - 1965 - Princípios da Metalogênese e Geologia Econômica do Brasil. DFPM-DNPM, Bol. 121.
- JARDIM, F.G.; ARAÚJO, A.G. de; LIMA, J.O.A. de; MELLO, M.P. de & MARTINS Jr. P.P. - 1980 - Projeto Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha. Estudos Geológicos e Recursos Minerais. Relat. Final, Fund. Centro Tecnológico de Minas Gerais - CETEC, Belo Horizonte (ind.).
- KARFUNKEL, J.; SCHMIDT, J.C. & KARFUNKEL, B.S. - 1981 - Contribuição à Estratigrafia e Tectônica da Faixa de Dobramentos Araçuaí. Anais do Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais: 158-163. SBG - Núcleo Bahia.
- KRAUSKOPF, K.B. - 1970 - Tungsten. "In" WEDEPOHL, K.H. (ed.) (1970) - Handbook of Geochemistry, vol. II/2(74). Springer-Verlag.
- MONTEIRO, R.L.B.P. - 1979 - Geologia da Região de Coronel Murta e Estudo do Pegmatito da Lavra da Serra. Trabalho de Graduação, UFMG-IGC. (inéd.).

- MORAES, L.J. de - 1932 - Área ocupada pela Formação Macaúbas no Norte de Minas Gerais. Anais Acad. Bras. Ciên., IV(3):111-114.
- MORAES, L.J. de (e outros) - 1937 - Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais. SPPM-DNPM, Bol. 19.
- PEDROSA SOARES, A.C.; CORREIA NEVES, J.M.; LEONARDOS, O.H.; COSTA, A. G. & MONTEIRO, R.L.B.P. - 1983 - Mineralização de Tungstênio no Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. (Submetido à Revista Ciências da Terra, SBG).
- PEDROSA SOARES, A.C. - s/d - Geologia e Mineralizações da Região de Coronel Murta, Minas Gerais. (Tese de Mestrado, DEGEO-UnB, em execução).
- SÁ, J.H. da S. - 1977 - Pegmatitos Litiníferos da Região de Itinga-Araçuaí, Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG - Universidade de São Paulo. (inéd.).
- SCHOBENHAUS FQ, C.; SILVA, A.S. da; PIMENTEL, E. de C.; NEVES, S.B.; COLPAERT, H.; RAMOS, O. & DERZE, G.R. - 1978 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha Rio Doce. DGM-DNPM.
- SCHOBENHAUS FQ, C.; SILVA, A.S. da; MIGNON, R.A.; NEVES, S.B.; LEÃO, E.; PIMENTEL, E. de C. & DERZE, G.R. - 1978 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha Belo Horizonte. DGM-DNPM.
- SCHOBENHAUS FQ, C. et al. - 1981 - Mapa Geológico do Brasil (e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais), escala 1:2.500.000. DGM-DNPM.
- SHIEH, Y.N. & TAYLOR Jr., H.P. - 1969 - Oxygen and Hydrogen Isotope Studies of Contact Metamorphism in the Santa Rosa Range, Nevada and Other Areas. Contr. Mineral. Petrol., 20:306-356.
- TWETO, O. - 1960 - Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado. Econ. Geol., 55:1406-1428.

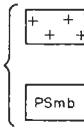
FIG. 1 MAPA GEOLÓGICO DO MÉDIO JEQUITINHONHA (SIMPLIFICADO)



MODIFICADO DE FONTES et al., 1978 e
de SCHOBENHAUS F R et al., 1978 e 1981

10 0 10 20 30 km

PROTEROZOÍCO SUPERIOR



GRANITOS INTRUSIVOS
(ÁREAS RESTRITAS DE EMBASAMENTO E OE SUPRACRUSTAIS NÃO DEMAR-
CADAS).

PSmb METATILITOS, QUARTZITOS, FILITOS, QUARTZO-XISTOS
(GRUPO MACAÚBAS)

PROTEROZOÍCO INDIVISO



QUARTZO-MICAXISTOS, FELDSPATO-QUARTZO-MICAXISTOS, QUARTZITOS CARBONÁ-
TICOS, METACONGLOMERADOS, ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS E ROCHAS CARBONÁ-
TICAS. ([] QUARTZITOS PUROS, QUARTZITOS FELDSPÁTICOS, MICA-QUARTZI-
TOS) (GRUPO MACAÚBAS)

PRÉ-CAMBRIANO INDIVISO



GRANITO-GNAISSES, GNAISSES, MIGMATITOS, GRANITÓIDES HOMÓFANOS, LOCALMEN-
TE COM GRANADA, SILIMANITA E CORDIERITA.

CONTATO GEOLÓGICO



FALHA DE EMPURRÃO

CIDADE



GARIMPO ABANDONADO DE WOLFRAMITA E SCHEELITA

BR-116 ROODOVIA



AS MINERALIZAÇÕES DE OURO E CROMITA DA SEQUÊNCIA
VULCANO-SEDIMENTAR DO SERRO - MG

Alexandre Uhlein
Centro de Geologia Eschwege - UFMG, Diamantina - MG

Luis Carlos de Assis
Min. Catalão - Catalão - GO

Marcel Auguste Dardenne
UnB - Brasília - DF

ABSTRACT

In the region of Serro (Minas Gerais), located on the eastern side of southern Espinhaço Mountain, were identified, overlying the sialic basement, the Vulcano-Sedimentary Sequence, represented by a lower unit formed of magnesian schists and an upper unit formed of chemical and detrital metasediments with meta-vulcanic intercalations. It is interpreted at a possible Archean Greenstone Belt and correlated to the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero region. Emphasis is given to the characterization of the Vulcano-Sedimentary Sequence of Serro and its mineralization of gold and chromite. Iron formation is the host rocks of the gold bearing sulphide-rich bodies. The chromite mineralizations are of pré-metamorphic stratiform-type and occur in definite horizon with 5 a 7m thick and can be traced along strike for >300m.

1. INTRODUÇÃO

Na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional existem inúmeras ocorrências de rochas meta-ultrabásicas aflorando como pequenos corpos isolados ou como cinturões alongados e orientados aproximadamente na direção norte-sul. Encontram-se distribuídas principalmente nos arredores das cidades de Rio Vermelho, Serro, Dom Joaquim e Morro do Pilar. Este trabalho discute as rochas meta-ultrabásicas da região de Serro-Alvorada de Minas, enfocando especialmente a sua potencialidade mineral. Estas rochas foram estudadas inicialmente por GROSSI SAD e VAZ DE MELO (1969), os quais caracterizaram pela 1ª vez a ocorrência de filitos e quartzitos intercalados nas rochas meta-ígneas e sugeriram que o "complexo não é intrusivo na Série Minas, mas parece constituir a parte média e superior desta série na região pesquisada". RENGER (1972) optou por um modelo do tipo alpino, caracterizando um "serpentine belt" no limite leste da Serra do Espinhaço Meridional.

2. GEOLOGIA REGIONAL

O mapa geológico, assim como a coluna estratigráfica da região Serro-Alvorada de Minas, podem ser observados na fig.1. Foram identificadas as seguintes unidades lito-estratigráficas (da base para o topo):

- 1 - Embasamento Cristalino: constituído por biotita gnaisses e rochas cataclásticas (milonitos, protomilonitos, filonitos, etc). Apresenta idade arqueana (BRITO NEVES et al., 1979) e extensão regional a leste.
- 2 - Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro: consiste numa sequência de xistos magnesianos derivados de rochas ultramáficas e metassedimentos químicos e detríticos.
- 3 - Sequência Itabirítica: subdividida estratigraficamente em quartzitos (base), filitos e itabiritos. É correlacionada com o Supergrupo Minas do Quadrilátero Ferrífero.
- 4 - Supergrupo Espinhaço: constituído por metassedimentos detríticos com características de cobertura plataformal. Possui extensão regional a oeste. Rochas metabásicas pós-tectônicas na forma de diques e sills são frequentes.

3. GEOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE SERRO

3.1. ESTRATIGRAFIA

Ocorre diretamente sobre o Embasamento Cristalino constituindo uma faixa alongada na direção norte-sul, contendo uma unidade basal, composta por xistos magnesianos e uma unidade superior, formada por metassedimentos químicos e detríticos.

Apesar das dificuldades locais para um empilhamento estratigráfico, em função da escassez de afloramentos, elevado grau de intemperismo e complexificação tectônica, elaborou-se a coluna estratigráfica da fig.2. A espessura real da sequência foi estimada em aproximadamente 700 a 900 metros. O metamorfismo é do fácies xisto verde.

UNIDADE ULTRABÁSICA: Ocupa aproximadamente 70 a 80% da área de distribuição da Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro. É constituída predominantemente por xistos magnesianos com eventuais intercalações de formações ferríferas, as quais indicam períodos de quiescência do vulcanismo. Os xistos magnesianos são rochas macias, untuosas ao tato e geralmente meteorizadas. Os minerais predominantes são clorita, talco, serpentina, magnetita, tremolita, podendo ocorrer ainda carbonato, cromita e pirlita. Localmente identificou-se pseudomorfos de cristais porfiríticos de olivina, inteiramente serpentinizados e talcificados, assim como prováveis relictos de textura "spinifex", a nível microscópico. (UHLEIN, 1982). Os xistos metabasálticos afloram localmente e são esverdeados, maciços, de granulação muito fina e afaníticos. Apresentam textura blastofítica preservada com actinolita, albita, epidoto, clorita, opacos, quartzo, carbonato e titanita. Eventualmente ocorrem formações ferríferas bandadas (BIF) intercaladas nos xistos magnesianos, em níveis centimétricos ou métricos 'UHLEIN (op. cit.) e que, possivelmente, constituem formações ferríferas arqueanas (tipo Algoma). Foram identificados ainda, afloramentos isolados de quartzo-clorita xisto, ilmenita-muscovita xisto e sericita-quartzo xisto, e que representam, possivelmente, lentes de rochas vulcanoclásticas intercaladas nos xistos magnesianos.

UNIDADE SEDIMENTAR: Aflora ao norte de Serro como também ao sul, próximo à Alvorada de Minas (fig.1). Interdigita-se lateral e verticalmente com a Unidade Ultrabásica. Ao norte de Serro não se identificaram sedimentos químicos, provavelmente devido a escassez de afloramentos. Nessa região predominam quartzitos hematíticos ou sericíticos que se intercalam com quartzo-filitos, meta-ritmitos (quartzo e sericita ou clorita) e mica xistos. A metagrauvaca encontrada localmente, possui cristais blastoporfiríticos de andesina, sericitizados e com formas arredondadas, além de biotita e clorita definindo a xistosidade. Ao sul de Serro, próximo a Alvorada de Minas, a diversificação litológica é maior (fig.2) e foram encontradas formações ferríferas de fácies óxido (itabiritos constituídos por magnetita e quartzo), fácies carbonato (talco-quartzo-albita-dolomita/anquerita xisto) e fácies sulfeto (pirita-pirrotita-calcoc-

pirlita-quartzo-clorita xisto) além de quartzitos ou xistos com fuchsita, lentes de xistos magnesianos (possivelmente recorrências magmáticas) e, para o topo, quartzitos com intercalações de filitos sericiticos ou cloríticos.

3.2. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro foi deformada isoclinalmente em duas fases distintas segundo as direções N60W e N30E. Observam-se eixos de microdobras em padrão isoclinal e estruturas lineares como barras de quartzo, "mullions", lineação mineral e de intersecção (UHLEIN, 1982). A xistosidade regional possui orientação N20-30E; 30° SE.

A terceira fase de deformação apresenta eixos orientados segundo NNE - SSW e originou dobras abertas, simétricas ou assimétricas. Nas litologias incompetentes é comum observar-se uma clivagem de crenulação com planos de cisalhamento espaçados e lineação de crenulação, representada por eixos de microdobras milimétricas.

A quarta fase originou dobras suaves e abertas orientadas segundo E-W. Quanto a tectônica rígida destacam-se as falhas de empurrão que limitam a Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro com o Embasamento Cristalino e com a Sequência Itabirítica (fig.1), as quais configuram uma estrutura em escamas tectônicas. Eventualmente ocorrem ainda falhamentos transversais, de gravidade.

3.3. CORRELAÇÕES E IDADE

A Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro é considerada como um possível "greenstone belt" em função dos seguintes aspectos:

- a) cinturões extensos, lineares, com contatos lobulados e reentrantes (fig.1);
- b) associação de rochas metavulcânicas ultrabásicas com provável natureza komatiítica e rochas metassedimentares químicas e detríticas;
- c) alternância cíclica de unidades vulcânicas e sedimentares com espessura centimétrica a métrica;
- d) metamorfismo de grau fraco associado a intensas deformações;
- e) associação com as mineralizações auríferas da região.

Neste contexto, pode-se correlacionar a Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro com o Grupo Nova Lima, da região do Quadrilátero Ferrífero. Essa correlação crono-estratigráfica tem suporte em função da similaridade geológica e proximidade geográfica entre as duas unidades. Há portanto, entre as duas sequências, semelhanças litológicas, metamórficas, tectônicas, estratigráficas e metalogenéticas que sugerem uma possível correlação estratigráfica regional.

3.4. PETROLOGIA

Os xistos magnesianos e os metabasaltos de Serro foram analisados quimicamente visando sua caracterização petrológica (tabela 1). Apresenta-se uma série de gráficos comparativos com os quais pretende-se confirmar ou não uma possível similaridade entre as metavulcânicas de Serro e os "flows" ultrabásicos arqueanos de outras regiões.

Na figura 3 apresenta-se o clássico diagrama $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$, onde se observa um comportamento anômalo dos xistos magnesianos de Serro. A grande maioria das amostras analisadas evidenciam alterações composicionais como enriquecimento em Al_2O_3 , e empobrecimento em CaO e SiO_2 (tabela 1). Estas transformações provavelmente ocorreram durante o metamorfismo, tendo sido realçadas com o intemperismo. Desta forma, pode-se concluir que os valores dos elementos maiores distoam completamente, frustrando qualquer possibilidade de utilizar tais dados em diagramas de discriminação dentre os vários tipos de magmas.

O TiO_2 tem sido usado como parâmetro muito importante na identificação de "series komatiíticas" (ARNOLD et al., 1977). Usa-se lançar TiO_2 contra MgO , SiO_2 ou Al_2O_3 para obter-se uma separação entre as linhagens komatiíticas e toleíticas, diferenciáveis pelos teores mais baixos de

TiO₂ nas primeiras. Na fig.3 constata-se que o TiO₂, exibe, em algumas amostras analisadas, teores compatíveis com uma provável filiação komatiítica.

DAVIES et al. (1978) ao caracterizarem quimicamente as rochas vulcânicas do "greenstone" da área de Timmins, Ontário, verificaram que os processos de alteração provocaram a mobilização dos álcalis, CaO, MgO e FeO, concluindo que constituem parâmetros duvidosos para a classificação, e começaram a considerar os elementos-traço de baixa mobilidade como Ti, Zr, Y, Se, Nb, Tr, Ni, Co, Cr, diagnósticos para classificação de rochas vulcânicas (PEARCE e CANN, 1973; BLAIS et al., 1978).

Dos elementos citados dispõe-se apenas de Cr, Ni e Co. Na figura 3 observa-se que os diagramas de Cr x MgO, Ni x MgO e Co x MgO. Os xistos magnesianos apresentam valores de Co bastante compatíveis com as séries komatiíticas de outras regiões, enquanto que os xistos metabasálticos apresentam valores um pouco inferiores. Os teores de Ni são, também, algo inferiores, mas os valores de Cr, em algumas amostras analisadas, são compatíveis com a série komatiítica.

CONCLUSÕES: Os xistos magnesianos apresentam conteúdos de SiO₂ entre 20,1 e 46,9 e porcentagens de MgO entre 19,8 e 33,8. O conteúdo de TiO₂, abaixo de 0,9% e os valores de Co e Cr sugerem que algumas amostras apresentam linhagem komatiítica. Entretanto, deve-se ressaltar que os processos intensos de alteração, tanto intempéricos como metamórficos, tornam essa classificação petroquímica insegura.

4. MINERALIZAÇÕES

4.1. OURO

A descoberta do ouro na região de Serro se deu na segunda metade do século XVII. Inicialmente era explotado nos placeres e grupiaras do Rio do Peixe e seus afluentes e posteriormente, na rocha, através de túneis. Na área pesquisada ocorrem duas "minas" (explotação na rocha) que foram intensamente trabalhadas no passado: mina do Descoberto e da Zagaia. Ambas localizam-se a aproximadamente 12 km ao sul de Serro e 3 km a oeste de Alvorada de Minas. Além disso, é muito frequente ao longo de toda a Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro, os vestígios de exploração aurífera.

CONTROLE LITO/ESTRATIGRÁFICO: Através de perfis detalhados na região das minas do Descoberto e da Zagaia, identificou-se um nítido controle lito-estratigráfico em função da presença de formações ferríferas de facies carbonato e óxido intercaladas nas rochas meta-ultrabásicas. As minas estão relacionadas com a Unidade Sedimentar da Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro. (ASSIS, 1982).

A estratigrafia na região da "mina" do Descoberto, da base para o topo, é a seguinte (fig.4):

- talco-clorita xisto;
- talco-quartzo-albita-dolomita/anquerita xisto (nível carbonático) com espessura de 5 a 10m. E onde ocorre a maior parte das mineralizações (calcopirita, pirita, limonita, pirrotita, ilmenita e magnetita);
- talco-pirita-quartzo-clorita xisto (nível sulfetado), apresentando ainda pirrotita e calcopirita. Existe uma laminação preservada, com separação dos silicatos e sulfetos em níveis alternados.
- quartzito com intercalações de talco-clorita-pirita xisto e metachert ferrífero, que grada para fuchsita quartzito com intercalações de filitos.

A "mina" da Zagaia está associada a um pacote de metachert algo grafítico, intercalado em quartzito e filito. Em detalhe, é a seguinte a estratigrafia do local:

- talco-clorita xisto com finas intercalações (entre 1 a 5m) de formação ferrífera.
- fuchsita quartzitos extremamente finos, com intercalações decimétricas de filitos e metachert.

- metachert ferrífero, localmente grafitoso ($\approx 10\text{m}$) com hematita, turmalina, sericita, pirita e calcopirita.
- sericita quartzito com intercalações de filito e metachert grafitoso. As diversas "minas" abertas na Zagaia localizam-se tanto no nível de metachert mais espesso, quanto nas intercalações contidas no pacote de sericita quartzito, do topo (fig.4).

CONTROLE ESTRUTURAL: Em ambas as "minas" de ouro discutidas, os efeitos tectônicos foram marcantes sendo que na "mina" da Zagaia estão mais evidentes, tendo sido seus túneis abertos ao longo de fortes lineações de eixo de dobra, orientadas segundo S70-80E, 20 a 25 ϕ . Aparentemente esta orientação constitui a Fase D1 que foi responsável pela presença de estruturas colunares ("mullions"), frequentes na mina da Zagaia, bem como pela provável remobilização do ouro e reconcentração deste ao longo das zonas periclinais das respectivas dobras.

CONCLUSÕES: Acredita-se que o ouro tenha se concentrado nas ultramáficas e especialmente, nos sedimentos, de modo singenético. A teoria desenvolvida por ANDREWS e FYFE (1976) presume a existência de correntes de convecção a partir de salmouras marinhas que lixiviarão os metais (ouro) na base da pilha vulcânica, ascenderiam na forma de vapor e precipitariam em contato com a água do mar. Posteriormente o metamorfismo e a tectônica teriam concentrado o ouro nas zonas axiais das dobras, processo este evidenciado pelo estiramento do metachert paralelo ao eixo tectônico. No nível carbonatado observa-se recristalizações de quartzo e carbonato em charneiras de dobras mesoscópicas. As dosagens de As nas ultramáficas regionais (ASSIS, 1982) indicam valores muito baixos, ao contrário daquelas coletadas junto às minas pesquisadas (teores entre 1 e 300 ppm). Isto sugere que o ouro, por ser correlacionado geoquimicamente com As, também tenha se enriquecido.

4.2. CROMITA

A cromita da região de Serro foi descoberta em 1963 por técnicos do Inst. de Tecnologia de Minas Gerais. A partir daí, novos depósitos em Alvorada de Minas e Dom Joaquim foram descobertos e seu potencial avaliado em função dos trabalhos desenvolvidos pela Empresa Rada de Mineração, DOCEGO (1974) e BAYER DO BRASIL (1978).

JAZIMENTO: Ocorre na forma de um horizonte descontínuo, representado por duas camadas interligadas por minério disseminado e orientadas concordantemente (N60E) em relação ao esteatito (talco-carbonato xisto) em caixante. Aflora no Morro do Cruzeiro, nos arredores da cidade de Serro. O principal corpo aflora numa pedreira que permite o acesso ao Morro do Cruzeiro. Possui espessura aflorante de aproximadamente cinco metros, extensão em torno de 100m, com variação lateral para minério de baixo teor. O contato inferior do cromitito com o esteatito é brusco, predominando, na base da camada, o cromitito maciço. Para o topo, predomina o minério disseminado, via de regra exibindo um bandamento rítmico. O cromitito possui cor cinza azulada, sendo duro e denso. A cromita possui granulação muito fina e a rocha, conseqüentemente, é afanítica. O segundo corpo, apresenta uma extensão de aproximadamente 200m e uma espessura variável, de 5 a 7m (BAYER DO BRASIL, 1978). Os melhores afloramentos estão nas trincheiras do topo do morro. O minério ocorre geralmente alterado, de cor marrom, com aspecto terroso e pulverulento e mostra, frequentemente, estruturas brechadas, com silicificações (veios micrométricos e disseminações de quartzo), caolinizações locais e veios irregulares de óxidos de manganês, devidos, provavelmente, aos falhamentos transversais.

Segundo BAYER DO BRASIL (op.cit.) são bastante comuns alternâncias descontínuas de minério disseminado e minério maciço, tanto ao longo da direção como do mergulho. Através de perfis de sondagem pode-se observar que o cromitito "abre" em profundidade, sugerindo tratar-se dos flancos de dobras isoclinais.

PETROGRAFIA: As características petrográficas dos cromititos de Serro são relacionados na tabela 3. Macroscopicamente é possível reconhecer dois tipos de minérios: cromitito e minério disseminado (baixo teor). O cromitito apresenta mais de 75% de cromita (THAYER, 1970) sendo o restante constituído pela matriz intersticial, a base de clorita, clorita cromífera ou serpentina. O minério disseminado se caracteriza por apresentar entre 20 e 75% de cromita (THAYER, op.cit.).

O cromitito maciço não possui qualquer estrutura macroscopicamente visível. A rocha é afanítica e densa. Microscopicamente observa-se que o empacotamento dos cristais de cromita justapostos é marcante.

O cromitito bandado exibe uma alternância de camadas com predomínio de clorita e camadas mais ricas em cromita. Este bandamento assemelha-se a uma verdadeira estratificação magmática e consiste num "ritmic layering" conforme a descrição de JACKSON (1961) para o complexo estratiforme não metamórfico de Stillwater (E.U.A.).

As estruturas do tipo "schlieren" (GREENBAUM, 1977) variam desde disseminações e agregados irregulares de finos cristais até concentrações lenticulares interligadas por cordões descontínuos de cristais de cromita, alongados segundo a direção de fluxo da matriz. Localmente podem-se observar vênulas milimétricas, de aspecto anastomosado, constituídas por finos cristais de cromita.

Eventualmente pode-se observar, microscopicamente, texturas típicas de minerais cumulados, onde cristais euédricos de cromita envolvem porções ovais ou circulares preenchidas por material silicático e que representam pseudomorfos de antigos cristais de olivina. Essas texturas variam desde "silicato ocluso", quando os cristais de olivina são completamente envolvidos por diminutos cristais de cromita e "em rede", quando os antigos cristais de olivina predominam sobre os de cromita, ocorrendo em contato parcial (GREENBAUM, 1977). Segundo WAGER et al., (1960) estas texturas são resultantes de precipitação simultânea, sob influência da gravidade, de cristais grosseiros de olivina e mais finos de cromita. Segundo CHENG (1978) isto é típico de dunitos mineralizados, onde os interstícios circulares foram ocupados por antigos cristais de olivina. Entretanto, as texturas cumulus estão frequentemente mascaradas devido ao grau de deformação exibido pelo cromitito. Eventualmente podem-se observar, texturas cataclásticas, onde as cromitas ocorrem como verdadeiros porfiroclastos, contornados pela estrutura de fluxo da matriz.

O hábito dos cristais de cromita é euédrico a subédrico, equidimensionais, exibindo formas cúbicas, às vezes ovaladas. O diâmetro dos grãos raramente atinge 1mm, predominando entre 0,1 e 0,3mm.

As cromitas de Serro apresentam-se geralmente zonadas, cuja zonação é realçada por diferenças na refletividade. Assim, há um núcleo mais escuro (mais rico em Mg e Al) e uma auréola esbranquiçada (enriquecida em Fe^{+3}) ocorrendo gradação de cromita no centro do cristal para "ferrit - cromita" nas bordas ou ao longo das fraturas (BEESON & JACKSON, 1969 ; BLISS & MACLEAN, 1975). Segundo os autores acima as bordas esbranquiçadas sofreram perda de MgO e Al_2O_3 , ganho de Fe total e diminuição da razão $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Fe^{+3})$, em decorrência da oxidação do ferro.

Segundo THAYER (1964) a zonação pode ser devido a processos metamórficos ou devido a cristalização fracionada com formação de zonação primária do cristal.

Outro aspecto microscópico importante são as micro-inclusões de rutilo. Estas inclusões diminuem para o centro do grão e são pouco frequentes na matriz silicática, que envolve o espinélio. São acompanhadas por inclusões sub-microscópicas de um silicato não identificado, mas que originou-se possivelmente de antigas olivinas inclusas poiquiliticamente na cromita.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA E RESERVAS: Através dos dados químicos fornecidos por GROSSI SAD & VAZ DE MELO (1969) pode-se constatar que os teores médios de Cr_2O_3 estão geralmente abaixo de 40% e a relação Cr/Fe varia de 1,7 a 2,2. As reservas estimadas nas diversas pesquisas efetuadas na região Serro-Alvorada de Minas parecem indicar em torno de 1 milhão de toneladas.

PETROLOGIA: Segundo THAYER (1970) a cromita tem sido muito utilizada como indicador petrogenético pois envolve cinco componentes químicos (MgO , FeO , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 e Al_2O_3), tornando-se mais sensível às variações no magma do que a maioria dos silicatos associados e, além disso, é relativamente estável quanto as alterações metamórficas.

Em função disso, a cromita pode ser utilizada para diferenciar complexos estratiformes de peridotitos "tipo-alpino", uma vez que os componentes do espinélio cromífero guardam certas relações entre si, coerentes com o "trend" de diferenciação megmática correspondente a cada um desses tipos de complexos.

Foram realizadas análises de microsonda em duas amostras de cromita (tab.2), ambas provenientes da ocorrência da Fazenda Lagoa (WNW de Alvorada de Minas), tendo sido analisados dois grãos da amostra PS-365 e três da PS-365a. Na primeira amostra cada grão foi analisado em três locais (da borda para o centro) e, na segunda, um no centro e outro mais próximo à borda. Portanto, os resultados da tabela referem-se a cinco grãos de cromita e doze leituras, análises estas suficientes para fornecer importantes informações sobre o quimismo das cromitas e a intensidade do metamorfismo que as afetou.

Os resultados obtidos foram plotados em gráficos (fig.5), a fim de se observar uma possível relação genética das ultramáficas de Serro com outros tipos já conhecidos.

A relação $Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Cr + Al)$ nas cromitas analisadas é aproximadamente 10 para amostras pouco alteradas (ou de alteração não detectável) valores estes comparáveis aos obtidos em cromitas dos complexos de Bushveld, Great Dike, Stillwater, Muskox e Munro Township (fig.5a). Por outro lado, essa razão é quase sempre inferior a 5 nos ofiolitos (IRVINE, 1967). Segundo IRVINE (op.cit.) as cromitas das intrusões estratiformes refletem uma apreciável variação na fugacidade de oxigênio, ao contrário dos espinélios de peridotitos do tipo alpino. IRVINE (op.cit.) acredita que a diferença seja em função do ambiente tectônico de formação, ou seja, devido ao baixo estado de oxidação da crosta profunda ou manto superior e a mais alta fugacidade de oxigênio nos ambientes próximos à superfície.

A razão $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ é bastante alta (~60-90) nas cromitas de ofiolitos e de rochas correlatas, sendo quase sempre inferior a 65 nos complexos estratiformes. Essa razão nas cromitas de Serro é baixa (~20), em decorrência provavelmente do metamorfismo e do metassomatismo, que terão sido responsáveis sobretudo pela remoção de MgO .

A razão $Cr/(Cr + Al)$ do espinélio é, em geral, mais elevada nos complexos estratiformes e komatiíticos relativamente aos ofiolitos, em vista destes últimos apresentarem teores mais elevados de Al_2O_3 . IRVINE (1967) acredita que os ofiolitos constituem variedades mais aluminosas em função da alta pressão reinante nos sítios de cristalização. Quanto a essa relação as amostras de Serro também apresentam valores correspondentes àqueles dos complexos estratiformes e/ou komatiíticos, com exceção de dois resultados extremamente baixos de Al_2O_3 , justificáveis em decorrência da ação do metamorfismo.

A razão Cr/Fe dessas cromitas é ~1,0. THAYER (1970) cita que o conteúdo de ferro total aumenta substancialmente com o decréscimo de Cr_2O_3 em cromititos estratiformes, em contraste com conteúdo relativamente constante de ferro total em cromititos podiformes. Para serpentinitos tipo "alpino" ela é quase sempre superior a 2,0.

IRVINE & FINDLAY (1972), baseados nas razões $Cr/(Cr + Al)$ vs. $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ de espinélios cromíferos dos diferentes tipos de intrusões mas sobretudo para as estratiformes, peridotitos tipo alpino e nódulos peridotíticos de lavas basálticas, elaboraram um gráfico (fig.5B) onde o campo dessas respectivas intrusões é individualizado. Neste gráfico também se observa que os dados obtidos indicam origem estratiforme comparáveis com a cromita de Munro Township (Canadá).

EVANS & FROST (1975) mostraram que a proporção de Cr , Al e Fe^{+3} na molécula do espinélio de rochas ultramáficas metamorfizadas varia com o grau do metamorfismo, não obstante ser o Cr pouco móvel em fácies meta-

mórficas de baixo grau. O gráfico da figura 5 C mostra esse aspecto, com também o enriquecimento de Fe^{+3} em detrimento do Al. Assim, pode-se concluir que os valores tomados no interior do grão representam a composição original da cromita de Serro. Com a serpentinização e o metamorfismo que, no caso não ultrapassou o fácies xisto-verde, essa composição original sofreu alteração nas bordas, ao longo das fraturas e também no interior do cristal, resultando em zonação.

GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO: Em geral, os depósitos de cromita são classificados em tipo estratiforme e tipo alpino (THAYER, 1960).

Os alpinos ou podiformes caracterizam-se por conter cromita em grãos xe nomórficos, arredondados e fraturados, com diâmetro entre 1 e 5mm, podendo chegar até vários centímetros no minério maciço. Os depósitos são geralmente irregulares ou na forma de bolsões.

Os depósitos estratiformes caracterizam-se pela disposição da cromita em camadas de espessuras variáveis, desde alguns centímetros até metros e com grande extensão lateral. Possuem baixa razão Cr/Fe, constituindo rochas cumuladas onde o principal constituinte é a cromita. Estes cromititos ocorrem sempre associados a rochas como dunitos e peridotitos e ainda diferenciados de composição máfica.

Os depósitos arqueanos não se enquadram em nenhum dos tipos acima, embora assemelhem-se mais ao tipo estratiforme.

Os depósitos arqueanos, como o caso estudado, mostram camadas descontínuas de cromititos com alguns metros de espessura encaixadas de modo concordante em pequenos corpos ultramáficos estratificados, metamorfisados e tectonizados (WINDLEY, 1977; KISHIDA, 1979; ANHAEUSSER, 1976; CONDIE, 1981).

Os cromititos de Serro apresentam uma combinação de características estratiformes primárias, modificadas por feições secundárias, de origem tectônica. Feições como a uniformidade do cromitito quanto a direção, mergulho e espessura, são sugestivas da sua natureza acamadada. Da mesma forma o bandamento rítmico ("rhythmic layering") observado dentro do cromitito, a granulação muito fina e constante dos cristais de cromita, a predominância de cristais euédricos assim como textura cúmulus preservada, são evidências que permitem concluir por uma origem estratiforme para as cromitas pesquisadas. Feições secundárias, de origem tectono-metamórficas estão representadas por perturbações relacionadas aos falhamentos transversais, identificação de texturas cataclásticas e processos de recristalização, com formação de zonação do cristal.

Quanto a gênese, admite-se que as cromitas, tanto estratiformes clássicas como as arqueanas, são formadas por segregação magmática desenvolvendo leitões cumulados, a partir do assentamento de cristais.

Importantes depósitos de cromita arqueanos ocorrem no "greenstone belt" Selukwe na Rodésia (ANHAEUSSER, 1976; COTERRIEL, 1969). Estas concentrações ocorrem na forma de camadas de cromita encaixadas em serpentinitos e principalmente esteatitos.

CONCLUSÕES: A mineralização de cromita de Serro ocorre como uma camada orientada segundo N60E, concordante com a xistosidade da hospedeira e alongada paralelamente aos contatos do esteatito encaixante.

O cromitito apresenta estrutura maciça, com predomínio de cromita em finos cristais euédricos a subédricos, estrutura bandada ("rhythmic layering") e estruturas "schlieren", esta última indicando um certo grau de deformação. Texturas de silicato ocluso ou em rede podem ocorrer, sugerindo uma origem cumulada. Os cristais de cromita são zonados, mostrando diferenças na composição química original em função de alterações metamórficas. Os componentes químicos do espinélio cromífero apresentam valores coerentes com o "trend" dos depósitos estratiformes, e podem ser comparados com a cromita de Munro Township (Canadá). O cromitito é considerado como do tipo estratiforme pré-metamórfico.

AGRADECIMENTOS

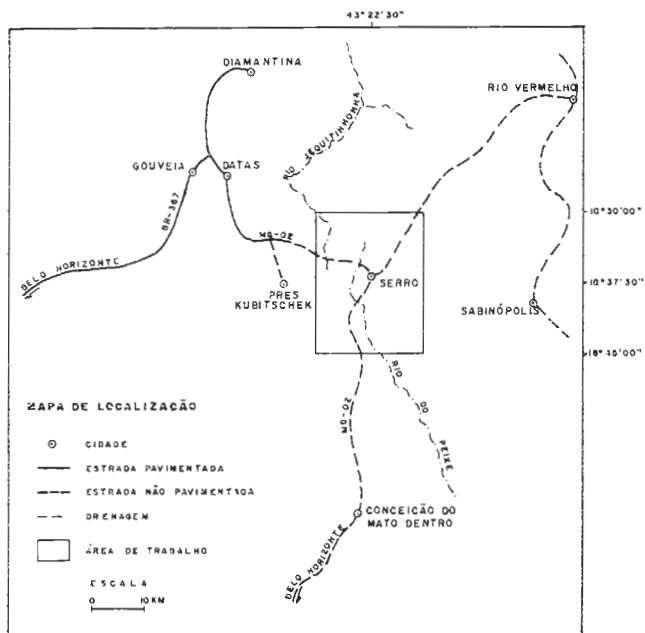
Os autores são gratos ao Dr. CLAUDIO DE CAMPOS (Empresa Rada de Minera-

ção, BH) pelo acesso ao Relatório de Pesquisa da Bayer do Brasil S.A. Agradecem também aos professores ARIPLÍNIO A. NILSON (UnB) e EIKE GIERTH (Clausthal-Alemanha) pela orientação no estudo petroquímico, mineralógico e pelas análises de microsonda eletrônica da cromita. Ao prof. LUIZ GUILHERME KNAUER, (C.G.Eschwege), pela leitura crítica dos manuscritos e aos amigos Vinícios e Martinha (C.G.Eschwege) pelos desenhos e datilografia.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREWS, A.J. & FYFE, W.S. - 1976 - Metamorphism and Massive Sulphide Generation in Oceanic Crust. *Geosci. Canadã*, 3, 84-94.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1976 - Archean Metallogeny in Southern Africa. *Ec. Geol.* 71, 16-43.
- ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J. & PIKE, D.R. - 1977 - Komatiitic and Iron Tholeiitic Lavas of Munro Township, Northeast Ontário. *Jour. of Petrology*, 18, 319-369.
- ASSIS, L.C. de - 1982 - Estratigrafia, Tectônica e Potencialidade Mineral das Unidades Pré-Cambrianas da Região de Serro (MG), Quadricula de Mato Grosso. Contribuição à Controvérsia Minas x Espinhaço. Tese de Mestrado, UnB, 149 pg.
- BAYER DO BRASIL - 1978 - Relatório sobre os Resultados da Prospecção de Minério de Cromo com Cálculo de Reservas da Área Serro/Alvorada de Minas, Brasil. Relatório de pesquisa entregue à Empresa Rada de Mineração, Belo Horizonte, 25 pg (inédito).
- BEENSON, M.H. & JACKSON, E.D. - 1969 - Chemical Composition of Altered Chromites from the Stillwater Complex., *Montana. Am. Miner.*, 54, 1084-1100.
- BLAIS, J.; AUVRAY, B.; CAPDVILA, R.; JAHN, B.M.; HAMEURT, J. & BERTRAND, J.M. - 1978 - The Archean Greenstone Belt of Karelia (Eastern Finland) and their Komatiitic and Tholeiitic Series. In: Windley & Naqvi. *Archean Geochemistry*. Edição Elsevier, 87-107 pg.
- BLISS, N.W. & MACLEAN, W.H. - 1975 - The Paragenesis of Zoned Chromite from Central Manitoba. *Geochim et Cosmoch. Acta*, 39, 973-990.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. & DELHAL, J. - 1979 - A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço. Dados Novos e Integração. *Rev. Bras. Geoc.*, 9, (1), 71-85.
- CHENG, C. - 1978 - Genetic Types of Chromite Deposits. Based on Their Textures and Structures. *Int. Geol. Rev.*, 11, (4), 428-439.
- CONDIE, K.C. - 1981 - Archean Greenstone Belts. *Developments in Precambrian Geology* 3. Edição Elsevier, 434 pg.
- COTERRIL, P. - 1969 - The Chromite Deposits of Selukwe, Rhodesia. *Ec. Geol. Monog.* 4: Magmatic Ore Deposits, 154-186.
- DOCEGEO - 1974 - Estudo sobre os Depósitos de Cromita de Alvorada de Minas e Dom Joaquim (MG). *Relat. interno*, 23 pg.
- EVANS, B.W. & FROST, B.R. - 1975 - Chromespinel in Progressive Metamorphism: A Preliminary Analysis. *Geochim. et Cosmoch. Acta.*, 39, 959-973
- GREENBAUM, D. - 1977 - The Chromitiferous Rocks of the Troodos Ophiolite Complex. *Cyprus. Ec. Geol.*, 72, (7), 1175-1194.
- GROSSI SAD & VAZ DE MELO - 1969 - Geologia do Distrito de Serro, Minas Gerais, Brasil. *Geosol - DNPM*, 2 vol. Rio de Janeiro.
- IRVINE, T.N. - 1967 - Chromian Spinel as a Petrogenetic Indicator; Part 2, Petrologic Applications. *Can. J. Earth Sci.*, 4, 71-103.
- IRVINE, T.N. & FINDLAY, T.C. - 1972 - Alpine-Type Peridotite with Particular Reference to the Bay of Islands Igneous Complex. *Publ. Earth Phys. Branch. Canadian Contribution nº 8 to the Geodynamic Project*, pp 97 - 128, Ottawa.
- JACKSON, E.D. - 1961 - Primary Textures and Mineral Association in the Ultramafic Zone of the Stillwater Complex, Montana. *U.S. Geol. Survey Prof. Pap.* 358, 106 pg.
- KISHIDA, A. - 1979 - Caracterização Geológica e Geoquímica da Sequência Vulcano Sedimentar do Médio Rio Itapicuru, Bahia. Tese de Mestrado UFBA. 98 pg.

- KUYUMJIAN, R.M. - 1981 - Geologia e Mineralizações Auríferas do Greenstone Belt da Faixa Crixás (GO). Tese de Mestrado, UnB, 67 pg.
- NILSON, A.A. - 1981 - The Nature of The Americano do Brasil Mafic-Ultramafic Complex and Associated Sulfide Mineralization, These PhD, University of Western Ontário, Canadá.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. - 1973 - Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. Earth Planet.Sci.Lett. 19, 290-300.
- RENGER, F. - 1972 - As Rochas Ultrabásicas da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Rev.Bras.Geoc., 2, 151-160.
- THAYER, T.P. - 1960 - Some Critical Diferences Between Alpine-type and Stratiform Peridotite - Gabro Complexes. Rept.21 st Sess.Int.Geol. Congr., 13, 247-259.
- THAYER, T.P. - 1964 - Principal Features and Origin of Podiform Chromite Deposits, and Some Observations on the Guleman-Soridag District, Turkey, Ec.Geol., 59, 1497-1524.
- THAYER, T.P. - 1970 - Chromite Segregation as Petrogenetic Indicators. Geol. Soc. South Africa. Spec.Pub. 1, 380-390.
- UHLEIN, A. - 1982 - Geologia e Mineralizações de Cromita e Itabiritos da Região de Serro - MG. Tese de Mestrado, UnB, 189 pg.
- WAGER, L.R.; BROWN, G.M. e WADSWORTH, W.J. - 1960 - Types of Igneous Cumulates. Journ Petrology, 1, 73-85.
- WINDLEY, B.F. - 1977 - The Evolving Continents. John Wiley e Sons, N.Y. 358 pg.



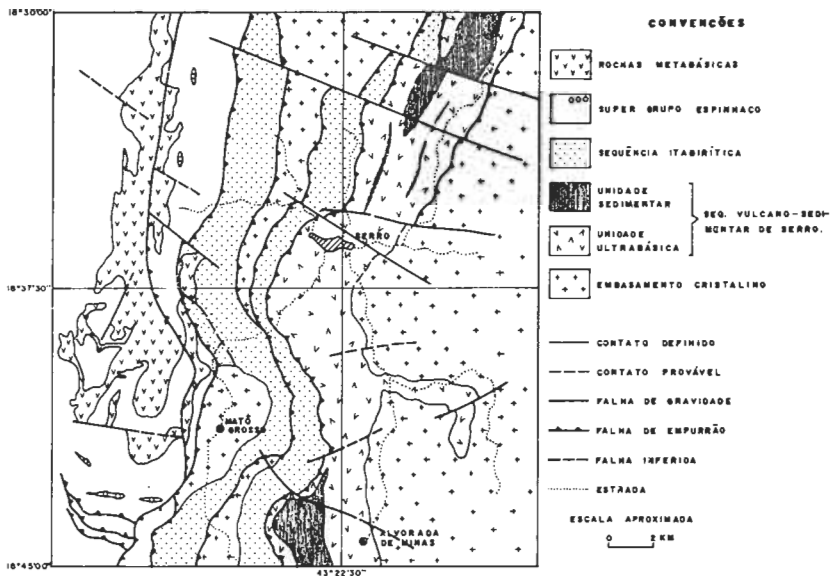


FIG. 1: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA SEQ. VULCANO-SEDIMENTAR DE SERRO. GEOLOGIA SEGUNDO UHLEIN, 1982 (QUAD. SERRO-CONTENDA); ASSIS, 1982 (QUAD. MATO GROSSO) E GROSSI SAD E VAZ DE MELO, 1969 (QUAD. ALVORADA DE MINAS) MODIFICADOS.

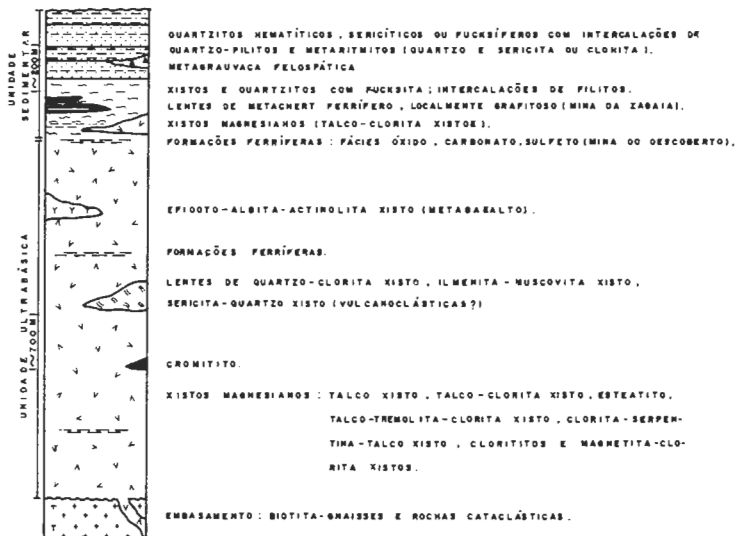


FIG. 2: COLUNA LITO-ESTRATIGRÁFICA COMPLETA DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE SERRO-MG.

AMOSTRAS	SiO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	K ₂ O	Na	β ¹	TOTAL	Cr-ppm	Ce-ppm	MIL-ppm
I	58,3	0,36	33,8	0,82	13,3	1,43	—	0,11	0,41	0,10	0,08	24,0	101,42	1680	80	378
II	46,9	0,38	22,8	4,89	17,1	8,28	0,08	0,20	0,68	0,10	0,08	8,30	104,84	2220	45	228
III	56,89	—	22,80	13,84	17,20	8,08	0,17	0,48	0,48	0,10	0,08	8,79	95,98	1170	50	495
IV	52,28	1,01	8,28	18,12	20,75	7,71	0,88	1,84	0,49	0,10	0,09	7,87	99,88	480	50	178
V	58,9	0,76	23,7	14,3	18,23	8,02	0,20	1,82	0,73	0,10	0,08	8,87	99,88	80	80	180
VI	30,13	0,18	24,12	16,69	8,73	12,74	0,04	0,32	0,04	0,04	—	11,12	100,32	180	80	378
VII	48,8	14,4	11,48	8,01	14,08	8,24	0,08	0,68	1,93	0,07	0,18	N.D.	95,98	380	20	40
VIII	43,87	8,86	8,86	14,76	10,18	10,18	0,20	0,96	4,88	0,18	0,14	1,20	99,88	80	38	48
IX	20,1	0,9	19,8	16,4	22,0	9,8	0,28	1,86	0,36	0,10	0,22	8,82	99,91	100	80	118

TABELA 1 : ANÁLISES QUÍMICAS DOS XISTOS MAGNESIANOS E METABASÁLTICOS DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE SERRO (LABORATÓRIO DA METAÇO S.A. E UNB).

	P8-338						P8-358					
	2/1	2/2	2/3	3/1	3/2	3/3	1/1*	1/2*	2/2*	3/1*	3/2*	
Cr ₂ O ₃	42,8	42,1	43,4	48,1	44,4	43,8	48,4	42,2	48,0	42,2	48,0	
Al ₂ O ₃	18,8	18,2	18,9	14,8	14,7	15,0	9,0	10,2	4,1	14,8	4,2	
Fe ₂ O ₃	6,1	7,4	7,3	9,1	7,8	7,8	12,2	13,1	18,8	9,8	12,8	
FeO	28,6	27,6	28,9	29,7	30,4	29,7	32,7	31,6	32,3	30,1	31,4	
MgO	31,0	8,7	4,7	4,8	2,9	3,6	0,8	1,8	—	2,2	1,9	

FeO e Fe₂O₃ FORAM CALCULADOS DE ACORDO COM A FÓRMULA CONVENCIONAL DO ESPINÉLIO.

VALORES CORREGIDOS PARA CORREÇÃO DE LEITURA. OS VALORES 2/1, 2/2, 2/3, 3/1, 3/2, 3/3, 1/1, 1/2*, 2/2* E 3/1* VALEM À BORA, PONTO INTERMEDIÁRIO E INTERIORES DO BLOCO.

VALORES CORRESPONDENTES A PERITOCROMITA (P*) P8-388 E P8-388 : SERPENTINA-TALCO-CLORITA XISTO

FÓRMULA ESTRUTURAL-0232

	2/1	2/2	2/3	3/1	3/2	3/3	1/1*	1/2*	2/2*	3/1*	3/2*
Cr	9,328	9,110	9,378	9,248	9,602	9,432	10,874	9,888	10,127	9,111	10,886
Al	1,354	1,108	1,187	1,441	1,741	1,617	3,028	2,488	1,487	1,787	1,448
Fe ³⁺	1,226	1,488	1,802	1,889	1,889	1,889	1,889	1,780	2,889	1,872	2,644
Fe ²⁺	9,712	9,171	6,081	6,816	9,929	9,746	7,880	7,484	8,222	8,878	7,681
Mg	1,448	2,271	1,919	1,881	1,182	1,482	0,288	0,787	—	1,308	0,888

TABELA 2 : ANÁLISE QUÍMICA ATRAVÉS DE MICROANÁLISE REALIZADA NO INSTITUT FUER-STEINE UND ERDEN, UNIVERSIDADE CLAUSTHAL, ALEMANHA) E FÓRMULA ESTRUTURAL DE CROMITA DA FAZENDA LAGOA.

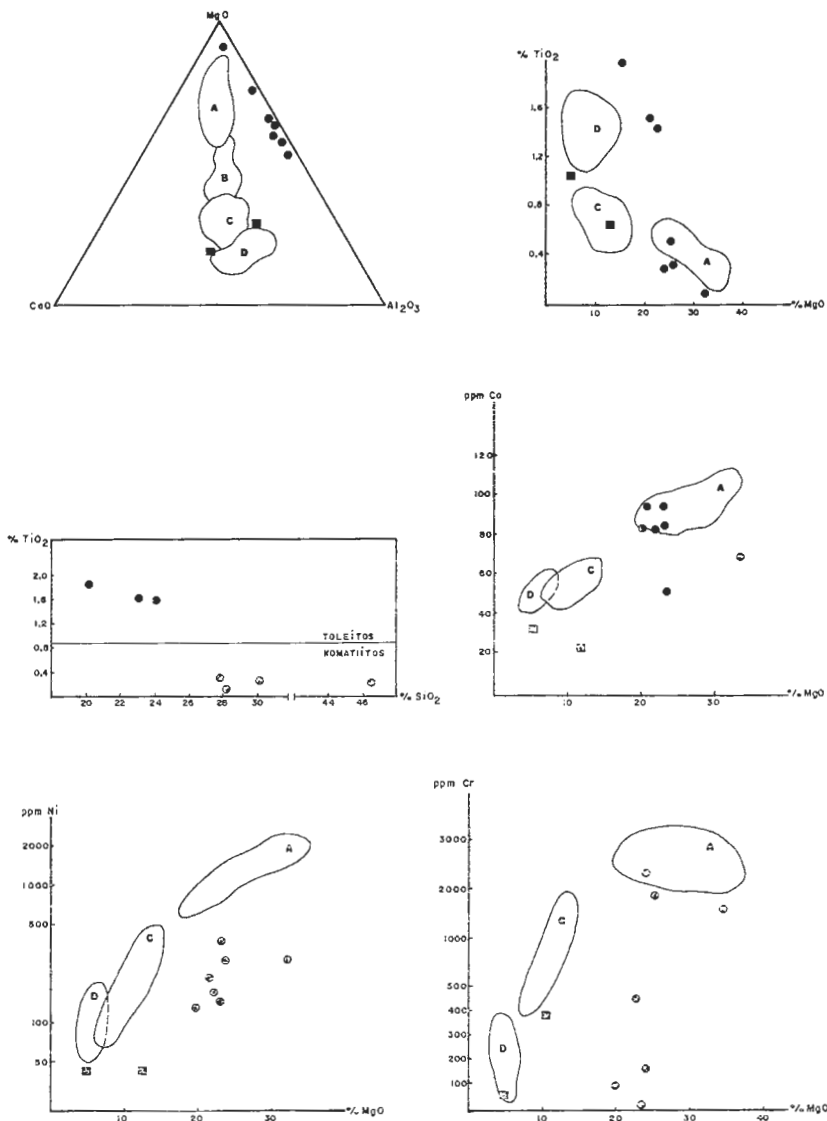


FIG. 3 : VARIACÃO NO CONTEÚDO DOS PRINCIPAIS ELEMENTOS MAIORES E TRACO NOS XISTOS MAGNESIANOS E METABASÁLTICOS DA SEQ. VULCANO-SEDIMENTAR DE SERRO.

A - CAMPO DOS PERIDOTITOS KOMATIÍTICOS
 B - CAMPO DOS PIROXENITOS KOMATIÍTICOS
 C - CAMPO DOS BASALTOS KOMATIÍTICOS
 D - CAMPO DOS BASALTOS TOLEIÍTICOS
 ○ XISTO MAGNESIANO DE SERRO
 □ XISTO METABASÁLTICO DE SERRO
 LIMITE DOS CAMPOS SEG. RUTURJIAN (1961)

DES. V. GOUTO/8

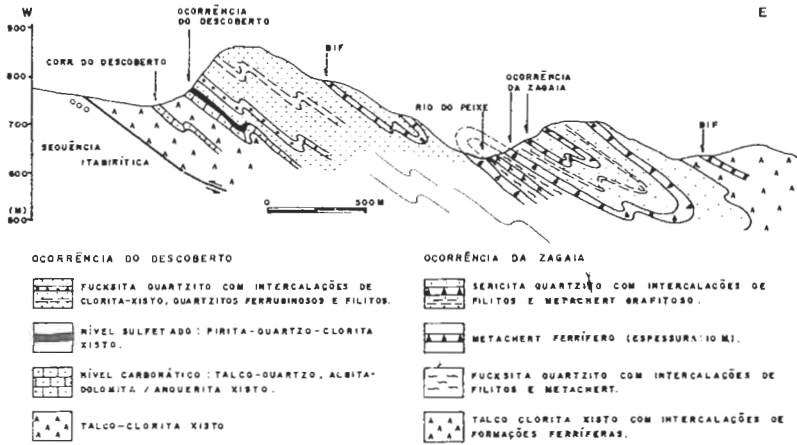


FIG 4 PERFIL GEOLÓGICO NAS OCORRÊNCIAS AURÍFERAS AO SUL DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE SERRO, SEGUNDO ASSIS (1982).

JAZZIMENTO	Camadas concordantes (N60E) com a xistosidade das meta-ultrabásicas encaixantes (talco-carbonato xisto-esteatita).		
MINÉRIO	Cromitita (> 75% de cromita) Minéria disseminada (20 a 75% de cromita)		
ESTRUTURAS	Primárias	Macia	
		Bandada ("Rhythmic layering")	
	Secundárias	Schlieras	
TEXTURAS	Primárias	Cáspulas	silicato oculto em rede
	Secundárias	Cataclásticas	
ASPECTOS DOS CRISTAIS DE CROMITA	Cristais eudrômicos e subdrômicos		
	Graduação constantemente fina (0,1 a 0,3mm)		
	Zonas, com "ferrit-cromita" nas margens e ao longo das fraturas Micro-inclussões de rutile		
CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS	Relação Cr/Fe : 1,7 a 2,2 Cr ₂ O ₃ : 35 a 40 % Utilização na indústria química		

TABELA 3 MODO DE OCORRÊNCIA E PETROGRAFIA DO CROMITO DE SERRO (MG), SEGUNDO UHLEIN (1982).

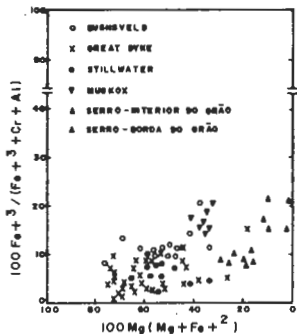


FIG. 5a: GRÁFICO DE COMPOSIÇÃO DAS CROMITAS DE SERRO, COMPARADA COM A DAS INTRUSÕES DE BUSHVELD, GREAT DYKE, STILLWATER E MUSKOX.

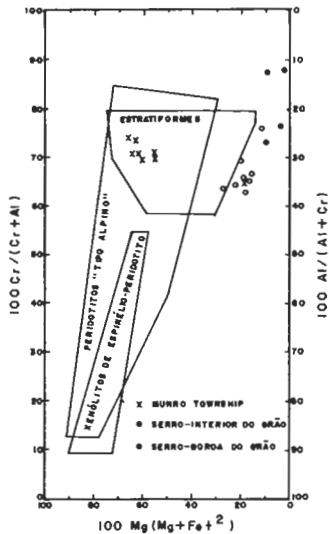


FIG. 5b: GRÁFICO DE COMPOSIÇÃO DA CROMITA DE SERRO COMPARADA COM A DE MURRO TOWNSHIP.

FIG. 5: PETROLOGIA DOS CROMITOS ESTRATIFORMES DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE SERRO. SEGUNDO ASSIS, 1982

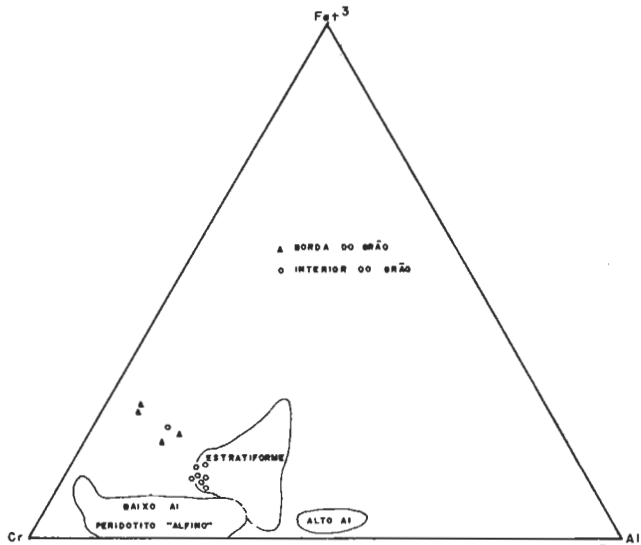


FIG. 5c: COMPOSIÇÃO DA CROMITA DE SERRO SOBRE A FACE $Cr-Fe^{+3}-Al$ DO PRISMA DO ESPINÉLIO. (OS CAMPOS DE PERIDOTITOS "ALPINO" DE BAIXO E ALTO Al E DE INTRUSÕES ESTRATIFORMES SÃO DE NILSON, 1981).

PROSPECÇÃO E GEOLOGIA DA JAZIDA DE MINÉRIO
DE FERRO DE MORRO DO PILAR - MG

Otoniel Vieira Vilela
André Montes Gutierrez Laguna
Otávio de Miranda Santos

CVRD - Superintendência de Pesquisas Minerais, Belo Horizonte - MG

ABSTRACT - From 1976 to 1979, CVRD carried out a research project to evaluate iron ore occurrences in Morro do Pilar, 110 km northeast of the Quadrilátero Ferrífero, on the eastern border of Serra do Espinhaço, in Minas Gerais.

The ore occurs as a north-south trending banded quartz-hematite iron-formation with an average 30m thickness, a shallow dip to east and roughly 15 km extension along strike. The iron formation lies in a meta volcanic and sedimentary sequence with quartzites, phyllites and mica-schists, overlying a predominantly gnaissic basement with minor gabbros, diabase and ultramafic rocks.

Ore reserves estimated were 770,000,000 tons of quartz-hematite iron formation with an average grade 40,20% Fe, 64% soft itabirite and 36% hard silica ore. Prospecting and evaluation consisted of regional mapping of 60 km sq at a 1:25,000 scale, detail mapping of the ore bodies at 1:5,000, 77 km of land-surveying lines, 20 boreholes adding up 1,316 m of drill core and 46 prospecting pits the ore and country rock were sampled for 28 petrographic and ore mineralogy studies, 51 wet chemical assays, 30 litho geochemical determinations and 13 ore dressing tests.

1. INTRODUÇÃO

No período de 1976 a 1979 a Companhia Vale do Rio Doce, através de sua Superintendência de Pesquisas Minerais, desenvolveu no denominado Projeto Espinhaço a prospecção para minério de ferro em quatro áreas requeridas na região de Morro do Pilar, Estado de Minas Gerais.

São relatados os trabalhos executados no desenvolvimento da pesquisa e apresentados os principais resultados obtidos.

2. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA

As áreas pesquisadas, localizam-se no município de Morro do Pilar, Estado de Minas Gerais, no bordo oriental da Serra do Espinhaço, entre os meridianos 43°27'30" - 43°20'00" de longitude oeste e os paralelos 19°10'00" e 19°17'30" de latitude sul, fazendo parte da bacia do Rio Santo Antonio, afluente pela margem esquerda do Rio Doce.

3. METODOLOGIA E TRABALHOS REALIZADOS

O conhecimento dos depósitos de minério de ferro de Morro do Pilar po de ser considerado histórico, pois já em 1809 era assentada pelo Intende dente Câmara, a primeira pedra do alto forno no arraial de Morro do Pílar, posteriormente desativado em 1831.

Entre 1957 e 1959 a Companhia Vale do Rio Doce executou serviços de prospecção visando quantificar a reserva de hematita ali existente, o que permitiu concluir, na época, a existência de modesta reserva de hema tita compacta em confronto com elevadas reservas de minério itabirític o.

Na fase de execução dos trabalhos aqui apresentados, procurou-se realizar um plano de pesquisa que permitisse um conhecimento de toda área min eralizada, fornecendo dados de reserva dos diferentes tipos de minério e sua perfeita caracterização química e física.

Participaram dos trabalhos, além dos autores, na condição de supervisores, os geólogos José Aluizio de Vasconcelos e Thiers Manzano Barsotti. O suporte das análises químicas, petrológicas e estudos físicos do minério foi dado pela equipe técnica do Departamento de Pesquisas Tecnológ icas da CVRD.

3.1 - Serviços Topográficos

Objetivando o mapeamento geológico detalhado, foram locadas no terreno e niveladas, 4 linhas bases, paralelas a maior dimensão do corpo mineralizado, num total de 12 km, cortadas por 39 transversais perpendiculares, espaçadas de 200 metros, numa extensão de 65km.

3.2 - Mapeamentos Geológicos

No reconhecimento geológico, escala 1:25.000, foram utilizadas folhas plano-altimétricas na escala 1:25.000 e fotografias aéreas na escala 1:25.000 e 1:60.000. Os trabalhos constaram de estudos fotogeológicos e, principalmente de caminhamentos em direções pré-estabelecidas, abrangendo uma área de aproximadamente 60 km².

O mapeamento geológico das linhas topográficas, na escala 1:5.000, cobr iu uma área aproximada de 1.550 ha constando do caminhamento de 77 km, referindo-se os afloramentos e os contatos geológicos aos piquetes ne las existentes. Os resultados permitiram a segura delimitação da formação ferrífera e posterior definição das obras de pesquisas.

3.3 - Sondagem

O programa de sondagem rotativa a diamante com testemunhagem contínua, objetivou o conhecimento da formação ferrífera em sub-superfície e sua perfeita avaliação. Foram perfurados 1.316 metros com recuperação média de 84%, distribuídos em 20 furos verticais, dispostos em seções separadas de 600 metros com o afastamento médio de 500 metros em uma mesma seção.

3.4 - Poços de Pesquisa

A abertura de poços objetivou confirmar a continuidade da formação ferrífera em locais onde inexistem afloramentos, devido a espessa cobertura de solo, auxiliar na interpretação geológica e fornecer elementos para a cubagem. Assim foram abertos 46 poços num total de 302 metros lineares com uma profundidade média de 6,56 metros.

3.5 - Amostragem

Para um conhecimento detalhado das características químicas e físicas do minério de ferro, e suas relações com as encaixantes, foram coletadas amostras de superfície e testemunhos de sondagem, tendo sido realizados os seguintes estudos: 28 análises petrológicas, 51 análises químicas diversas, 13 ensaios de reconhecimento e liberação, 04 varreduras espectrográficas e 30 análises geoquímicas.

As amostras de itabirito foram analisadas para Fe, FeO, SiO₂, Al₂O₃, P e perda ao fogo.

4. GEOLOGIA REGIONAL / TRABALHOS ANTERIORES

Desde Eschwege (1832), quando foi introduzida a denominação Cordilheira do Espinhaço para as serras que margeiam o lado oriental do rio São Francisco, inúmeros trabalhos vem sendo desenvolvidos sob diversos enfoques geológicos na Serra do Espinhaço e adjacências.

Ressalta-se trabalhos de: Derby (1906), Harder e Chamberlain (1955), Guimarães (1927), Moraes e Guimarães (1930), Barbosa (1954), Belesky e Guimarães (1979), Pflug e colaboradores (a partir de 1963), Renger e Kehrer (1972), CPRM - Projeto Jequitinhonha (1978), Schöll e Fogaça (1979), Uhlein (1982), entre outros.

Em termos conceituais, iniciou-se com as diversas variações estratigráficas envolvendo a definição de Série de Minas introduzida por Derby (1906). Em 1965, Pflug define o conceito de fácies interdigitada em uma evolução geossinclinal para a Série Minas. CPRM - Projeto Jequitinhonha (1978), discorda amplamente desta colocação e engloba as rochas ocorrentes a leste da Serra do Espinhaço na Associação Barbacena-Paraíba do Sul (Braun - 1974), Complexo gnaissico-migmatítico, constituído principalmente por gnaisses, localmente cataclasados e migmatizados, rochas cataclásticas, xistos, quartzitos, formações ferríferas e vulcânicas de natureza ácida a ultrabásica. Pflug et alii (1980), abandona o conceito de fácies Guanhaes, introduzindo a evolução de arqueamento e "rift" sobre o embasamento arqueano Uhlein (1982) em tese desenvolvida na região do Serro, define sobre o embasamento cristalino, uma sequência vulcano-sedimentar, interpretada como um possível "greenstone belt" e uma sequência itabirítica indiferenciada, correlacionada ao Supergrupo Minas do Quadrilátero Ferrífero, ambas pré-Supergrupo Espinhaço.

5. GEOLOGIA LOCAL

5.1 - Estratigrafia e litologia

Os itabiritos ocorrentes na região de Morro do Pilar, pertencem a uma sequência predominantemente sedimentar e acham-se associados à rochas

do embasamento e a uma seqüência vulcano-sedimentar.

- Embasamento -

O embasamento, de idade arqueana, está representado por rochas gnáissicas que ocorrem a leste e a norte da área. O estudo petrológico em diversas amostras, indicou tratar-se de um microclina-albita-quartzo-gnaiss, com textura granoblástica a cataclástica, polimetamórficas. Associam-se rochas xistosas, quartzíticas, anfíbolíticas e cataclásticas.

- Sequência vulcano-sedimentar -

Sobre o embasamento, em contato geralmente tectônico, por vezes de difícil observação, ocorre uma seqüência de rochas vulcano-sedimentares, constituída principalmente por vulcanitos xistificados e/ou cataclases, metapelitos, quartzitos e, localmente, formação ferrífera bandeada (BIF) do tipo Algoma. As rochas xistosas ocorrem sob diversas variações composicionais e texturais. Os estudos petrológicos mostraram a existência de rochas com origem tanto sedimentar a vulcano-sedimentar como oriundas do metamorfismo e/ou cataclase de vulcanitos. Um tipo comum a esta seqüência corresponde a uma litologia genericamente denominada "mil folhas", devido a sua fácil desagregação, resultado da alteração de rochas com foliação cataclástica bem acentuada. Sua petrologia indicou uma composição mineral principal de muscovita e quartzo, com clorita, turmalina, hematita e titanita como acessórios. Rochas de composição predominantemente básicas a ultrabásicas ocorrem via de regra xistificadas, estando hoje representadas por clorita-xistos, serpentinitos e esteatitos, principalmente. A NE da área foi observada a presença de uma formação ferrífera bandeada (BIF), associada a rochas metaultrabásicas. Observou-se também ao norte de Morro do Pilar, um corpo de turmalinito, mineralizado à arsenopirita, com escorodita secundária, em íntima associação com rochas vulcano-sedimentares. Os quartzitos são geralmente sericíticos ocorrendo com traços de opacos e turmalina. Localmente, observa-se a presença de microclina detritica o que denotaria um baixo grau de maturidade para a rocha sedimentar original. Filitos ocorrem principalmente capeando os itabiritos e são constituídos por sericita e quartzo, localmente com talco associado. O forte intemperismo e evidências de cataclase, dificultou a realização de estudos petrológicos conclusivos, gerando dúvidas quanto a gênese desta rocha. Acredita-se haver tanto rochas filíticas de origem sedimentares como as resultantes de processos de filonitização.

- Sequência Sedimentar -

Recobrimo a seqüência vulcano-sedimentar e com relações de contato nem sempre bem definidas, ocorrem rochas cuja origem é predominantemente sedimentar como: itabiritos, filitos e quartzitos. Os itabiritos possuem xistosidade evidente, com textura granolepidoblástica a granoblástica, constituída por níveis sub-milimétricos a milimétricos alternados, de quartzo e hematita-magnetita. Seu teor varia de pobre a rico, com predomínio do médio, duro a pulverulento, apresenta magnetismo médio e uma boa liberação da hematita/magnetita nos tipos amolecidos. Estudos petrológicos realizados nestas rochas mostraram que possuem uma composição mineralógica com o quartzo variando de 60 a 70% e hematita de 30 a 40% e traços de sericita. Sua granulometria varia de fina a média e o quartzo, xenoblástico, apresenta contato retilíneo e textura em mosaico. A hematita é anédrica dispondo-se segundo uma direção preferencial, dis

persa ou mesmo formando vênulas. A sericita ocorre dispersa paralelamente a direção da hematita. Localmente cobrindo os itabiritos, observa-se presença de canga, constituída geralmente por limonita, cimentando ou não fragmentos de hematita ou itabirito, principalmente. Os itabiritos tem contatos de base geralmente gradacional, ora para quartzitos localmente ferruginosos, ora para uma rocha metabásica, cujo estudo petrológico evidenciou uma origem provável de um metabasalto, que sofreu eventos de microclivagem incipiente, metamorfismo do fácies epidoto-anfíbolito persistente e tectonismo quase cataclástico. Filitos ocorrem principalmente no topo da sequência, localmente hematíticos, sendo constituídos principalmente por sericita e quartzo, com textura lepidoblástica.

- Rochas Intrusivas -

Corpos intrusivos cortam todas as litologias, ocorrendo no entanto na área, preferencialmente associados às rochas da sequência vulcano-sedimentar. Correspondem a meta-diabásios, exibindo ainda textura original e fraco processo metamórfico.

5.2 - Metamorfismo

Estudos petrológicos mostraram que as rochas ocorrentes na área sofreram metamorfismo do tipo regional, de pressão intermediária, variando, segundo o conceito de zonas de Grubermanns e Nigli, de epizona e mesozona.

A associação mineralógica observada indica que as rochas variam do fácies xisto-verde ao fácies anfíbolito.

Algumas rochas do embasamento mostram evidência de polimetamorfismo.

5.3 - Estrutural

Na área, as camadas de itabirito apresentam direção preferencial NS, com mergulhos suaves para E, numa feição de homoclinal.

A presença de dobramentos em micro e macro-escala associada a lineações, clivagens e fraturamento, demonstram que a região sofreu diversos eventos deformatórios, cuja análise estrutural neste trabalho não foi desenvolvida.

Falhas de empurrão e inversas são observadas podendo ocorrer inversões estratigráficas. Possuem direção geral NNW e uma vergência de leste para oeste.

Localmente, observa-se falhas de gravidade de pequena expressão a qual não raro se associam brechas tectônicas.

Estruturas de mullions foram observadas a sudoeste da área em apreço.

5.4 - Considerações sobre a origem dos itabiritos

A ocorrência ferrífera pesquisada na região de Morro do Pilar se enquadra, segundo Gross, na categoria de depósitos estratiformes do tipo formação ferrífera de idade pré-cambriana, que incluem rochas acamadadas que contenham 15% ou mais de Fe, nos quais os minerais de ferro se interestratificam com quartzo, chert ou carbonatos e onde o bandamento ferruginoso seja concordante com as rochas sedimentares adjacentes. Podem ser sub-classificados como tipo Superior, as quais se associ-

ciam com seqüências tipicamente sedimentares e pouco associados a vulcânicas. Possuem ainda características concordantes com os conceitos de Stanton (1972), onde as formações de ferro bandeadas parecem ter sido depositadas por vários quilômetros, possuindo geralmente uma dimensão bem maior, com sua configuração sugerindo uma ligação com uma grande vala ou talvez com zonas estreitas, correndo paralelas à costa. Estas formações ferríferas mostram bandeamentos típicos, na maioria das vezes evidenciados pela alternância de leitos ricos em ferro com leitos ricos em sílica. Cita ainda que algumas formações ferríferas ocorrem visivelmente associadas a rochas vulcânicas.

Localmente, ocorre um outro tipo de formação ferrífera bandeada, associada a rochas ultrabásicas, que poderiam ser enquadradas no tipo Algoma (Gross-1965).

6. GEOLOGIA ECONÔMICA

6.1 - Características químicas do minério de ferro

O cálculo dos teores médios ponderados de 42 amostras, representativas dos 20 furos executados mostrou os seguintes resultados:

Fe	- 40,21%	Al ₂ O ₃	- 0,800%
FeO	- 0,442%	P	- 0,024%
SiO ₂	- 39,96%	PF	- 0,555%

O teor de ferro nos itabiritos, decresce com o aumento da profundidade. Os itabiritos amolecidos superficiais mostraram um teor médio em Fe de 45,88%, enquanto que os itabiritos duros apresentam o valor de 31,98% de Fe.

Localmente, em uma lente de hematita compacta, foram encontrados teores de até 66,5% de Fe.

Os testes físicos constaram de britagem inicial em britador de mandíbulas a 1/2", espectrografia ótica de varredura, análise granulométrica de 12,7 a 1,00mm, separação em líquido denso (P=2,87 g/cm) de cada fração, deslamagem do -1mm em hidrociclone de 40mm Ø, separação magnética de alta intensidade do -1mm deslamado, granulometria de 0,84 a 0,44 mm no concentrado e no rejeito da separação. Os produtos foram analisados para Fe, Fe₂O₃, SiO₂, Al₂O₃, P, PF, Mn, CaO e MgO e as diversas frações granulométricas para Fe e SiO₂. Desta forma, no resultado médio chegou-se a concentrados com 66.50% de Fe com recuperação de Fe de 97,77%.

Os itabiritos apresentam liberação grossa, normalmente abaixo de 0,50mm facilitando desta maneira sua concentração para produção de sinter feed com teores comercializáveis (maiores que 66% de Fe).

A fração -6,35 a +1,00mm seria concentrável por processos gravimétricos e a fração -1mm por separação magnética de alta intensidade via úmida.

6.3 - Reservas

No cálculo de reservas utilizou-se o método das áreas de influência de seções verticais, usando-se o fator densidade igual a 3,0 para os itabiritos.

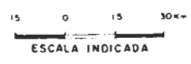
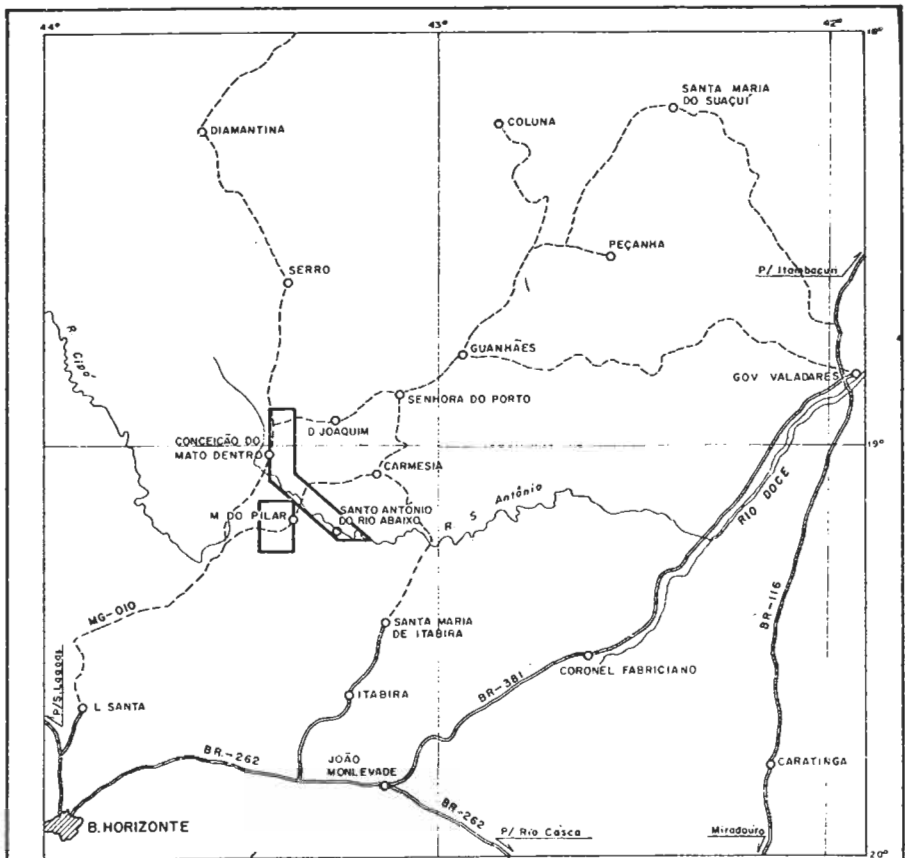
Os resultados obtidos acham-se expressos no quadro a seguir.

TIPOS DE MINERIO	RESERVA MEDIDA	RESERVA INDICADA	RESERVA INFERIDA	TOTAL
IM	34.000.000	76.200.000	-	110.200.000
IP	110.000.000	205.500.000	-	315.500.000
ID	81.000.000	160.100.000	-	241.100.000
FORMAÇÃO FER- RÍFERA (INDI- FERENCIADA)	1.000.000	2.200.000	100.000.000	103.200.000
TOTAL	226.000.000	444.000.000	100.000.000	770.000.000

Deste total, 267 milhões de toneladas são de material mole e/ou pulveru-
lento, com uma cobertura estéril máxima, de 10 metros de espessura.

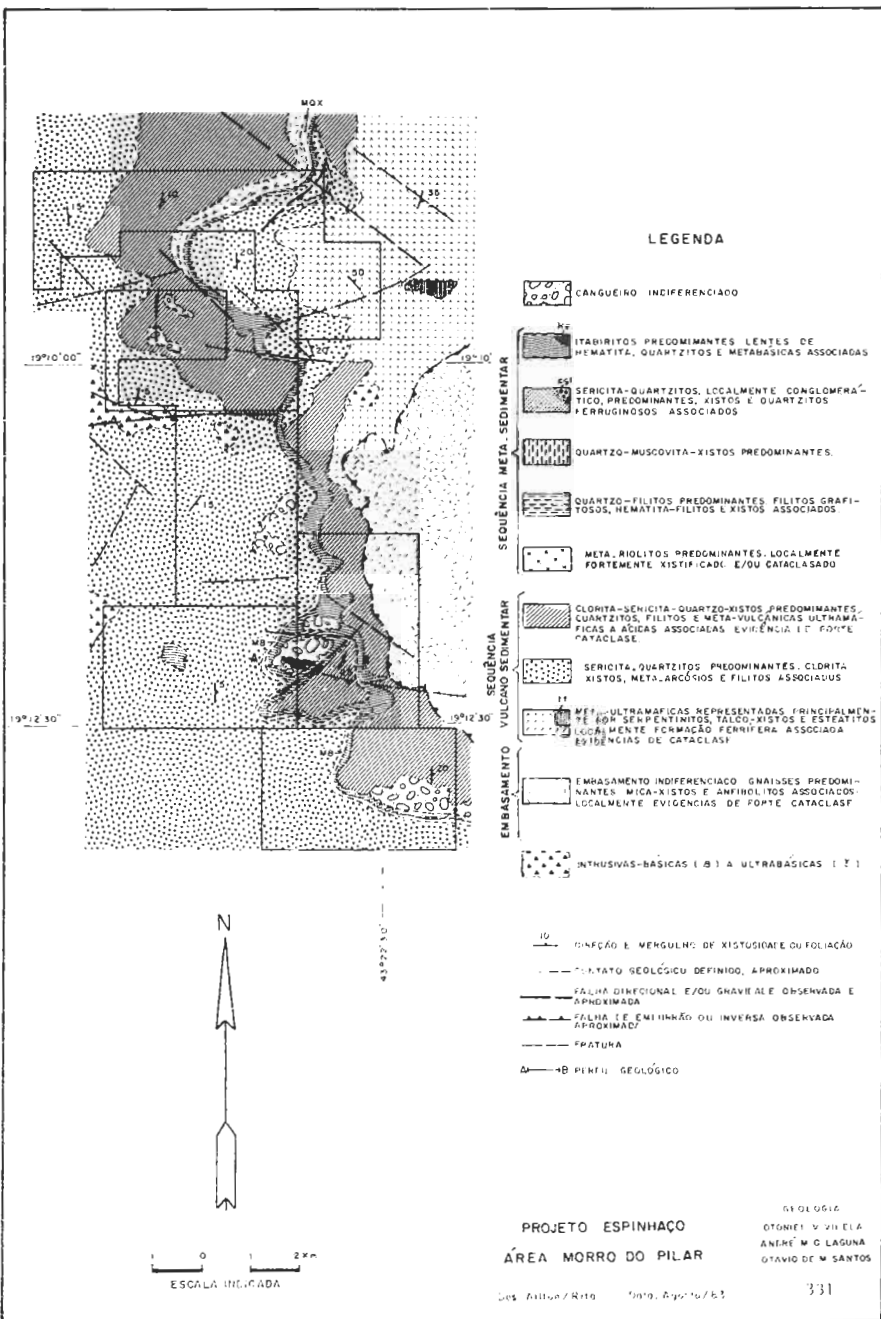
7. BIBLIOGRAFIA

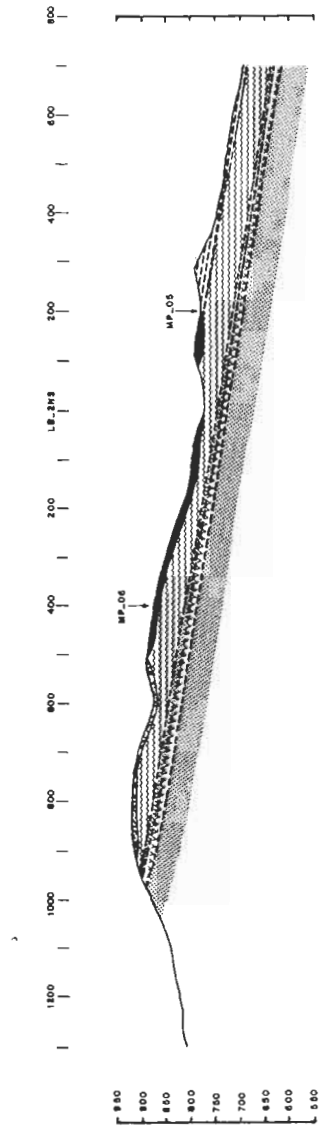
- BILLINGS, M.P. - 1968 - "Structural Geology". Prentice Hall, Nova Delhi, Índia.
- BORGES, N.R.A.; VIVEIROS, J.F.M.; MOREIRA, J.M.P. e GUIMARÃES, I.G. - 1979 - "Contribuição à Geologia da Região de Guanhães" - Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Boletim nº 1 - Diamantina .
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. e DELHAL, J. - 1979 - "A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço, Dados Novos e Integração" - Revista Bras. de Geociências, Vol. 9 - nº 1.
- CVRD - 1967 - "Relatório sobre a Pesquisa da Jazida de Minério de Ferro da Fazenda Céu Aberto" - Município de Serro - MG" - Rel. Interno - CVRD - DGEM - 2 volumes.
- CVRD - 1976 a 1979 - "Relatórios Mensais de Pesquisa - Projeto Espinhaço - Área Morro do Pilar" - Rel.Interno - CVRD - SUPEM - Deptº de Pesquisas Geológicas.
- CVRD - 1976 a 1979 - "Relatórios Anuais de Pesquisa" - Projeto Espinhaço - Área Morro do Pilar" - Rel.Interno - CVRD - SUPEM - Deptº de Pesquisas Geológicas.
- CVRD - 1979 - "Região de Morro do Pilar" - Relatório de Pesquisa" - Relatório Interno - CVRD - SUPEM - Deptº de Pesquisas Geológicas - 4 volumes.
- CVRD - 1977 e 1978 - "Relatórios de Estudos Petrográficos" - Rel. Interno - CVRD - SUPEM - Deptº de Pesquisas Tecnológicas.
- CVRD - 1978 - "Relatórios de Ensaios de Beneficiamento" - Rel. Interno' CVRD - SUPEM - Deptº de Pesquisas Tecnológicas.
- EBERLE, W.; RIEPER, M.C. - 1968 - "A Geologia da Folha de Diamantina" -



PROJETO ESPINHAÇO
 MAPA DE SITUAÇÃO REGIONAL








Des. Autor Data Agosto/63





LT 1600 S

LEGENDA

-  CAMBA
-  METABÁSICAS
-  ROCHAS FILÍTICAS
-  ITABIRITO / HEMATITA
-  QUARTZITO
-  CONTATO SEDIMENTAR
-  FUJO DE BANDA



GEOLÓGIA
OTOMIEL VIVILELA

**PROJETO ESPINHAÇO
ÁREA MORRO DO PILAR
PERFIL GEOLÓGICO**

DES: Rita DATA: Agosto - 1983

DADOS PRELIMINARES SOBRE O DEPÓSITO DE MINÉRIO DE FERRO
DA SERRA DA SERPENTINA - CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO - MG

Otoniel Vieira Vilela
Otávio de Miranda Santos

CVRD - Superintendência de Pesquisas Minerais, Belo Horizonte - MG

ABSTRACT - Preliminary notes on the iron ores in the Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais:
The iron ores in the Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, lie on the eastern border of the regionally extreme Serra do Espinhaço, 200 km northeast of the Quadrilátero Ferrífero, in Minas Gerais. The ore occurs as a banded quartz-hematite-iron-formation within a volcano sedimentary sequence close to a gnaissic basement. The CVRD started an ore evaluation project for the area in 1977. At present, 42 million tons of hematite ore, 3,06 billion tons of soft itabirites and 758 million tons of hard silica ore have been estimated with an average 43% Fe. Prospecting and evaluation consisted of 197 km² regional mapping at a 1:25,000 scale, detail mapping of the iron formation at 1:5,000, 130 km of land surveying lines, 29 boreholes adding up 2,803 m drill core and 40 prospecting pits at an average 5m/pit. The ores and country rock have been sampled for 37 petrographic and ore mineralogy studies, 211 wet chemical assays and 11 ore dressing tests.

1. INTRODUÇÃO

Desde 1977 a CVRD vem pesquisando o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, no município de Conceição do Mato Dentro, na extremidade norte da Zona Metalúrgica do Estado de Minas Gerais. Este artigo apresenta os trabalhos de pesquisa desenvolvidos e os resultados obtidos até o presente, em quinze áreas requeridas no denominado Projeto Espinhaço, área Serra da Serpentina. Os dados aqui expostos integram-se aos apresentados por Vilela et alii (1983, inédito) sobre a prospecção e geologia da jazida de Morro do Pilar.

2. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA

As áreas em pesquisa, com aproximadamente 11.000 hectares, localizam-se nos municípios de Conceição do Mato Dentro, Morro do Pilar e Santo Antonio do Rio Abaixo, na bacia do Rio Santo Antonio, tributário do Rio Doce, na vertente oriental da Serra do Espinhaço.

3. TRABALHOS EXECUTADOS

Diante da expectativa de uma grande reserva de minério itabirítico e da possibilidade de se bloquear corpos de minério de alto teor, foi elaborado um plano de pesquisa que permitisse o conhecimento global de toda faixa mineralizada, numa extensão aproximada de 40 km.

Participou ainda dos trabalhos, como supervisor, o geólogo José Aluizio de Vasconcelos, sendo os estudos petrológicos, testes físicos e químicos realizados pela equipe técnica do Departamento de Pesquisas Tecnológicas da CVRD.

Para permitir o deslocamento do pessoal e equipamento às obras de pesquisa, foram abertos aproximadamente 42 km de estradas e 37 praças de sondagem.

3.1 - Reconhecimento Geológico

No reconhecimento foram utilizados como base planimétrica folhas na escala 1:25.000, fotografias aéreas na escala 1:25.000 da Cruzeiro do Sul e fotografias aéreas na escala 1:60.000 da USAF. O objetivo principal foi o reconhecimento integral da ocorrência, sua delimitação e avaliação, bem como facultar o estabelecimento de uma ordem de prioridade para o desenvolvimento da prospecção.

O mapeamento não se restringiu somente às áreas requeridas, mas também às adjacências, em função da necessidade do estabelecimento da estratigrafia e feições estruturais principais. Os resultados são apresentados em um mapa geológico, escala 1:25.000, recobrando uma área de aproximadamente 197 km².

3.2 - Topografia

A partir dos elementos fornecidos pelo reconhecimento geológico na delimitação das ocorrências de minério de ferro, foi efetuado levantamento topográfico plano-altimétrico sobre as mesmas, possibilitando o mapeamento geológico detalhado e a futura locação das obras de pesquisa. Foi locada uma linha base, paralela à maior direção do corpo mineirizado, cortada por 69 transversais perpendiculares, espaçadas de 800 metros e piquetadas de 20 em 20 metros. Em determinados locais o espaçamento das transversais variou para 400, 200 ou 100 metros. O total de caminhamento foi de 130 km, tendo sido nivelados em sua totalidade.

Foi executado pela Cruzeiro do Sul para a Companhia Vale do Rio Doce e Florestas Rio Doce, um levantamento aerofotogramétrico na escala 1:20.000, com restituição aerofotogramétrica na escala 1:10.000 e espaçamento de 10 metros entre as curvas de nível, cobrindo as áreas requeridas e adjacências. Nestes mapas estão sendo lançados os dados do mapeamento de detalhe.

3.3 - Mapeamento Geológico

O mapeamento geológico de detalhe constou do caminhamento de 130 km, referindo-se afloramentos e contatos geológicos aos piquetes das linhas topográficas, cobrindo uma área aproximada de 8.568 ha. Os resultados permitiram a definição das obras de pesquisa e a segura delimitação dos afloramentos da formação ferrífera, que, uma vez lançados nas seções geológicas, possibilitaram sua interpretação.

3.4 - Sondagem

Após o reconhecimento geológico e mapeamento de detalhe das faixas ferríferas foi elaborado um programa de sondagem rotativa a diamante, o bjetivando o conhecimento geral das características do minério em sub superfície e sua perfeita avaliação.

Foram perfurados 2.803 m, em diâmetro NX, com recuperação média de 87% distribuídos em 29 furos, com uma profundidade média de 36,6 m, localizados em 15 seções de sondagem. O espaçamento médio entre duas seções consecutivas foi de 2.000 m, sendo realizados 2 furos em cada seção, com espaçamento variável, adequado conforme a seção geológica.

3.5 - Poços de Pesquisa

A abertura de poços objetivou confirmar a continuidade da formação ferrífera em locais onde inexistem afloramentos devido à cobertura de solo, auxiliar na interpretação geológica e na caracterização química do minério de ferro "in situ".

Foram abertos 40 poços, num total de 220 metros lineares.

3.6 - Amostragem

Durante a execução do plano de pesquisa, foram realizadas amostragens sistemáticas em superfície, de canal em poços de pesquisa e escarpas, e de testemunhos de sondagem, procurando-se um conhecimento pormenorizado das características físicas e químicas do minério de ferro, e suas relações com as encaixantes.

Foram realizados 39 estudos petrológicos, 211 análises químicas, 11 estudos de reconhecimento e liberação, 8 varreduras espectrográficas, 41 análises geoquímicas e uma amostra de grande volume para caracterização metalúrgica.

As amostras de minério de ferro foram analisadas para Fe, FeO, SiO₂, Al₂O₃, P, Perda ao Fogo e Mn.

4. GEOLOGIA REGIONAL / TRABALHOS ANTERIORES

Desde Eschwege (1832), quando foi introduzida a denominação Cordilheira do Espinhaço para as serras que margeiam o lado oriental do rio São Francisco, inúmeros trabalhos vem sendo desenvolvidos sob diversos enfoques geológicos na Serra do Espinhaço e adjacências.

Ressaltam-se trabalhos de Derby (1906), Harder e Chamberlain (1955), Guimarães (1927), Moraes e Guimarães (1930), Barbosa (1954), Belesky e Guimarães (1979), Pflug e colaboradores (a partir de 1963), Renger e Kehrler (1972), CPRM - Projeto Jequitinhonha (1978), Schödl e Fogaça (1979), Uhlein (1982), entre outros.

Em termos conceituais, iniciou-se com as diversas variações estratigráficas envolvendo a definição de Série Minas, introduzida por Derby (1906). Em 1965 Pflug define o conceito de fácies interdigitada em uma evolução geossinclinal para a Série Minas. CPRM - Projeto Jequitinhonha (1980), discorda amplamente desta colocação e engloba as rochas ocorrentes a leste da Serra do Espinhaço na Associação Barbacena-Paraíba do Sul (Braun - 1974). Complexo Gnaissico-Migmatítico, constituído principalmente por gnaisses, localmente catacladosos e migmatizados, rochas cataclásticas, xistos, quartzitos, formações ferríferas e vulcânicas de natureza ácida a ultrabásica. Pflug et alli (1980) abandona o conceito de fácies Guanhaes, introduzindo a evolução de arqueamento e "rift" sobre o embasamento arqueano. Uhlein (1982) em te-

se desenvolvida na região do Sêrro, define sobre o embasamento cristalino, uma sequência vulcano-sedimentar, interpretada como um possível "greenstone belt" e uma sequência itabirítica indiferenciada, correlacionada ao Supergrupo Minas do Quadrilátero Ferrífero, ambas pré-Supergrupo Espinhaço.

5. GEOLOGIA LOCAL

5.1 - Estratigrafia e Litologia

Na Serra da Serpentina que se estende sob várias denominações locais, desde o Distrito de Brejaúba até o sul da localidade de Itapanhoacanga, ocorrem rochas itabiríticas associadas ao embasamento, a uma sequência vulcano-sedimentar e a rochas metassedimentares típicas.

- Embasamento -

O embasamento, de idade arqueana, ocorre tanto a leste como a oeste da área mapeada, está representado principalmente por gnaisses, por vezes cataclasados. O estudo petrológico em diversas amostras, indicou tratar-se de um microclina-albita-quartzo-gnaisse, com textura granoblástica a cataclástica, polimetamórficas. Acredita-se que parte dos muscovita-quartzo-xistos que ocorrem intercalados ou imediatamente acima dos gnaisses, correspondam a milonito-xistos, visto apresentarem uma foliação tipicamente cataclástica, com estrutura de fluxo e localmente porfiroclastos de feldspato e quartzo. Associam-se rochas filíticas, quartzíticas, cataclásticas e anfíbolíticas.

- Sequência Vulcano-sedimentar -

Sobre o embasamento, um contato geralmente tectônico, por vezes de difícil observação, ocorrem rochas de origem vulcano-sedimentar, constituídas por vulcanitos metamorfisados e/ou cataclasados, metapelitos e quartzitos. Rochas xistosas ocorrem com diversas variações composicionais e tectônicas. Os estudos petrológicos evidenciarão origens tanto sedimentar a vulcano-sedimentar como produtos de metamorfismo e cataclase de vulcanitos. Um tipo comum a esta sequência corresponde a uma litologia genericamente denominada "mil folhas", devido ao seu fácil desfolhamento, resultado da alteração de rochas com foliação cataclástica bem acentuada. Sua petrologia indicou uma composição mineral principal de muscovita e quartzo, com clorita em porcentagem variável hematita e titanita como acessórios mais constantes. Rochas predominantemente básicas a ultrabásicas ocorrem via de regra xistificadas, estando hoje representadas por clorita-xistos, serpentinitos e esteatitos, principalmente. Os quartzitos são geralmente sericíticos ocorrendo com traços de opacos e turmalina. Rochas filíticas são observadas sendo constituídas principalmente por sericita e quartzo. O forte intemperismo e evidências de cataclase, dificultou a realização de estudos petrológicos conclusivos, gerando dúvidas quanto a gênese destas rochas. Acredita-se haver tanto rochas com aspecto filítico de origem sedimentar, como resultantes de processos de filonitização.

- Sequência Sedimentar -

Sotoposta à sequência vulcano-sedimentar e, com relações de contatos duvidosos, ocorre um pacote de rochas predominantemente metassedimentares, à qual se associam vulcânicas de composição ácida e básica. Os itabiritos ocorrem em grande parte sob a forma de duas camadas, cuja

repetição e explicada por efeito de dobramento. Estes, possuem xistossidade evidente, textura granolepidoblástica, constituída por níveis submilimétricos alternados, de quartzo e hematita-magnetita. Seu teor varia de pobre a rico, com predominância do médio, duro a pulverulento, apresenta magnetismo médio e uma boa liberação da hematita/magnetita nos tipos amolecidos. Estudos petrológicos realizados nestas rochas mostraram que o quartzo varia de 60% a 70%, a hematita de 30% a 40% e traços de sericita. Sua granulometria varia de fina a média e o quartzo, xenoblástico, apresenta contato retilíneo e textura em mosaico. A hematita é anédrica, dispendo-se segundo uma direção preferencial, dispersa ou mesmo formando vênulas. A sericita ocorre dispersa paralelamente à direção da hematita. Cangueiros são observados localmente, capeando as formações ferríferas e são constituídos de limonita cimentando fragmentos de hematita e itabirito. Seus contatos de base são por vezes gradacionais para quartzitos, para um tremolita-actinolita-xisto ao sul e para quartzo-mica-xistos. São comuns intercalações de hematita, quartzitos sericíticos e básicas xistificadas. Sua espessura média é de 40 m, variando de 5,0 m a 80,0 m. Os trabalhos de avaliação econômica se limitaram, na porção central, à camada de itabirito superior, que possui características físicas e químicas passíveis de aproveitamento econômico. Como metassedimentos associados principais, podemos citar a presença de camadas de quartzofilitos, grafita-filitos, muscovita-quartzo-xistos, quartzitos e quartzitos conglomeráticos. Próximo à cidade de Conceição do Mato Dentro, ocorre uma camada de metariolito que localmente, por efeito de cataclase, adquire uma foliação bastante acentuada, o que o torna muito semelhante aos muscovita-xistos, de origem sedimentar ou cataclástica. Uma camada de clorita-quartzo-xistos, cujo estudo petrológico sugeriu uma origem vulcânica de composição básica, ocorre na base do itabirito inferior, próximo à cidade de Conceição do Mato Dentro.

- Rochas Intrusivas -

Corpos intrusivos de composição básica predominante foram observados cortando tanto rochas do embasamento como as pertencentes às sequências vulcano-sedimentares e sedimentares. Correspondem à meta-diabásios, exibindo ainda ainda textura original e fraco processo metamórfico. Na maioria das vezes, sua presença só é indicada pela presença de um solo argiloso de coloração avermelhada

5.2 - Metamorfismo

Estudos petrológicos mostraram que as rochas ocorrentes na área sofrem metamorfismo do tipo regional, de pressão intermediária, variando, segundo o conceito de zonas de Grubermann e Nigli, de epizona a mesozona.

A associação mineralógica observada indica que as rochas variam de fácies xisto-verde aos fácies anfíbolito.

Algumas rochas do embasamento mostram evidências de polimetamorfismo.

5.3 - Estrutural

Ao longo da Serra da Serpentina, a camada de itabirito ocorre nas porções SE e NNW da área sob a forma de um homoclinal, e na porção central, sob a forma de duas camadas repetidas por efeito de um dobramento, que originou um sinclinal revirado, com mergulho para NE. A noroeste da área, a presença de rochas gnáissicas é explicada pela exposi

ção do embasamento arqueado, correspondendo à porção sul do anticlinório de Gouvêa. Presença de dobras em micro e macro escala, lineações, clivagens e fraturamentos, demonstram que a região sofreu diversos eventos deformatórios, cuja análise estrutural não foi desenvolvida neste trabalho. Falhas de empurrão são observadas e ocasionalmente não raro inversões estratigráficas, possuindo direção geral NNW e uma vergência de leste para oeste.

5.4 - Considerações sobre a Origem dos Itabiritos

A ocorrência ferrífera pesquisada na região de Conceição do Mato Dentro se enquadra, segundo Gross, na categoria de depósitos estratiformes do tipo formação ferrífera de idade pré-cambriana, que incluem rochas acamadadas que contenham 15% ou mais de Fe, nos quais os minerais de ferro se interessam com quartzo, chert ou carbonatos e onde o bandeamento ferruginoso seja concordante com as rochas sedimentares adjacentes. Podem ser sub-classificadas como tipo Superior, as quais se associam com sequências tipicamente sedimentares e pouco associadas a vulcânicas. Possuem ainda características concordantes com os conceitos de Stanton (1972), onde as formações de ferro bandeadas parecem ter sido depositadas por vários quilômetros, possuindo geralmente uma dimensão bem maior, com sua configuração sugerindo uma ligação com uma grande vala ou talvez com zonas estreitas, correndo paralelas à costa. Estas formações ferríferas mostram bandeamentos típicos, na maioria das vezes evidenciados pela alternância de leitos ricos em ferro com leitos ricos em sílica. Cita ainda que algumas formações ferríferas ocorrem visivelmente associadas a vulcanismo.

6. GEOLOGIA ECONÔMICA

6.1 - Características Químicas dos Minérios de Ferro

Numa primeira etapa de amostragem, quando se coletou 102 amostras de minério representativas dos furos SS-01 a SS-02, obteve-se os seguintes teores médios ponderados:

. Fe	=	42,44%	. PF	=	0,94%
. FeO	=	0,39%	. P	=	0,026%
. SiO ₂	=	36,59%	. Mn	=	0,026%
. Al ₂ O ₃	=	0,85%			

De maneira geral os teores decrescem com a profundidade e com a elevação do grau de compactação do minério.

6.2 - Características Físicas do Minério de Ferro

Na descrição dos diferentes tipos de minério foram utilizados os termos duro, para aqueles de alta consistência e aptidão de gerar fragmentos maiores que 6,340 mm; mole para os de consistência média, gerando fragmentos entre 6,340 e 0,149 mm; e pulverulento o minério pouco consistente gerador de fragmentos de granulometria inferior a 0,149 mm ou 100 mesh. No cômputo das reservas os itabiritos duros representam apenas 20%, sendo o restante constituído por itabiritos moles e pulverulentos.

Os testes de reconhecimento e liberação, consistiram de redução da amostra inicial a 25,4 mm, química global, varredura espectrográfica, análise granulométrica com separação em líquido denso, ciclonagem, no va separação em líquido denso e análise química de cada fração.

Na tabela abaixo são apresentados os resultados médios de 08 testes realizados

Produto Concentrado	% Peso Amostra Total	% Peso Concentrado	% Fe	Recuperação de Fe
Granulado > 6,350 mm	3,57	5,60	58,18	4,70
Sinter Feed < 6,350 > 0,149 mm	19,50	30,65	66,30	30,00
Pellet Feed < 0,149 mm	42,18	63,75	66,85	63,00
Total	65,2	100,00	66,00	97,70

Nos testes de caracterização metalúrgica realizados, uma amostra de hematita da área do Cangeiro revelou boa qualidade química para altoforno e redução direta, mas sua resistência ao transporte, redutibilidade e resistência à desintegração foram desfavoráveis.

6.3 - Reservas

As reservas foram calculadas através do método de áreas de influência de seções verticais, usando o fator densidade igual a 3,0 para itabiritos e 4,0 para hematita.

O quadro abaixo mostra os valores encontrados.

Tipos de Minério	Reserva Medida	Reserva Indicada	Reserva Inferida	Total
HD	12.800.000	12.800.000		25.600.000
HM	800.000	800.000		1.600.000
HP	6.400.000	8.800.000		15.200.000
IM	66.900.000	99.540.000	214.650.000	381.090.000
IP	128.400.000	193.200.000	548.700.000	870.300.000
IM + IP			1.812.500.000	1.812.500.000
ID	41.820.000	66.180.000	650.010.000	758.010.000
TOTAL	257.120.000	381.320.000	3.225.860.000	3.864.300.000

7. BIBLIOGRAFIA

BILLINGS, M.P. - 1968 - "Structural Geology". Prentice Hall, Nova Delhi, Índia.

BORGES, N.R.A.; VIVEIROS, J.F.M.; MOREIRA, J.M.P. e GUIMARÃES, I.G. - 1979 - "Contribuição à Geologia da Região de Guanhães". Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Boletim nº 1 - Diamantina.

BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. e DELHAL, J. - 1979 - "A evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço, Dados Novos e Integração" - Revista Brasileira de Geociências, vol.9 - nº 1.

CVRD - 1967 - "Relatório sobre a Pesquisa da Jazida de Minério de Ferro da Fazenda Cêu Aberto - Município de Sêro - MG". - Relatório Interno - CVRD - DGEM - 2 volumes.

CVRD - 1977 a 1983 - "Relatórios Mensais de Pesquisa - Projeto Espinhaço - Área Serra da Serpentina" - Relatório Interno - CVRD - SUPEM Departamento de Pesquisas Geológicas.

CVRD - 1977 a 1982 - "Relatórios Anuais de Pesquisa - Projeto Espinhaço - Área Serra da Serpentina" - Relatório Interno - CVRD - SUPEM - Departamento de Pesquisas Geológicas.

CVRD - 1982 - "Relatório Preliminar de Pesquisa - Projeto Espinhaço - Área Serra da Serpentina - Conceição do Mato Dentro - MG" - Relatório Interno - CVRD - SUPEM - Departamento de Pesquisas Geológicas.

CVRD - 1983 - "Estudos de Reconhecimento e Liberação em Oito Amostras de Itabirito - Projeto Espinhaço" - Relatório Interno - CVRD - SUPEM Departamento de Pesquisas Tecnológicas.

CVRD - 1978 a 1982 - "Relatórios de Estudos Petrográficos nºs 5 a 12 - Projeto Espinhaço" - Relatório Interno - CVRD - SUPEM - Departamento de Pesquisas Tecnológicas.

EBERLE, W.; RIEPER, M.C. - 1968 - "A Geologia da Folha de Diamantina" - Geoxplorações, Rio de Janeiro.

FERRARI, P.G. - 1979 - "Roteiro de Excursão Geológica" - I Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Espinhaço - Diamantina, MG.

FONTES, C.Q. e outros - 1978 - "Projeto Jequitinhonha" - Relatório Final - MME, DNPM, CPRM - 4 volumes.

GUIMARÃES, D. - 1954 - Nota à margem de "O Paládio e a Platina no Brasil" de E. Hussak.

HUSSAK, E. - 1906 - "O Paládio e a Platina no Brasil", Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, nº 8, 13 p. - Ouro Preto.

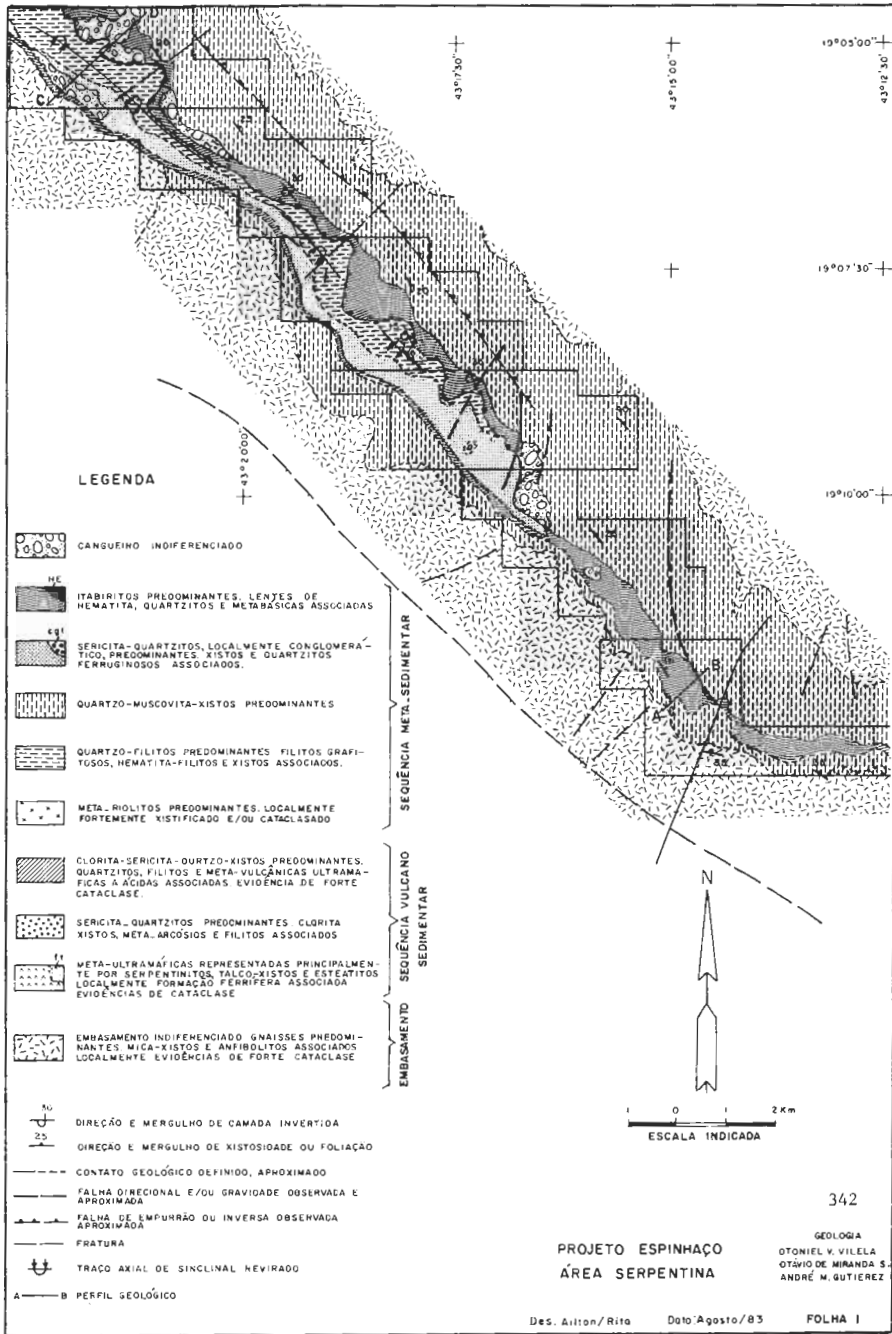
KEHRER, P.; SILVA, J.N. - 1970 - "Geologia da Folha Morro do Pilar" - MME - DNPM, Acordo DNPM/Universidade de Heidelberg.

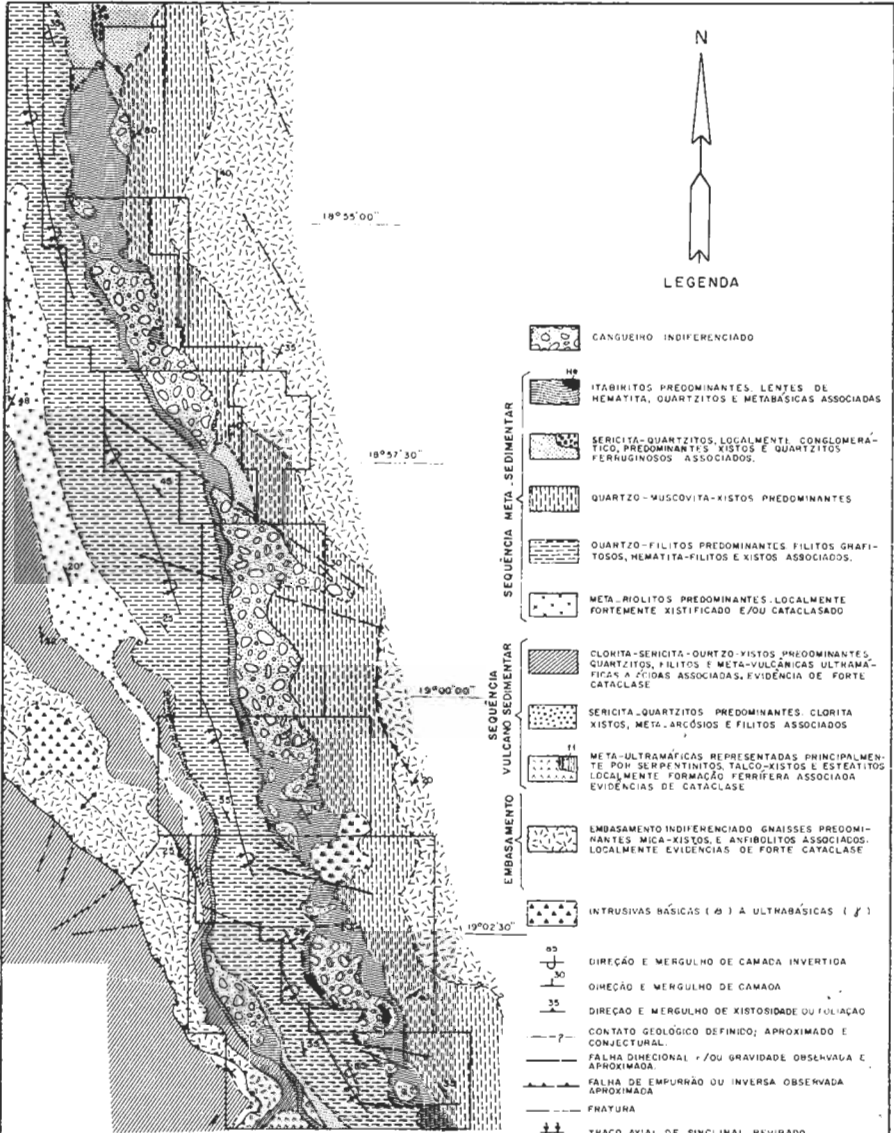
LOCZY, L.; LADEIRA, E.A. - 1976 - "Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica" - Ed. Edgard Blucher Ltda. CNPq - São Paulo.

MORAES, G.D. - 1942 - "Histórico de Conceição do Mato Dentro" - Biblioteca Mineira de Cultura - Belo Horizonte.

PATERNOSTER, K. - 1979 - "Interdigitações de Fácies entre os Conglomerados Diamantíferos e as Faixas de Minério (BIF) ao sul da Serra do Espinhaço, MG - Brasil" - Tese de Doutorado, Universidade Albert Ludwig, Friburg, R.F.A.












- PFLUG, R. - 1965 - "A Geologia da Parte Meridional da Serra do Espinhaço e Zonas Adjacentes, Minas Gerais" - Boletim nº 226 - DNPM.
- PFLUG, R.; RINGER, F - 1973 - "Estratigrafia e Evolução Geológica da Margem SE do Craton Sanfranciscano" - Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Vol. 2, Aracaju - SE.
- PFLUG, R.; HOPPE, A. e BRICHTA, A. - 1980 - "Paleogeografia do Pré-Cambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais - Brasil".
- RENGER, F. - 1968 - "A Geologia da Folha de Costa Sena" - Geoexplorações, Rio de Janeiro.
- RENGER, F. - 1970 - "Fazies und Magmatismus der Minas Série in der Sudlicher Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien" Geologischen Rundschau, 59, 3, 1253 - Stuttgart.
- RENGER, F. - 1972 - "As Rochas Ultrabásicas da Serra do Espinhaço - MG" - Revista Brasileira de Geociências, vol. 2.
- RENGER, F. - 1976 - "Roteiro da Excursão Serra do Espinhaço" XXIX Congresso Brasileiro de Geologia - Roteiro das Excursões - Belo Horizonte.
- ROLFF, P. - 1959 - "Relatório de Pesquisa - Interno nº 283/RP 59, Serra do Tanque - Cruzeiro e Melo, Município de Morro do Pilar, MG.
- SAD, J.H.G.; MELO, M.T.V. - 1969 - "Geologia do Distrito do Sêro-MG. - Brasil" - MME, DNPM, Geologia e Sondagens Ltda. 2 volumes
- SAM, A.A.L.; HORN, R.A. - 1975 - "Relatório Final - Morro do Pilar" - Rio Doce Geologia e Mineração.
- SCHEUCH, R. - 1976 . "Análise Geoquímica, Bioquímica e de Petrografia Sedimentar em Itabirito e seus Correlatos Faciológicos na Região Sul da Serra do Espinhaço" - Tese de Doutorado, Universidade Albert Ludwig, Friburg, R.F.A.
- SCHOLL, W.V.; FOGAÇA, A.C.C. - 1979 . "Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina - MG" - Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina.
- STANTON, R.L. - 1972 - "Ore Petrology" - Mc Graw Hill, New York.
- UHLEIN, A. - 1982 - "Geologia e Mineralizações de Cromita e Itabirito da Região de Sêro - MG". - Tese de Mestrado - Universidade de Brasília.
- VILELA, O.V. e outros - 1978 - "Prospecção das Jazidas de Minério de Ferro dos Municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão Mogol, Norte de Minas Gerais" - Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia - Recife - Volume 1.
- VIVEIROS, J.F.M. e outros - 1979 - "Geologia dos Vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, Norte de Minas Gerais. Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Boletim nº 1 - Diamantina.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.S.; GILBERT, C.M. - 1970 - "Petrografia: Uma Introdução ao Estudo das Rochas em Seções Delgadas" - Trad. Ruy Ribeiro Franco - Polígono e Editora Universidade de São Paulo - SP.
- ZANDER, N.H.; LEÃO O.D. e outros - 1967 - "Estudos Geológicos para Pesquisas Minerárias na Região Ferrífera do Nordeste de Minas" - Boletim nº 129 - DNPM.












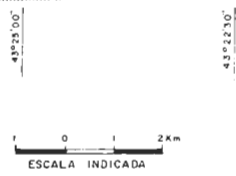


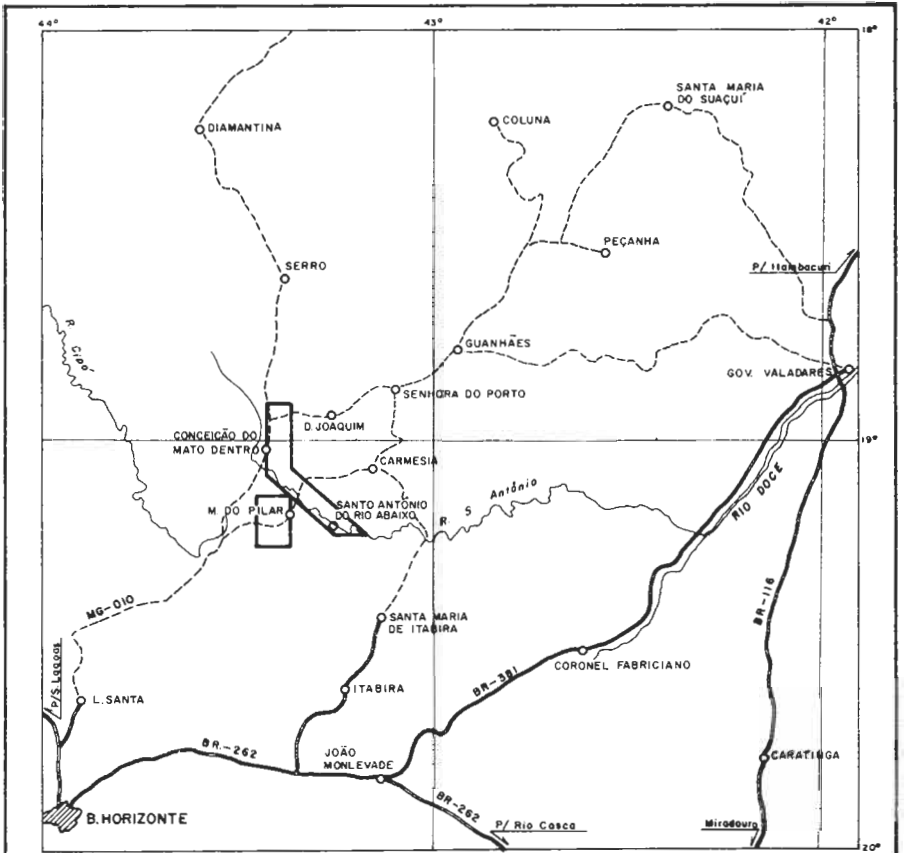
N

LEGENDA

-  CANGUEIRO INDIFERENCIADO
- SEQUÊNCIA META-SEDIMENTAR**
-  ITABIRITOS PREDOMINANTES. LENTES DE HEMATITA, QUARTZITOS E METABÁSICAS ASSOCIADAS
-  SERICITA-QUARTZITOS, LOCALMENTE CONGLOMERÁTICO, PREDOMINANTES XISTOS E QUARTZITOS FERRUGINOSOS ASSOCIADOS.
-  QUARTZO-MUSCOVITA-XISTOS PREDOMINANTES
-  QUARTZO-FILITOS PREDOMINANTES. FILITOS GRAFITOSOS, HEMATITA-FILITOS E XISTOS ASSOCIADOS.
-  META-RIOLITOS PREDOMINANTES. LOCALMENTE FORTEMENTE XISTIFICADO E/OU CATACLÁSADO
- SEQUÊNCIA VULCANO SEDIMENTAR**
-  CLORITA-SERICITA-QUARTZITO-XISTOS PREDOMINANTES, QUARTZITOS, FILITOS E META-VULCÂNICAS ULTRAMÁFICAS A XISTOS ASSOCIADAS, EVIDÊNCIA DE FORTE CATACLASE
-  SERICITA-QUARTZITOS PREDOMINANTES. CLORITA XISTOS, META-ARCÓLIOS E FILITOS ASSOCIADOS
-  META-ULTRAMÁFICAS REPRESENTADAS PRINCIPALMENTE POR SERPENTINITOS, TALCO-XISTOS E ESTEATITOS LOCALMENTE FORMAÇÃO FERRÍFERA ASSOCIADA EVIDÊNCIAS DE CATACLASE
-  EMBASAMENTO INDIFERENCIADO GNAISSES PREDOMINANTES MICA-XISTOS E ANFÍBOLITOS ASSOCIADOS. LOCALMENTE EVIDÊNCIAS DE CATACLASE
-  INTRUSIVAS BÁSICAS (B) E ULTRABÁSICAS (U)

-  85 DIREÇÃO E MERGULHO DE CAMADA INVERTIDA
-  50 DIREÇÃO E MERGULHO DE CAMADA
-  35 DIREÇÃO E MERGULHO DE XISTOSSIDADE OU FOLIAÇÃO
-  7 CONTATO GEOLÓGICO DEFINIDO, APROXIMADO E CONJECTURAL
-  ———— FALHA DIRECIONAL / OU GRAVIDADE OBSERVADA E APROXIMADA
-  ———— FALHA DE EMPURRÃO OU INVERSA OBSERVADA E APROXIMADA
-  - - - - - FRATURA
-  ———— TRANCO AXIAL DE SINCLINAL REJEITADO
-  ———— TRANCO AXIAL APROXIMADO DE ANTICLINAL



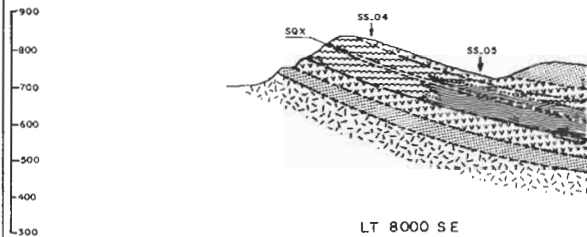


PROJETO ESPINHAÇO
MAPA DE SITUAÇÃO REGIONAL

Des. Ailton

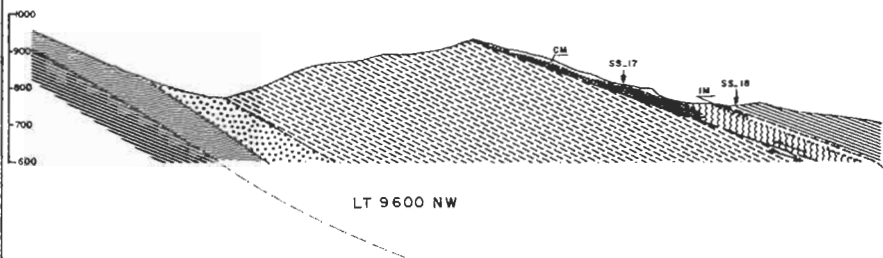
Data: Agosto/83

1000 800 600 400 200 LB 200



LT 8000 SE

1400 1200 1000 800 600 400 200 LB 200 400 600



LT 9600 NW

LEGENDA

- CM** CANEA DE MINÉRIO
- vvv** METABÁSICA
- [diagonal lines]** HEMATITA PULVERULENTO
- [vertical lines]** ITABIRITO PULVERULENTO
- IM** ITABIRITO MOLE
- [horizontal lines]** ITABIRITO OURO
- [stippled]** QUARTZITO SERICÍTICO, SERICITA QUARTZO XISTO
- SOX** SERICITA QUARTZO XISTO
- [cross-hatched]** FILITO, QUARTZO FILITO, PREDOMINANTES, FILITO GRAFITOSO, HEMATITA SERICITA QZ. XISTO, SERICITA QZTO. SECUNOÁRIOS.
- [dotted]** SERICITA QUARTZITO
- [wavy]** GNAISSE
- CONTATO GEOLÓGICO
- MUDANÇA DE FÁCIES
- FALHA DE EMPURRÃO
- SS.17 FURO DE SONDAGEM

100 0 100 200 m.
ESCALA INDICADA

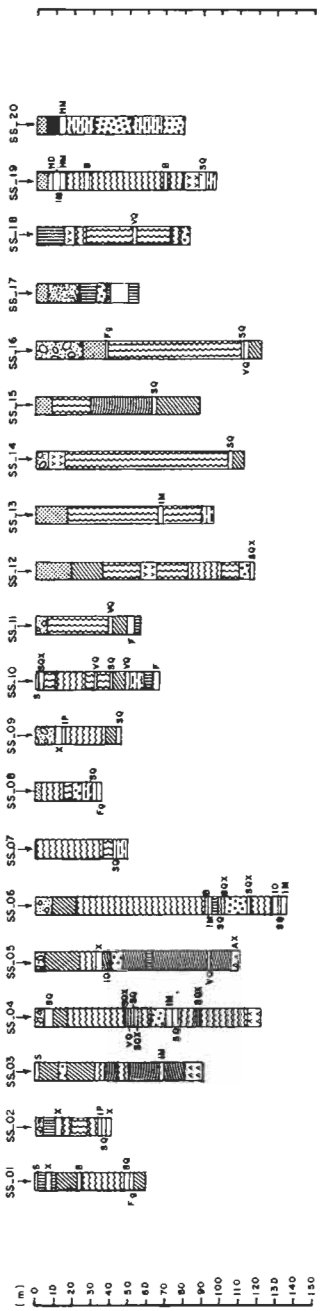
PROJETO ESPINHAÇO
ÁREA SERRA DA SERPENTINA
PERFIL GEOLÓGICO

GEOLÓGIA
DTONIEL V. VILELA
OTAVIO DE MIRANDA

Des. R. Rifa

Data: Agosto. 83

345



LEGENDA

- | | |
|--|---|
| SOLO | FILITO GRAFITOSO |
| CANGA | QUARTZO NICA XISTO, XISTOS ABLONHICADOS |
| TABIRITO MOLE | MATERIAIS DE CARATER BASICO/ULTRABASICO |
| TABIRITO DURO | PLAGIOCLÁRIO AMFIBÓLIO XISTO |
| SERICITA QUARTZO XISTO, HEMATITA SERICITA QZ XISTO | METABASICA |
| SERICITA QUARTIZITO, HEMATITA SERICITA QUARTIZITO | VEIO DE QUARTZO |
| QUARTZO FILITO, HEMATITA QUARTZO FILITO | HEMATITA DURA |
| | HEMATITA MOLE |
| | HEMATITA PULVERULENTA |



GEOLOGIA
 OTOMIEL V. VILELA
PROJETO ESPINHAÇO
PERFIS DE Furos DE SONDAGEM
SERRA DA SERPENTINA
 DES. 1114
 DAT. 4-8-79 - 1983

PESQUISA DE MINÉRIO DE FERRO NA SERRA DO PIACÓ
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

José Francisco Martins de Viveiros
José Aluizio de Vasconcelos
Eurípedes Leão de Sá
Companhia Vale do Rio Doce

ABSTRACT

The mineralized area situated on the Iron Quadrangle is almost 15 km east of Caeté, on the flanks of Serra do Piacó (Piacó ridge) that constitutes a branch of Serra Geral (Espinhaço ridge).

There are a total of 7 (seven) claims belonging to CVRD Group.

Ore evaluation was done from July 1977 until April 1981 including topography, geological mapping in small scale, service roads, holes, petrographic description, chemical analysis and liberation tests.

Rocks occurring in the area described as representatives of Nova Lima Group - Rio das Velhas Super Group and those of Minas Super Group, with the following units: Moeda Formation and Batatal Formation - Caraça Group, Cauê Formation and Gandarela Formation - Itabira Group and Cercadinho Formation - Piracicaba Group. The geological sequence is intruded by pre-tectonics metabasites.

It is possible to individualize a basal unit on the Itabira Group formed by a poor itabirite, metachert, dolomite and talc xist. This unit is temporally named Unidade Inferior.

Structurally the area is situated on the NW limb - Gandarela Syncline and show evidences of 3 (three) deformative events.

The searched iron ore are soft itabirites 46 - 58% Fe content, and will produce almost 30% of sized ores and 70% of fines, both products with more than 61% Fe content, by concentration.

This paper presents an Itabirite Classification by Types, describing granulometrical characteristics and liberation grades of the various iron ores minerals.

INTRODUÇÃO

A Serra do Piacó constitui-se num segmento da Serra Geral, situado à cerca de 10 km à SSE da cidade de Caeté, no Quadrilátero Ferrífero. A faixa ferrífera pesquisada estende-se continuamente por 6 quilômetros, entre o vértice de triangulação de primeira ordem "Piacó" e a Mina de ferro do Gongo Sôco da São Carlos Minérios Ltda.

O ponto culminante da Serra do Piacó situa-se num platô de canga sub-horizontal, no extremo SW da faixa pesquisada, com 1.514 metros de altitude. Por outro lado, a planície de nível de base local tem 780 metros de altitude, na localidade de Socorro, às margens do Rio de mesmo nome. A região apresenta, portanto, desníveis de mais de 700 metros.

A Serra é formada por uma cadeia de elevações do tipo "hog back", com ressaltos no reverso, sustentados por capeamento de canga, formando platôs. Estes platôs são cortados por profundas gargantas de paredes subverticais com desníveis que chegam a mais de 100 metros.

A Serra é o divisor de águas entre as Bacias dos Rios Doce e São Francisco. A drenagem, na Bacia do Rio Doce, é feita pelo Rio Socorro (subsequente) e seus afluentes (consequente); enquanto, na Bacia do Rio São Francisco, é feita pelos cursos d'água que vão formar os Ribeirões Juca Vieira e Comprido (obsequentes).

GEOLOGIA REGIONAL

O primeiro autor a tratar da estrutura e do empilhamento das rochas de Minas Gerais foi ESCHWEGE. Em seus diversos trabalhos (1817, 1820, 1822, 1832 e 1833), mostrou uma sequência estratigráfica de acordo com o conhecimento e a sistemática de sua época. Nesta coluna o embasamento ou "Terrenos Primários" é constituído por granito, gnaíse, micaxisto, sienito e basalto. Os "Terrenos Secundários", englobam quartzito talquífero, formação ferrífera bandeada e xistos diversos. A terceira unidade, denominada "Terrenos de Transição", é composta de ardôsia, gravaca e calcário. Finalmente, a quarta unidade ele chama de "Rothetotliegende", termo estratigráfico alemão que inclui arenitos e conglomerados de coloração vermelha, permianos.

Os trabalhos de DERBY trazem novos progressos. Em 1881 e 1887 ele subdividiu os "Terrenos Secundários" de ESCHWEGE em duas uni-

dades, a "Série Metamorfisada", inferior, os "arenitos com camadas de seixos", superiores. Posteriormente, em 1906, chamou a "Série Metamorfisada" de Série Minas, definindo-a como "A Série Xistosa da Serra do Espinhaço e regiões adjacentes que consiste num grande complexo de xistos predominantemente argilosos, com massas subordinadas de quartzitos, quartzitos ferruginosos (itabiritos que passam a minério de ferro puro) e calcários..."

Harder e Chamberlin (1915), subdividiram a Série Minas, da base para o topo em: Quartzito Caraça (quartzito, quartzo xisto), Xisto Batatal (xisto, filito), Formação Itabira (itabirito, calcário), Formação Piracicaba (filito, quartzo xisto, quartzito, formação ferrífera, dolomito e calcário) e Quartzito Itacolomi (quartzito, filito, talco xisto). Estes autores, ao incluírem quartzitos e conglomerados superiores na Série Minas, contrariaram o conceito de Derby, retomando, de certa forma, a idéia original de Eschwege.

MORAES (1927, 1929, 1932, 1933), GUIMARÃES (1927, 1931) e MORAES e GUIMARÃES (1929, 1930), consideram a Série Minas como no conceito original de Derby e separam novamente as camadas quartzíticas superiores, agora como Série Itacolomi. Destes trabalhos depreende-se a seguinte sequência estratigráfica para as regiões central e norte de Minas Gerais: embasamento (complexo cristalino), Série Minas, Série Itacolomi, Série Lavras e Série Bambuí (RIMANN, 1917).

MORAES REGO (1931) introduz o termo "Série Espinhaço" para designar as mesmas rochas que Guimarães (1931) engloba como Série Itacolomi.

FREYBERG (1932), apresenta uma nova subdivisão da Série Minas: sequência inferior de xistos, sequência de quartzitos e itabiritos e sequência superior de xistos, contendo cunhas e lentes de calcário.

Acima da Série Minas, é colocada, separada por discordância, a Série Itacolomi. Este autor propõe ainda que onde as Séries Minas e Itacolomi não puderem ser separadas com precisão, sejam chamadas conjuntamente de "Formações Espinhaço", denominação provisória que deveria cair com futuro detalhamento da geologia da região de ocorrência destas unidades.

A primeira conceituação geotectônica da região é dada a BARBOSA (1954). Ele considera dois ciclos geossinclinais: o primeiro constituído por uma unidade que denomina de Série Barbacena e um segundo, desenvolvido sobre o primeiro, formando a Série Minas. Este autor, por outro lado, desmembrou a sequência quartzítica Superior, interpretando as ocorrências da Serra do Espinhaço, ao norte do Quadrilátero Ferrífero, como Sequência Miogeossinclinal, correlacionável ao Quartzito Caraça da Série Minas e as ocorrências próximas a Ouro Preto, Congonhas e Catas Altas, como Sedimentação Sinorogênica Minas, formando a Série Itacolomi.

Entre 1946 e 1969, foram realizados trabalhos pela equipe do convênio USGS/DNPM, resultando no mapeamento em escala 1:25.000 da região conhecida como Quadrilátero Ferrífero e da publicação de inúmeros textos explicativos e notas diversas. DORR et alli (1957), separaram, com base em discordâncias, rochas xistosas metavulcânicas e metas sedimentares mais antigas que a Série Minas, introduzindo a Série Rio das Velhas.

Na sequência dos trabalhos, a Série Rio das Velhas é subdividida em dois grupos, a saber: Grupo Nova Lima e Grupo Maquiné. O Grupo Maquiné, por sua vez, é desmembrado em 02 formações: Palmital e Ca-

sa Forte. O ambiente de formação atribuído à Série Rio das Velhas é eu geossinclinal. A Série Minas é dividida em quatro grupos de onze formações, ou sejam, da base para o topo: Grupo Tamanduã, com as Formações Cambotas e "Não Denominada"; Grupo Caraça, com as formações Moeda e Batatal; Grupo Itabira com as Formações Cauê e Gandarela e Grupo Piracicaba, com as Formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões, Barreiro e Sabará. Esta Série é definida como formada em ambiente de plataforma, exceto a Formação Sabará, que representaria a evolução para um ambiente eu geossinclinal. Recobrimo discordantemente a Série Minas, vem a Série Itacolomi, na qual foram separados os fácies Itacolomi e Santo Antônio.

A coluna estratigráfica proposta por DORR II (1969), para o Quadrilátero Ferrífero apesar de ser aceita, até hoje, pela maioria dos geólogos, vem sendo contestada em diferentes graus por geólogos que trabalharam mais recentemente na região.

BARBOSA, A.L.M. (1979), defende veementemente a essência dos conceitos estratigráficos e estruturais difundidos pelos trabalhos vinculados ao convênio USGS/DNPM, introduzindo, entretanto, pequenas modificações.

Desta forma, é suprimido o Grupo Tamanduã como unidade da Série Minas e são introduzidos os termos subgrupo Cercadinho-Fecho do Funil e subgrupo Taboões-Barreiro.

LADEIRA (1980), subdivide o Grupo Nova Lima em três unidades: Unidade Metavulcânica Máfica, basal; Formação Lapa Seca, média e Formação Raposos, superior. Outrossim, utiliza o termo supergrupo Espinhaço para o Grupo Tamanduã e exclui a Formação Sabará da Sequência Minas, considerando-a um Grupo independente.

GEOLOGIA LOCAL

Petrografia e Estratigrafia

Considerando-se o empilhamento estratigráfico estabelecido pelo Convênio USGS/DNPM para o Quadrilátero Ferrífero (Dorr II, 1969), ocorrem na área do Projeto Piacô, rochas das seguintes unidades: Grupo Nova Lima da Série Rio das Velhas e Grupos Caraça, Itabira e Piracicaba, da Série Minas, representados respectivamente pelas Formações Moeda, Batatal, Cauê, Gandarela e Cercadinho. Foram verificadas também rochas básicas intrusivas.

SÉRIE RIO DAS VELHAS

Grupo Nova Lima

Trata-se de uma sucessão de clorita-xistos com quantidades variáveis de quartzo, carbonato e sericita, às vezes contendo pirita, com lentes de xistos carbonosos e horizonte quartzo carbonatado pirítico muito subordinado; faixas de formação ferrífera bandeada do fácies carbonato; metagrauvaca e um horizonte de rochas ultrabásicas.

SÉRIE MINAS

É notável, na área estudada, a persistência lateral das camadas que compõem a Série Minas, particularmente das basais. Foi possível seguir ao longo de 6 km litologias ou agrupamentos litológicos cujas variações laterais ou verticais de fácies são inexistentes ou muito sutis.

GRUPO CARAÇA

As rochas do Grupo Caraça assentam-se diretamente sobre as do Grupo Nova Lima. O contato entre estas unidades, aparentemente concordante em escala de afloramento é, seguramente, discordante quando observado em mapa.

FORMAÇÃO MOEDA

A espessura da Formação Moeda varia de 0 a 30 metros. Em grande parte da área, a camada tem aproximadamente a mesma inclinação da encosta onde aflora ("dip-slope"), dando origem a afloramentos de 300-500 metros de largura, enquanto a espessura é de 25 metros somente. É constituída de quartzito puro ou com pequeno conteúdo de sericita e contém, no extremo SW da área estudada, lentes de conglomerado monomítico. Ocasionalmente aparecem leitos decimétricos de sericita-filito, intercalados nos quartzitos sericíticos.

Os quartzitos mostram cristais de quartzo xenoblásticos, grosseiros, dispersos numa matriz de quartzo de granulometria fina, tendo a textura poligonal granoblástica. A sericita quando ocorre, entre meia os cristais maiores de quartzo.

As lentes de conglomerados aparecem intercaladas no quartzito. Nestas rochas, os seixos são invariavelmente de quartzo de veio, sub-angulosos e de tamanho entre 3 e 5 cm.

FORMAÇÃO BATATAL

A Formação Batatal, na área, tem espessuras de 60-90 metros. Esta unidade recobre os quartzitos e metaconglomerados da Formação Moeda, exibindo contatos bruscos ao longo de toda a área estudada.

É formada por quartzo-sericita filito, com textura lepidoblástica, localmente crenulada e composta de sericita (85-75%) e quartzo (15-25%), aparecendo como traços rutilo, pirita, hematita e zircônia.

A presença de rutilo poderia sugerir contribuição vulcânica, contudo, trata-se de uma formação essencialmente sedimentar clássica, pelítica.

GRUPO ITABIRA

Na área levantada, ocorre uma unidade, bem definida, situada entre o Filito Batatal e o Itabirito Cauê, constituída de meta-chert e clorita xisto essencialmente e dolomito silicoso e talco-magnetita xisto subordinadamente.

Este agrupamento litológico apresenta contatos inferior brusco e superior gradacional, com espessuras oscilando em torno de 70 metros.

Dorr II (1969) cita a ocorrência de lentes de metachert na Formação Batatal em diversos locais. Suszczynski (1977), chama atenção para rochas carbonáticas com transição para chert, situadas sobre a Formação Batatal na Mina da Passagem. É possível, portanto, que o horizonte referido tenha ampla distribuição no Quadrilátero Ferrífero, sem ter sido individualizado devido à pobreza de exposições.

Por se tratar de sedimentos predominantemente químicos e pela natureza dos contatos, estas rochas parecem melhor situadas no Grupo Itabira, constituindo-se numa nova formação, para a qual sugerimos a denominação provisória de "Formação Inferior".

FORMAÇÃO CAUÊ

A Formação Cauê exibe, na área, espessuras geralmente em torno de 90 metros. Os contatos, tanto de base como de topo, são perfeitamente gradacionais.

É constituída por itabiritos que apresentam bandeamento, normalmente milimétrico, com bandas de óxidos de ferro, ricas em martita e contendo quartzo subordinado, perfazendo 60% da rocha e bandas silíceas predominantemente quartzosas, onde o mineral de ferro é a hematita.

FORMAÇÃO GANDARELA

A espessura da Formação Gandarela foi estimada em torno de 350 metros. O contato inferior é gradacional; o contato superior, entretanto, não pode ser investigado devido a falta de exposições.

Foram englobadas nesta unidade, rochas de natureza original desconhecida, cujo produto de alteração é constituído essencialmente de goethita/limonita, podendo apresentar níveis milimétricos ou submilimétricos quartzosos ou ricos em martita, e preserva a estrutura xistosa (itabiritos anfíbolíticos alterados?).

Predominam espessas camadas de rochas carbonáticas. Uma amostra destas rochas, revelou a seguinte composição mineralógica:

. Ferro calcita + dolomita	72 a 62%
. Quartzo	10 a 15%
. Talco	10 a 15%
. Magnetita + hematita + goethita + pirita + cromita	3 a 8%
. Sericita + clorita	5% a traços

GRUPO PIRACICABA

Formação Cercadinho

Como o contato superior da Formação Cercadinho encontra-se além dos limites da área estudada, não se mediu sua espessura, sabendo-se contudo, ser a mesma maior que 100 metros.

Na área esta unidade é constituída por metachert, quartzitos ferruginosos, quartzitos puros e filitos.

O metachert tem ocorrência muito localizada, apresenta-se fraturado, com fraturas impregnadas por goethita. Assemelha-se ao metachert que ocorre abaixo da Formação Cauê.

Os quartzitos apresentam-se bem selecionados e com elevado grau de arredondamento.

Os filitos ocorrem de variados tipos, sendo talvez as rochas mais abundantes da unidade.

METABASITOS

A Série Minas apresenta-se intrudida por metabasitos pelo menos até o nível de Formação Cauê.

Estas rochas dispõem-se como diques ou "sills", não tendo sido possível verificar auréolas de metamorfismo de contato.

Uma amostra de rocha fresca, obtida através de sondagem, apresentou a seguinte composição:

. Plagioclásio + epidoto	50 a 45%
. Hornblenda	25 a 20%
. Clorita	15 a 10%
. Titanita	5 a 10%
. Ilmenita + magnetita + martita + goethita	3% a traços

- . Apatita 2 a 8%
- . Quartzo traços a 5%
- . Biotita traços a 2%

O plagioclásio encontra-se bastante epidotizado, podem do alterar-se também em clorita. O anfibólio, fino a muito grosso, está incipientemente alterado em biotita. A apatita euédrica ocorre dispersa.

Esta rocha sofreu metamorfismo do fácies xistoverde alto ou anfíbolito baixo e tectonismo intenso.

Estruturas

A área estudada, do ponto de vista da geologia estrutural, encontra-se na aba NW da grande dobra conhecida como Sinclinal Gandarela.

O corpo (camada) de minério aflorante constitui-se numa sequência de segmentos de direção, alternadamente, N-S e ENE-WSW. Os mergulhos são invariavelmente para E ou SE, entre 25º e 50º.

Na área são observáveis vários elementos estruturais, que podem ser atribuídos a três eventos distintos de deformação (D1, D2, D3).

Primeira Deformação (D1): A primeira deformação caracteriza-se pelo dobramento F1, cujo eixo após as deformações subsequentes, tem direção principal ENE-WSW (N75E), com caimento de até 20º em ambos os sentidos. Esta direção do eixo aparentemente corresponde a uma variação local do eixo do Sinclinal Gandarela, cuja direção geral aproxima-se de NE-SW (-N45E).

A dobra megascópica é acompanhada por dobras mesoscópicas parasíticas.

Durante o dobramento F1, desenvolveu-se uma foliação plano axial S1, aproximadamente coincidente com o acamamento S0 (a coincidência ocorre porque a estrutura maior é uma dobra revirada isoclinal).

Segunda Deformação (D2): A segunda deformação é indicada pelo dobramento F2, que se sobrepõe ao dobramento F1, exibindo seus eixos na direção N-S com caimento em torno de 25º para sul, quase perpendiculares aos eixos das dobras principais.

O redobramento dá origem a um padrão complexo de dobras. Os tipos dominantes são dobras abertas, sem desenvolvimento de foliação plano axial.

Terceira Deformação (D3): Uma fase deformativa D3, provocou basculamento e falhamento intensos, acompanhados de fraturamento. As falhas normais dispõem-se em várias direções, sempre no quadrante NW.

Metamorfismo

Os estudos petrográficos realizados evidenciaram que a sequência metassedimentar e meta-ígnea aflorante sofreu metamorfismo regional dinamothermal moderado, fácies xisto verde.

GEOLOGIA ECONÔMICA

Caracterização dos Minérios de Ferro

Neste relatório, são considerados os seguintes conceitos sobre itabiritos e cangas:

Canga: Cobertura laterítica e/ou detrítica.

Canga Laterítica - Crosta formada por processo de intemperismo químico em clima quente e úmido, incluindo: lixiviação de SiO_2 e ions +, fixação de ions - (fosfatos) e concentração de óxidos de Fe^{3+} .

Canga Detrítica - Fragmentos de hematita e/ou itabirito cimentados por goethita e/ou limonita.

Itabirito: Rocha (minério) bandeada, constituída por leitos alternados (perfeitamente ou imperfeitamente segregados) de hematita (com proporções variáveis de martita magnetita) e sílica (chert ou quartzo) com teor de Fe entre 35% e 63%.

Considerando suas características mineralógicas, o estágio de intemperização em que se encontra, a granulometria dos fragmentos que tem aptidão de gerar e o grau de liberação natural da ganga, esta rocha (minério) é classificada complementarmente nos seguintes tipos:

- Quanto à mineralogia:

Itabirito Calcítico, Itabirito Dolomítico, Itabirito Anfibolítico, etc.

Calcita, dolomita, anfibólios ou outros minerais acessórios aparecem disseminados nos leitos silicosos ou segregados em leitos próprios, originando um bandejamento tríplice.

- Quanto à intemperização:

Itabirito Duro

Rocha sã, extremamente compacta, que não se desagrega ao toque do martelo e, normalmente, não apresenta alteração dos minerais de Fe e/ou acessórios.

Itabirito Friável

Rocha (minério) intemperizada, pouco consistente, que se desagrega ao toque do martelo e, normalmente, apresenta alteração dos minerais de Fe e/ou acessórios.

- Quanto aos fragmentos gerados

Os itabiritos classificados como friáveis, subdividem-se nos seguintes tipos:

Itabirito Chapinha

Minério com aptidão de gerar predominantemente fragmentos de granulometria + 1/4" (6,340 mm).

Itabirito Mole

Minério com aptidão de gerar predominantemente fragmentos na faixa granulométrica entre 1/4" e 100 # (6,340 mm e 0,149 mm).

Itabirito Pulverulento

Minério com aptidão de gerar predominantemente fragmentos com granulometria -100 # (0,149 mm).

- Quanto à Liberação

Itabirito Liberado

Após separação por líquido denso, o minério apresenta teor de Fe + 63%.

Itabirito Semi-Liberado

Após separação por líquido denso, o minério apresenta enriquecimento em Fe relevante, mas o teor de Fe não atinge 63%.

Itabirito Não Liberado

Após separação por líquido denso, a rocha não apresenta enriquecimento em Fe relevante.

Na área do Projeto Piacó, a formação ferrífera pesquisada (Formação Cauê) é constituída exclusivamente por itabiritos.

O capeamento de canga, por ser pouco espesso e descon-tínuo não foi considerado.

Os itabiritos, de acordo com a classificação considera-do anteriormente, pertencem aos tipos assinalados abaixo:

a) Itabiritos Friáveis

- . Itabirito Mole Liberado
- . Itabirito Mole Semi-Liberado
- . Itabirito Pulverulento Liberado

b) Itabiritos Duros

Quanto à composição química dos minérios, o quadro a seguir, de valores médios e ponderados, foi composto através dos resultados das dosagens sis-temáticas de testemunhos de sondagem.

TIPO DE MINÉRIO	TEORES - % -						
	Fe	FeO	P	SiO ₂	Al ₂ O ₃	PF	Mn
Itabirito pulverulento Libe-rado	58,42	0,42	0,090	12,21	0,50	2,95	0,110
Itabirito Mole Liberado	56,67	0,75	0,050	15,27	0,53	2,35	0,050
Itabirito Mole Semi-Liberado	43,25	0,74	0,83	31,85	0,69	3,12	1,040
Itabirito Duro (Protominério)	40,84	4,64	0,020	39,53	0,23	0,69	0,070

Reservas de Minérios de Ferro

As reservas de minérios de ferro, na faixa ferrífera pesquisada, são apresentadas por classe e por tipo de minério, no qua-dro abaixo.

RESERVAS PASSÍVEIS DE APROVEITAMENTO (E/M < 1/3)	
Itabirito Pulverulento Liberado	5.000.000 t
Itabirito Mole Liberado	12.000.000 t
Itabirito Mole Semi-Liberado	14.000.000 t
Itabirito Chapinha Semi-Liberado	1.000.000 t
Itabirito duro	53.000.000 t
Itabirito Indiferenciado	255.000.000 t
T O T A L	340.000.000 t

Gênese dos Itabiritos

O Itabirito Cauê é uma formação ferrífera com características que o enquadram no tipo "Lago Superior" da classificação das Nações Unidas, 1954 (modificada por GROSS, 1970) e no tipo "MECS" da classificação de KIMBERLEY, 1978, como é demonstrado no quadro a seguir.

As formações ferríferas bandeadas tipo MECS, são as que mais dúvidas suscitam quanto à origem. A seguir serão apresentadas diversas hipóteses.

. Derivação do Ferro e da Sílica do Intemperismo de uma Massa Continental

O ferro era obtido por intemperismo químico, numa atmosfera sem oxigênio significativo. O ferro como Fe^{2+} , não sendo oxidado era carregado para o mar. Finalmente, alternadamente, o ferro era precipitado como óxido, carbonato, silicato ou sulfeto e a sílica como chert, de acordo com variações sazonais que influenciavam as águas que os continham.

Argumentação Contrária:

- há 2.000 M.a. não havia plantas na quantidade atual e a ausência de plantas inibe o intemperismo;
- havia necessidade de grandes rios para transportar o ferro, mas, paradoxalmente, ausência de sedimentos terrígenos.

. Derivação do Ferro e da Sílica de Vulcanismo

O vulcanismo como fonte de ferro e sílica é sugerido pela estreita associação de rochas vulcânicas com rochas ferríferas na maioria das bacias precambrianas. Outrossim, conhecem-se exemplos particulares de emanações fluidas muito ricas em ferro ou sílica.

Argumentação Contrária

- os sedimentos ricos em ferro encontrados nas proximidades de cadeias vulcânicas oceânicas, não contêm este metal em quantidades comparáveis com os depósitos formados nas principais províncias ferríferas de formações tipo MECS;
- os sedimentos ferríferos de fonte vulcânica estão estreitamente associados com concentrações de Cu, Ni, Zn, As, etc.: elementos que, entretanto, caracteristicamente, não são encontrados associados às formações ferríferas tipo MECS.

Derivação do Ferro e da Sílica dos Oceanos

Esta hipótese considera as seguintes premissas. A atmosfera há 2.000 M.a. continha muito menos oxigênio que a atual. O assoalho oceânico era proporcionalmente anóxico. Nestas condições, haveria saturação das águas em siderita, ankerita e/ou pirita.

As águas saturadas em $FeCO_3$ e $CaCO_3$ podem conter consideráveis quantidades de ferro a oxidar-se e precipitar-se. Estas áreas, estando isentas de deposição terrígena ou vulcânica, teriam grande acumulação de sedimentos ferríferos concentrados.

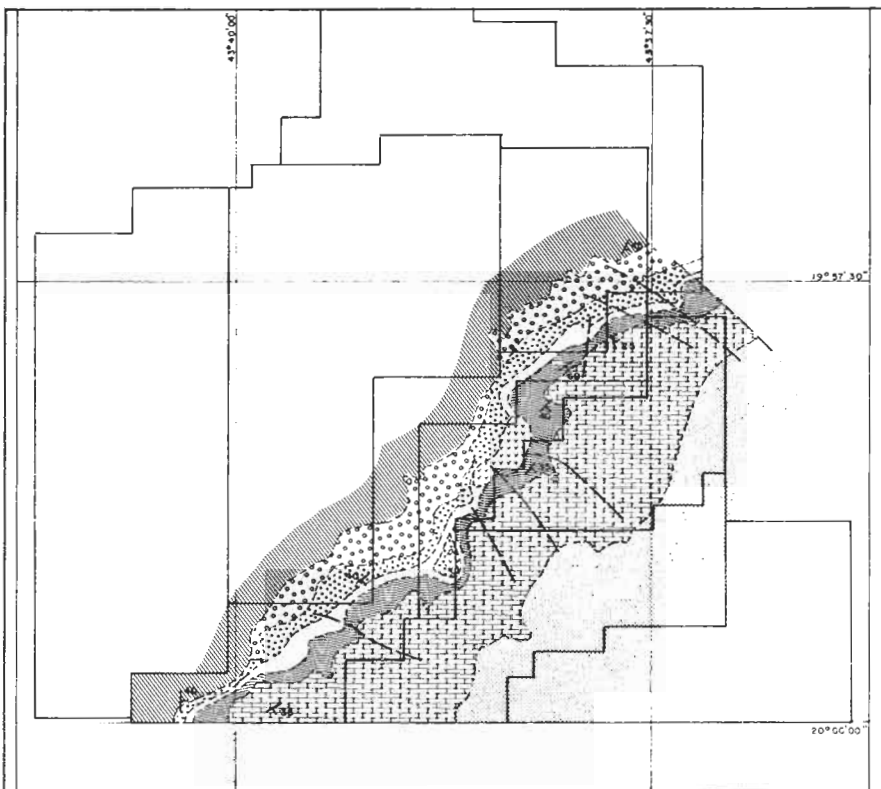
Da mesma forma, como a solubilidade da sílica decresce com a diminuição da pressão, as águas ao circularem em níveis mais superficiais tenderiam a se tornarem supersaturadas em SiO_2 .

CARACTERÍSTICAS DESCRITIVAS	TIPO LAGO SUPERIOR UN (1954)	TIPO "MECS" KIMBERLEY (1978)	FORMAÇÃO CAUÊ DOOR II (1969)
CONSTITUIÇÃO	Rochas apresentando bandeamento alternado de leitos ricos e pobres em ferro e chert		Itabirito, itabirito dolomítico, itabirito anfibolítico, hematita
MINERAIS DE FERRO	Fácies óxido: hematita, magnetita Fácies carbonato: siderita Fácies silicito: silicatos de Fe. Fácies sulfeto: Pirita	Hematita, magnetita, siderita stilpnomelana, minnesotaíta, grunerita, pirita, anquerita.	Hematita, magnetita.
FEIÇÕES SEDIMENTARES	Grânulos e oolitos de chert ou minérios de ferro, estratificação cruzada raramente.	Texturas oolíticas, estruturas estromatolíticas.	Não apresenta materiais clásticos grosseiros, texturas e estruturas sedimentares não descritas.
ROCHAS ASSOCIADAS	Quartzitos, folhelhos negros carbonáticos, conglomerados, dolomitos chert maciço, brechas de chert, argilito.		Quartzitos, conglomerados, filitos, dolomitos, cherts.
POSIÇÃO NA SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA	Níveis mais inferiores de uma sequência discordante sobre um embasamento altamente metamorfisado.		Nível médio ou inferior de uma sequência discordante sobre um embasamento retrometamorfisado.
FORMA DOS CORPOS	Camadas contínuas por centenas de Km, podendo espessar-se ou adelgaçar-se.	Espessura maior q/ 100m, extensão lateral notável.	540 km de afloramentos no Quadrilátero Ferrífero, 15 m. a 500m. de espessura.
IDADE	Geralmente pré-cambriano superior.	Principalmente proterozóico inferior, fanerozóico.	Proterozóica

BIBLIOGRAFIA

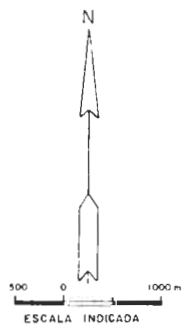
- BARBOSA, A.L.M. - 1979 - Variação de Fácies na Série Minas. At. I Simpósio Geológico Minas Gerais, 89-99.
- BARBOSA, O. - 1954 - Evolution do Geosynclinal Espinhaço. XIX Cong. Int. Geol., Alger, 14 17-36.
- BORGES, N.R.A. - 1978 - Ocorrência de ouro em formações ferríferas (tração). M.Sc. diss. Un. of. London, 145 pp.
- DERBY, O.A. - 1880 - Reconhecimento Geológico do Vale do São Francisco. Com. Hydr. Rio São Francisco, Rio de Janeiro, 24 pp.
- DERBY, O.A. - 1882 - Reconhecimento Geológico dos Vales do Rio das Velhas e Alto São Francisco. Min. Agr., Rio de Janeiro, 38 pp.
- DERBY, O.A. - 1906 - The Serra do Espinhaço, Brazil. J.Geol, 14 374-401.
- DORR, J.V.N. 2d - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. U.S.G.S. Prof. Paper 641A, 110 pp.
- DORR, J.V.N. 2d, GAIR, J.E., POMERENE, J.B. e RYNEARSON, G.A. - 1957 - Revisão da Estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. DNPM avulso 81, 31 pp.
- ESCHWEGE, W.L.V. - 1822 - Geognostisches Gemalde von Brasilien and Wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten. Landes - Industrie - Comptoir, Weimar, 44 pp.
- ESCHWEGE, W.L.V. - 1832 - Beitrage Zur Gebirgskunde Brasilien. Reimer, Berlins, 488 pp.
- ESCHWEGE, W.L.V. - 1833 - Pluto Brasiliense (Tradução em Português). Companhia Editora Nacional, São Paulo, 1944.
- FREYBERG, B.V. - 1932 - Ergebnisse Forshungen in Minas Gerais, Brasilien. N.Jb. Geol. Min. Palzont., Stuttgart, 2 403 pp.
- HARDER, E.C. e CHAMBERLIN, R.T. - 1915 - The Geology of Central Minas Gerais, Brazil. J.Geol., 13 341-378 e 385-424.
- KIMBERLEY, M.M. - 1978 - Paleoenvironmental Classification of iron formations. Ec. Geol., 73 215-229
- LADEIRA, E.A. - 1980 - Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. PhD. Thesis un. Western Ontario, 270 pp.
- MORAES, L.J. de - 1929 - DNPM (Relatório de Atividades 1928). Serv.Geol. Min. Rel. An. Dir. 1928, 29-34.

- MORAES, L.J. de - 1932 - Área ocupada pela Formação Macaúbas no Norte de Minas Gerais. An. Ac. Bras. Cienc., **IV** 111-114.
- MORAES, L.J. de - 1933 - Distribuição dos anfibólitos diabásóides na região diamantífera do Norte de Minas Gerais. An. Ac. Bras. Cienc., **5** 235-236.
- MORAES, L.J. de e GUIMARÃES, D. - 1929 - Estudos sobre a rocha Matriz do Diamante. Serv. Geol. Min. Rel. An. Dir. 1928, 171-174.
- MORAES, L.J. de e GUIMARÃES, D. - 1930 - Geologia da Região Diamantífera do Norte de Minas Gerais. An. Ac. Bras. Cienc., **2** 153-186.
- MORAES REGO, L.F. - 1931 - As estruturas antigas do Brasil. An. Esc. Min. Ouro Preto, **22** 27-85.
- RENGER, F.E. - 1979 - Evolução dos Conceitos Geológicos da Serra do Espinhaço. At. I Simp. Geol. Minas Gerais, 9-27.
- VIVEIROS, J.F.M. - 1982 - Aperçu Sur Les Gisements de fer. CESEV R app., Nancy, 60 pp.



LEGENDA

- | | | |
|--------------|--|--|
| | | METASITO |
| | | GRUPO PIRACICABA - FORMAÇÃO CERCADINHO |
| SÉRIE MINAS | | FORMAÇÃO GANDARELA |
| | | FORMAÇÃO CAUÊ |
| | | UNIDADE INFERIOR |
| | | |
| GRUPO CARACÁ | | FORMAÇÃO BATATAL |
| | | FORMAÇÃO MOEDA |
| | | SÉRIE RIO DAS VELHAS - GRUPO NOVA LIMA |
| | | CONTATO GEOLÓGICO |
| | | FALHA |
| | | FOLIAÇÃO |



PROJETO PIACÓ
MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

GEOLOGIA
JOSÉ F. M. VIVEROS

DES.: RITA

DATA: AGOSTO - 1983

360

CONTRIBUIÇÃO À CONTROVÉRSIA DA CORRELAÇÃO ESPINHAÇO-MINAS

Luis Carlos de Assis

Mineração Catalão de Goiãs S/A - Catalão - GO

Onilgo João Marini

Departamento de Geociências - Universidade de Brasília, Brasília - DF

ABSTRACT

Geological and stratigraphic elements of the Proterozoic units of the Serro region, Mato Grosso Quadrangle, show the absence of the faciological transition between the Espinhaço Group and the Minas Supergroup. Occurs in this region a lithostratigraphical sequence of four distinct units: the Crystalline Basement, formed mainly of gneisses; the Volcano-Sedimentary Sequence of Serro, represented by a lower unit formed of magnesian schists and an upper unit formed of chemical and detrital metasediments with meta-volcanic intercalations; the Minas Supergroup, represented by the Moeda (quartzites and conglomerates) and Cauê (itabirites) formations; and the Espinhaço Group, represented by Sopa-Brumadinho (mainly coarse clastics) and Galho do Miguel (orthoquartzite) formations and sills and dykes of metabasic rock.

As an alternative to the proposition of the Espinhaço Minas faciological transition it is demonstrated an abrupt contact between distinct units through important reverse faultings. This tectonic model explains the contact relationships between the different outcropping units that occur as tectonic scales.

RESUMO

Elementos geológicos e estratigráficos das unidades proterozóicas da região de Serro - Quadrícula de Mato Grosso - demonstram a inexistência da transição faciológica entre o Grupo Espinhaço e o Supergrupo Minas. Ocorre na região sucessão litoestratigráfica em quatro unidades distintas: Embasamento Cristalino, constituído essencialmente por gnaisses; Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro, representada por uma unidade basal composta de xistos magnesianos e uma superior formada por metassedimentos químicos e detríticos, com intercalações de metavulcânica; Supergrupo Minas, representado pelas formações Moeda (quartzitos e conglomerados) e Cauê (itabiritos); e Grupo Espinhaço através das formações Sopa-Brumadinho (essencialmente clásticos grosseiros) e Galho do Miguel (orthoquartzitos) e sills e diques metabásicos.

Alternativamente à proposta de variação faciológica Espinhaço-Minas é demonstrado contato brusco entre unidades distintas, através de importantes falhamentos inversos. Essa tectônica explica as relações de contato entre as diferentes unidades aflorantes, que ocorrem em escamas tectônicas.

1. INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é apresentar os conhecimentos geológicos atuais concernentes aos aspectos estratigráfico, tectônico e metamórfico da região de Serro/MG e suas implicações quanto à correlação estratigráfica Espinhaço/Minas, proposta por Pflug (1965). Os autores dis-

cutem a problemática geológico-estratigráfica do Espinhaço Meridional, com enfoque principal sobre a citada correlação.

Em vista da limitação de espaço os autores fazem neste trabalho uma abordagem muito sucinta da questão. Maiores informações podem ser obtidas em Assis (1982).

2. A PROBLEMÁTICA GEOLÓGICO-ESTRATIGRÁFICA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL - a questão da transição Espinhaço/Minas.

Data do início do século passado a primeira tentativa de divisão estratigráfica do Espinhaço. De lá para cá muitos trabalhos foram realizados, tendo sido abordados os mais diversos aspectos de sua geologia. As dúvidas, no entanto, ainda persistem, apenas mudando de aspecto de um trabalho para outro. A estratigrafia tem sido a questão mais controvertida do Espinhaço, sendo, por conseguinte, a mais discutida.

A primeira tentativa de correlação estratigráfica entre o Grupo Espinhaço e o Supergrupo Minas, deve-se a Harder e Chamberlin (1915), os quais equipararam os quartzitos de Diamantina ao Membro Caraga, opinião que foi reativada por Barbosa (1954) e Pflug (1965). Pflug (op. cit.), aplicando um esquema de variação faciológica correlacionou o Espinhaço ao Minas, tendo adotado para ambos a denominação única de Série Minas. Segundo esse autor, no eugeossinclinal Minas, ocorreu interdigitação de fácies, tanto no sentido norte-sul quanto leste-oeste. No primeiro caso, os conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, ricos em seixos de quartzo e quartzito ferruginoso (situados no norte), gradariam para conglomerados, com seixos predominantemente de itabiritos, passando finalmente a itabiritos verdadeiros para o sul. Estes itabiritos seriam cronológica e estratigraficamente equivalentes aos da Formação Caueú do Quadrilátero Ferrífero. No segundo caso (leste-oeste), esses mesmos clásticos (Formação Sopa-Brumadinho, principalmente), passariam lateralmente a sedimentos químicos, formando assim, os itabiritos a oriente da Cordilheira do Espinhaço, situados na região a nordeste de Serro.

O esquema de variação faciológica defendido por Pflug (1965 e 1968), Pflug et al. (1979), Hoppe (1978) e Paternoster (1979), dentre outros, baseia-se na existência de um antigo mar a leste e um núcleo continental a oeste da atual Cordilheira do Espinhaço, tendo a formação basal da Cordilheira do Espinhaço (São João da Chapada) se formado em decorrência da transgressão marinha de leste para oeste. A formação sobreposta (Sopa-Brumadinho) teria também se formado em ambiente marinho, mas com grandes oscilações transgressivas e regressivas e com bruscas mudanças nas linhas costeiras. A profundidade média da água aumentaria gradativamente para leste, o que resultaria no desaparecimento gradativo de clásticos mais grosseiros, no retrabalhamento sinsedimentar, no aumento sucessivo nas espessuras das formações ferríferas não perturbadas e de deposição química, bem como nos sedimentos pelíticos.

Da mesma forma, Pflug (1965 e 1968), Pflug et al. (op. cit.), Hoppe (1978) e Paternoster (1979), afirmam que no bordo leste da Serra do Espinhaço observa-se uma redução gradativa da percentagem de clásticos para o sul, à medida que aumenta o teor em sedimentos químicos e argilosos.

Paternoster (1979) e Pflug et al. (op. cit.), baseados em Zajac (1974) fazem um paralelo entre as formações ferríferas do Espinhaço e as gnelas do Geossinclíneo do Labrador, onde, segundo Zajac (op. cit.), há duas fácies características nas formações ferríferas. Estas fácies diferenciam-se segundo a profundidade da água, o relevo submarino e as condições de correntes. O primeiro tipo é caracterizado por um ambiente tranqüilo de águas mais profundas e sedimentação calma, com predomínio de sedimentos químicos, via de regra, não retrabalhados sinsedimentarmente. No segundo caso, em função de rápidas mudanças de correntes, como de profundidades de águas mais rasas, a maior parte das formações ferríferas, também de origem química, exibe retrabalhamento sinsedimentar. Paternoster (op. cit.) equipara, respectivamente, a primeira e a segunda fácies acima com as fácies Itabira e Diamantina de Pflug (1965). De acordo com esse autor, bem como com Pflug et al. (op. cit.), os Itabiritos de Serro e de Itapanhoacanga pertencem à primeira fácies de

Zajac (1974), enquanto que as camadas ferruginosas da Formação Sopa-Bru madinho, à segunda.

Nos diversos trabalhos acima citados, bem como em comunicação verbal, Pflug sempre tem advogado a região de Mato Grosso-Itapanhoacanga como sendo a zona de transição típica entre o conglomerado Sopa e os itabiritos da região de Itapanhoacanga. Segundo ele, à medida que esses conglomerados se prolongam na direção sul, vão enriquecendo em intercalações de itabiritos, inicialmente retrabalhados até aqueles depositados em ambiente praticamente sem turbulência alguma (p.e. os de Itapanhoacanga e Conceição do Mato Dentro).

A figura 1 mostra parte do mapa geológico de Pflug e Renger (1973), onde está esboçada a variação faciológica Espinhaço-Minas. Conforme advogam os autores acima, seria possível observar (no mapa) a citada passagem de conglomerado a itabirito nas imediações de Itapanhoacanga. Essa seria a mudança de fácies norte-sul, enquanto que os itabiritos a nordeste de Serro, seriam mais representativos da variação faciológica leste-oeste. Observa-se ainda nessa mesma figura, que o principal nível de conglomerado sofreria, a sudoeste de Serro, uma inflexão para leste, sendo interrompido em contato com filitos da mesma sequência, orientados meridionalmente. No entanto, Pflug (com. verbal) afirma que a Formação Sopa forma neste local uma estrutura em "S" (Fig. 2), cujo segmento sul seria praticamente destituído de conglomerado e rico em itabirito, enquanto que a norte da inflexão tais relações se invertem. Semelhante idéia é apresentada também por Paternoster (1979), que elaborou mapa de semi-detalhe (1:25.000) nesta região.

Essa correlação entre os conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho e os itabiritos, xistos e filitos das formações Cauê e Batatal, no entender desse trabalho, também se faria para o topo entre sequências contrastantes representadas de um lado pelos sedimentos químicos e argilosos do Supergrupo Minas e do outro por sedimentos essencialmente detriticos do Grupo Espinhaço. Essas diferenças nas fácies sedimentares resultariam, no entender de Pflug e Renger (1973), de diferentes posições paleogeográficas de unidades contemporâneas. Assim, os sedimentos grosseiros do Grupo Espinhaço, na região oeste, teriam se formado na margem cratônica de um miogeossinclíneo - Fácies Diamantina - enquanto os sedimentos mais finos a leste (do Supergrupo Minas), na porção interna do mesmo miogeossinclíneo - Fácies Itabira. Os gnaisses do embasamento cristalino foram considerados por Pflug como as porções eugeossinclinais da "Série" Minas - Fácies Guanhões (Fig. 3).

Pflug, Schobbenhaus e Renger (1969), ao apresentarem uma hipótese de evolução geotectônica para o Brasil oriental, sugerem também, claramente, uma evolução comum e contemporânea para o Espinhaço e o Quadrilátero Ferrífero.

Outros autores divergem substancialmente da proposta da equipe de geólogos alemães orientados por Pflug, não aceitando a variação faciológica Espinhaço-Minas. Dentre estes cabe destaque Grossi Sad e Vaz de Melo (1969), que realizaram mapeamentos de semi-detalhe (1:25.000) na região em apreço. Tal divergência de opiniões ficou novamente caracterizada em 1979 por ocasião do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, em Diamantina, se posicionando de um lado o grupo de geólogos Eschwege/Freiburg e de outro uma série de geólogos brasileiros, dentre eles Lício Barbosa e Brito Neves.

Na ocasião, pesquisadores do Departamento de Geociências da UnB, convidados pela Diretoria do Centro de Geologia Eschwege, resolveram elaborar trabalhos de pesquisa na região, com vistas a contribuir para a elucidação da controvérsia. Este trabalho é um dos frutos daquela decisão.

3. SÍNTESE DA GEOLOGIA DA ÁREA DE MATO GROSSO

A escolha da região de Mato Grosso para área de trabalho, foi decidida quando ficou evidente que a hipótese da variação faciológica Espinhaço-Minas tinha como área-chave a referida região. Com o equacionamento dos problemas estratigráficos/faciológicos e estruturais, poder-

se-ia, nessa área, corroborar ou não a referida hipótese. Foram, pois, realizados trabalhos de detalhe na região, alicerçados em mapeamento geológico de semi-detalhe (1:25.000), inicialmente no contexto do Convênio DNPM/CPRM/FUNDEF/UFMG, e que resultaram em tese de mestrado apresentada no Departamento de Geociências da Universidade de Brasília (Assis, 1982).

3.1. Aspectos Litoestratigráficos

Afloram na área de Mato Grosso, na presente interpretação, as seguintes unidades litoestratigráficas maiores: Embasamento Cristalino, Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro, Supergrupo Minas e Grupo Espinhaço (Fig. 4).

3.1.1. Embasamento Cristalino

Constituído pelos gnaisses da porção centro-sul da área, bem como de uma pequena "fatia" na parte norte, junto ao vale do Rio do Peixe, possivelmente equivalentes aos gnaisses da Fácies Guanhões de Pflug (1965). Caracteriza-se por gnaisses de cor clara, onde a presença de máficos é quase nula, e localmente por *augen gnaiss*e. Ambos os tipos possuem foliação bem nítida, na maioria dos casos com direção NE e mergulho para SE.

Constatou-se não haver a mínima evidência de transição lateral entre os metamorfitos Minas e os gnaisses (fácies Itabira e Guanhões de Pflug, 1965), o que prejudica a concepção do referido autor.

3.1.2. Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro

A Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro foi definida por Assis (1981) e Uhlein (1981). É constituída por rochas meta-ultramáficas sobrepostas por metassedimentos de origem detrítica e química. Essa divisão, porém, salienta-se melhor nas proximidades de Alvorada de Minas, onde Assis (1981 e 1982) as denominou, respectivamente, de Unidade Ultrabásica e Unidade Sedimentar, mas já nas imediações de Serro não dá para ser aplicada, uma vez que a fácies sedimentar é de ocorrência restrita. Esta sequência foi considerada por Grossi Sad e Vaz de Mello (1969) como um serpentinito tipo Alpino.

A Unidade Ultramáfica (redenominação da Unidade Ultrabásica de Assis, 1981) ocupa mais de 80% em área de distribuição da Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro. É constituída fundamentalmente por serpentinitos, esteatitos e clorita xistos e subordinados anfibolitos, além de pequenas intercalações de *metacherts* e quartzitos ferruginosos.

A Unidade Sedimentar contribui com menos de 20% da sequência, sendo a região imediatamente a oeste de Alvorada de Minas sua principal área de ocorrência. É constituída por *metacherts* ferríferos (fácies óxido), quartzo-albita-dolomita/anckerita xisto (fácies carbonato), quartzitos ferruginosos, localmente sulfetados, itabiritos (BIF) e um espesso pacote de quartzito, com intercalações de fuchsita-quartzito xisto e de filitos.

Os contatos dessa unidade com o Embasamento Cristalino e Supergrupo Minas, ao que parece, são todos por falha inversa ou de cavalgamento. A identificação de características de *greenstone belt* na Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro, porém, permitiu confirmar sua correlação com o Grupo Rio das Velhas, e desta forma posicioná-la no Arqueano e sotoposta ao Supergrupo Minas.

A unidade apresenta um característico estilo isoclinal, com dobras apertadas, deitadas, cujo plano axial possui orientação geral NNE-SSW e mergulho médio de 30° para ESE. Seu metamorfismo é da fácies xisto verde.

3.1.3. Supergrupo Minas

Ao Supergrupo Minas foram atribuídos os quartzitos com lentes de

conglomerados, e os filitos que ocorrem, sobretudo a leste do povoado de Mato Grosso, formando a Serra das Pedras e em continuidade para o norte, o Espigão dos Alves.

Embora os autores não possuam informações regionais suficientes, a proposta de Grossi Sad e Vaz de Mello (1969), de Assis (1982) e de Uhlein (1982) de correlacionar as camadas supra referidas ao Supergrupo Minas, ajusta-se aos dados obtidos em campo, razão pela qual é aqui adotada.

Essa unidade está representada na região pelo Grupo Caraça, com as formações Moeda e Batatal, e pelo Grupo Itabira, com a Formação Cauê.

A Formação Moeda é constituída por quartzitos sericíticos e ferruginosos, com lentes de metaconglomerados mono e polimíticos. O aumento percentual de mica, em muitos locais, faz com que tais quartzitos passem gradativamente a filitos quartzosos ou a quartzo xisto. As lentes de metaconglomerados ocorrem com maior frequência próximo à base da unidade e os seixos são de quartzo, no tipo monomítico e de quartzo, quartzito branco e/ou ferruginoso e filito hematítico, no tipo polimítico.

A Formação Batatal foram atribuídos os filitos hematítico e prateado sotopostos aos itabiritos. Essa unidade, porém, é pouco desenvolvida na região. Limita-se a pequenas ocorrências próximas ao contato com os itabiritos, preservada em estruturas sinformes.

O Itabirito Cauê é também inexpressivo na região de Mato Grosso, mas tanto para o sul (Itapanhoacanga) quanto para o norte/nordeste (Espigão dos Alves - Quadrícula de Serro) ele se apresenta sob a forma de possantes pacotes. Os itabiritos são em geral bandados ou laminados, com alternância de faixas quartzosas e hematíticas. Ocorre também a 6 km a SSW de Mato Grosso (Fazenda Tanque) um itabirito dolomítico enriquecido em manganês.

Além das litologias acima mencionadas para o Supergrupo Minas, Uhlein (1982) cita ainda a presença de xistos verdes, possivelmente de origem vulcânica, porém com posição estratigráfica incerta dentro do grupo.

Os metassedimentos Minas mostram dobras isoclinais deitadas; uma fase com eixos NNE-SSW e vergência para oeste. O metamorfismo é da fácies xisto verde. A presença de xisto com granada almandina, indica metamorfismo algo mais elevado do que aquele que atingiu o Grupo Espinhaço.

3.1.4. Grupo Espinhaço

Como Grupo Espinhaço são aqui entendidas as sequências predominantemente quartzíticas que constituem a cordilheira homônima, (no mesmo sentido, pois, do Supergrupo Espinhaço de Schöll e Fogaça, (1979).

Das oito unidades litoestratigráficas do grupo, definidas por Pflug (1968) na região de Diamantina, foram reconhecidas na área em apreço apenas as formações inferiores Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel.

Além dos metassedimentos referidos, ocorrem na área rochas metabásicas neles embutidos na forma de diques e soleiras.

Em vista dos objetivos deste trabalho serão fornecidos detalhes adicionais das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, uma vez que segundo Pflug (1965), na primeira é que ocorreria a variação faciológica conglomerado-itabirito (Espinhaço-Minas).

3.1.4.1. Formação Sopa-Brumadinho

A formação Sopa-Brumadinho (Pflug, 1968) na área pesquisada é constituída por metaconglomerados, filitos e quartzitos com frequentes estratificações cruzadas. Todo esse pacote acha-se intensamente tectonizado. A SW do povoado de Mato Grosso observa-se uma série de dobras falhas, com sinformes e antiformes assimétricas, responsáveis por inúmeras repetições de camadas e, conseqüentemente, aumento da espessura aparente.

Na Formação Sopa-Brumadinho o quartzito é a litologia predominante, com expressa variação granulométrica e baixa seletividade dos grãos

los de quartzo, e com frequentes níveis microconglomeráticos intercalados em quartzito fino, e/ou lentes conglomeráticas muitas vezes associadas a níveis de quartzito grosseiro, que denotam grandes variações no ambiente de deposição. O quartzito é muito consistente, possui cor branca com tons róseos, devido à presença de grânulos de jaspe, seixos de quartzo, quartzito e jaspe, e estratificação cruzada de alto ângulo. São frequentes ainda quartzitos ferruginosos, finos e microconglomeráticos. Nos primeiros, é comum o bandejamento entre níveis quartzosos e ferruginosos. Nos últimos observa-se ao microscópio grãos detríticos arredondados, cimentados por hematita. Esses tipos petrográficos predominam para a base da formação, enquanto em direção ao topo é frequente um quartzito fino, branco e micáceo.

Os metaconglomerados polimíticos (localmente monomíticos) acham-se intercalados nos quartzitos grosseiros, constituindo corpos lenticulares, ou mesmo camadas contínuas, que se estendem por alguns quilômetros. Os metaconglomerados monomíticos são constituídos à base de seixos de quartzo de veio, imersos em matriz quartzítica, algo micácea, de cor branca e muito consistente. Já os metaconglomerados polimíticos são constituídos por seixos de quartzo de veio, de quartzito dos diversos tipos acima citados, jaspelito, filito prateado, filito cinza (hematítico), itabirito e do próprio conglomerado. O tamanho dos seixos é variável numa escala centimétrica, mas podem atingir dimensões de 50 cm ou mais.

Associados aos corpos de metaconglomerados, aparecem raramente níveis de até 15 cm de brecha sinsedimentar de quartzito ferruginoso bandado rico em hematita ou mesmo de hematita quase pura. Estes apresentam somente sílica detrítica. Segundo Pflug (1965) e Paternoster (1978) tais níveis representam retrabalhamento sinsedimentar de "itabiritos" e se tornariam mais abundantes em direção ao sul, onde passariam a dominar sobre os conglomerados que finalmente dariam lugar exclusivamente aos itabiritos (região de Itapanhoacanga).

Na área estudada o afloramento mais expressivo destes "itabiritos" ocorre próximo a Presidente Kubitschek, não tendo sido evidenciado o aumento da presença de "itabiritos" para o sul.

Os níveis de "itabirito" encontrados na Formação Sopa-Brumadinho pertencem ao fácies óxido e possuem dimensões inexpressivas no contexto da unidade.

3.1.4.2. Formação Galho do Miguel

Essa formação, definida por Pflug (1968), é a unidade superior do Grupo Espinhaço aflorante na Quadrícula de Mato Grosso. Ocorre no quadrante noroeste, nas elevações de Pedra Redonda, Pedra Aguda, Pedra Lisa e no sinclinal de Pedra Redonda.

Trata-se de uma sequência monótona, composta quase que exclusivamente por ortoquartzitos. Na área em questão, sua espessura máxima é da ordem dos 600 metros e sua área de abrangência é bem menor do que a da Formação Sopa-Brumadinho, sobre a qual foi depositada. É constituída predominantemente por quartzitos brancos, de granulação fina a média, com alto grau de maturidade que, raramente, mostram lâminas de muscovita nos planos de estratificação. Próximo à base da formação, constatou-se, com frequência, a presença de quartzitos conglomeráticos com seixos de quartzo de veio e/ou do próprio quartzito, ou ainda (raro) de quartzito ferruginoso. Compõem ainda a unidade, camadas métricas e decamétricas de filitos hematíticos e prateados.

As estruturas sedimentares mais comuns, além do acamamento, são as marcas de ondas e as estratificações cruzadas.

Ao contrário da Formação Sopa-Brumadinho, na Formação Galho do Miguel observa-se, localmente, bipolaridade nas direções de transporte, podendo, assim, caracterizar uma origem marinha para esses quartzitos, não obstante a assimetria das marcas de ondas e as mega-estratificações cruzadas deporem contrariamente. É possível que ocorram na unidade toda uma série de ambientes costeiros: eólico costeiro, deltáico, marinho rasos.

3.1.5. Intrusivas Básicas

As soleiras de metabasitos aflorantes na área, embora sejam a unidade mais jovem da região, encaixam-se unicamente nos metassedimentos Espinhaço. Raros diques cortam as unidades mais antigas. Texturalmente foram identificados dois tipos de metabasitos: um porfiróide e outro equigranular fino, localmente afanítico. Mostram, ao microscópio, resquícios de textura ofítica e efeitos metassomático-metamórficos, sendo constituídos fundamentalmente por plagioclásio cálcico e hornblenda, além de clorita, epidoto e biotita como produtos de transformação e, titanita e magnetita como acessórios.

Trata-se de diabásios metassomatizados e/ou metamorfisados.

3.2. Aspectos Estruturais

As principais estruturas da região acham-se representadas nas figuras 4 e 5. Para os objetivos deste trabalho merecem discussão as falhas inversas ou de empurrão, de direção geral norte-sul e vergência para o oeste, responsáveis pela maior parte dos contatos entre as unidades litológicas, pela estruturação geral em escamas tectônicas, pela vergência geral para oeste de todas as unidades, assim como pelas quebras maiores nas direções dos estratos. Tais feições, possivelmente de idade brasileira, atingem toda a região do Espinhaço Meridional e juntamente com os aspectos litoestratigráficos, constituem a essência da argumentação contrária à variação faciológica Espinhaço-Minas, que os autores procuram desenvolver neste artigo. Entre estas falhas possui especial importância a "Falha de Mato Grosso" (Assis, 1982), que coloca o Supergrupo Minas em contato com o Grupo Espinhaço. A sul da localidade que lhe emprestou o nome, ao biburcar-se, forma uma escama da Formação Sopa-Brumadinho aprisionada entre dois planos de falha e com eles concordante. A faixa de efeito cataclástico desta falha, bem como a brusca ruptura das camadas conglomeráticas e quartzíticas por ela causadas são especialmente visíveis a sudoeste do povoado de Mato Grosso.

Nesta região os estratos da Formação Sopa-Brumadinho, que na extremidade noroeste da área (arredores de Pedra Redonda e Presidente Kubitschek) apresentam direções submeridianas e mergulhos oeste, e após infletirem rumo sul gradativamente para leste, tomam direção este-oeste e mergulhos norte, dispendo-se então perpendicularmente à falha em pauta, onde são rompidos bruscamente. A leste da falha as camadas mergulham para leste. Esta feição de características didáticas, a sul de Mato Grosso é perfeitamente visível nas aerofotos USAF-1966 (Fig.5), onde ocorrem *vis-à-vis*, separadas pela falha, camadas Espinhaço com direção este-oeste mergulho norte e camadas Minas com direção norte-sul mergulho leste.

É possível que a Falha de Mato Grosso tenha uma componente de regional com movimento levôgiro, o que poderia explicar a inflexão descrita que ocorre imediatamente a oeste de seu traço.

Esta seria a região na qual, segundo Pflug (1965), Pflug e Renger (1973) e Paternoster (1979), dar-se-ia a transição conglomerado-ita birito (Fácies Diamantina-Fácies Itabira). Os autores referidos, especialmente Pflug e Paternoster, desconsideram a existência da Falha de Mato Grosso e interpretam na área amplo dobramento em forma de "S" (Fig. 2), em camadas que consideram pertencer a um mesmo nível estratigráfico.

4. CONTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA, TECTÔNICA E METAMÓRFICA DA ÁREA DE MATO GROSSO À CORRELAÇÃO ESPINHAÇO/MINAS

O modelo adotado pelos defensores da transição Espinhaço-Minas fundamenta-se na variação faciológica entre a seqüência com conglomerados diamantíferos (Formação Sopa-Brumadinho) - Fácies Diamantina - e a seqüência de leste rica em itabiritos (Formação Cauê) - Fácies Itabira. A proposta de variação faciológica de Pflug e seguidores é acoplada uma interpretação tectônica em um amplo dobramento em forma de "S", que ocorreria exatamente na área em que os conglomerados diamantíferos se

transformariam em itabiritos. Essa coincidência entre a proposta zona de transição e a região de maior alteração de rumo das estruturas regionais, constitui-se em fato marcante e na essência da problemática geológica da região. Em assim sendo, a aceitação ou rejeição do modelo faciológico/tectônico defendido pelos geólogos alemães passa, necessariamente, por evidências de ordem estratigráfica e tectônica.

4.1. Evidências Estratigráficas e Sedimentares

Dentre as evidências estratigráficas e sedimentares fundamentais para se comprovar ou não a variação faciológica, destacam-se aquelas relativas às formações Sopa-Brumadinho e Cauê, especificamente aos respectivos níveis conglomeráticos e itabiríticos.

Considera-se neste trabalho existirem diferenças importantes entre os níveis ferruginosos intercalados na Formação Sopa-Brumadinho e aqueles da Formação Cauê. Assim na Formação Sopa-Brumadinho, ocorrem três tipos de estratos ferruginosos: níveis sinsedimentares de hematita com ou sem intercalações quartzosas; estratos de quartzito ferruginoso e seixos de itabiritos. Na Formação Cauê, constatou-se a existência de itabiritos verdadeiros de dois tipos - fácies óxido e fácies carbonato.

Existem importantes diferenças, tanto composicionais, estruturais, como genéticas entre as referidas concentrações ferruginosas, sendo que, verdadeiros itabiritos (com sílica quimogénica), só ocorrem no Supergrupo Minas.

Os níveis sinsedimentares de hematita (brecha sinsedimentar) do Grupo Espinhaço, não exibem intercalações de sílica quimicamente precipitada, não se constituindo assim em itabiritos propriamente ditos. É comum, porém, nos níveis sinsedimentares desta formação, intercalações de quartzitos, por vezes contendo seixos. O exame microscópico desses níveis mostra serem nitidamente detríticos, com grânulos subarredondados de quartzo envoltos por matriz ferruginosa.

Embora níveis sinsedimentares de hematita sejam mais abundantes na região em estudo do que nas áreas a norte (região de Diamantina) apresentam-se, mesmo na área da pretensa variação faciológica e a poucos quilômetros dos itabiritos da Formação Cauê, em raros locais e em dimensões extremamente modestas, só ocasionalmente ultrapassando uma dezena de centímetros. Fato notório é que, mesmo nessa região, tais camadas são tão sempre associadas a conglomerados, o que pode ser observado na região de Rancho Novo (SW da área), onde os conglomerados Sopa-Brumadinho situam-se a menos de um quilômetro dos itabiritos (fácies carbonato) da Fazenda Tanque, estes pertencentes à Formação Cauê. Separando-os, na interpretação destes autores, importante falha de cavalgamento, que joga a Formação Cauê sobre a Formação Sopa-Brumadinho. Associado aos itabiritos da Fazenda Tanque porém, não ocorre um nível conglomerático sequer.

Quartzitos ferruginosos são também frequentes na Formação Sopa-Brumadinho. Constituem-se de quartzo nitidamente detrítico, por vezes grosseiros, com matriz rica em óxido de ferro. O exame microscópico desses quartzitos evidencia sua natureza detrítica. Tais quartzitos ferruginosos não podem ser, em absoluto, confundidos com os itabiritos do Supergrupo Minas, ocorrendo também nas unidades desse supergrupo aflorantes na região.

Seixos de itabirito ocorrem com certa frequência nos conglomerados e microconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho. Exibem-se em dimensões decimétricas ou mesmo em matações angulosos com estrutura bandada, características nitidamente contrastante com a matriz fina, não ferruginosa, envolvente. Tais seixos representam produto de erosão e retrabalhamento do Supergrupo Minas, constituindo-se assim em evidência de que as camadas que os contêm são mais jovens do que os itabiritos do Minas, que na ocasião, além de consolidados, estavam soerguidos e sofrendo erosão.

Parece ocorrer, nos conglomerados Sopa-Brumadinho, em caráter regional, um aumento da quantidade de seixos de itabirito de norte para sul. Este fato possivelmente guarda relação com a presença cada vez mais acentuada de itabiritos da Formação Cauê ao sul do paralelo 18°30'S, do

qual os seixos seriam provenientes.

Associados aos metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, intercalam-se às vezes vários níveis de metabrecha, que segundo Pflug (1965), Hoppe (1978) e Paternoster (1979), teriam sido o resultado do retrabalhamento sinsedimentar de itabiritos. De fato, esses horizontes são muito ricos em ferro, e devem ter tido uma origem química, mas em nenhum ponto do Espinhaço na área em estudo e adjacências, se encontrou um itabirito típico, segundo a denominação de Dorr e Barbosa (1963). Representam, no entender dos presentes autores, uma nova fase de deposição química de ferro (sem intercalações de *chert*) durante a sedimentação da Formação Sopa-Brumadinho, favorecida pela abundância de ferro herdado dos itabiritos Minas, então situados nas áreas fontes de sedimentação, em intemperismo e erosão.

Os itabiritos da Formação Cauê são, a seu turno, nitidamente quimogênicos. Aqueles do fácies carbonato, cuja principal ocorrência estudada situa-se na Fazenda Tanque, apresentam característico bandamento rítmico, com intercalações de níveis carbonatados contendo ankerita, rodocrosita e dolomita e níveis de hematita e sílica finamente recristalizada. Além da presença de carbonatos, do aspecto rítmico e do seu caráter friável, é típico destes itabiritos a presença de óxidos de manganês resultantes do intemperismo. Tais características tornam os itabiritos do fácies carbonato de fácil identificação. Nesse sentido, constatou-se num sólido argumento contrário à transição Espinhaço-Minas a não identificação, até o momento, de afloramentos destes itabiritos na Formação Sopa-Brumadinho, não obstante (como já ressaltado), ocorrem a menos de um quilômetro dos conglomerados Sopa, na região de Rancho Novo. A espessura desses itabiritos, com mais de uma dezena de metros, constitui-se numa substancial desproporção com relação aos finos níveis ferruginosos encontrados nos conglomerados vizinhos da Formação Sopa-Brumadinho.

Os itabiritos da fácies Óxido da Formação Cauê, ocorrem tanto em finas camadas (Serra das Pedras) bem como em pacotes de várias dezenas de metros de espessura (Espigão dos Alves e Itapanhoacanga, respectivamente a norte e a sul da área estudada). Mostram nítida intercalação rítmica de *chert* finamente recristalizado, características de sedimentação química.

A análise microscópica dos níveis de *chert*, finamente recristalizados por metamorfismo, mostra-os destituídos de cimento ferruginoso e de fragmentos maiores de natureza detrítica. Ressalta-se, também, que não foi encontrado nenhum seixo ou qualquer material detrítico associado a esses itabiritos. Suas características sedimentares indicam terem se formado por precipitação química, em ambiente relativamente profundo, de águas calmas, onde o aporte de material continental foi nulo. Tais características e ambiente contrastam francamente com aquelas da Formação Sopa-Brumadinho, apesar de ocorrerem separados por poucos quilômetros de distância, o que depõe contrariamente à variação faciológica proposta. Observa-se também que, entre essas ocorrências, não se constata outros depósitos com características intermediárias que pudessem evidenciar a transição.

Por outro lado, torna-se extremamente difícil de explicar o aparecimento dos itabiritos situados ao norte da cidade de Serro através do modelo tectônico/faciológico de Pflug e colaboradores.

A brusca interrupção dos conglomerados diamantíferos Sopa-Brumadinho na região em que as camadas mudam bruscamente de direção E-W para N-S, e a não ocorrência desses conglomerados a leste dessa região, constitui-se num dos pontos de maior fraqueza da hipótese de variação faciológica. Tal interrupção faz-se, na interpretação dos autores, em vista de importante falha de cavalgamento aí existente.

Além dessas e de outras nítidas incompatibilidades estratigráfico-sedimentares entre as formações Sopa-Brumadinho e Cauê, outras evidências de menor significado depõem também contrariamente à hipótese de transição em debate. Destaque deve ser dado às intrusivas (soleiras) básicas extremamente abundantes no Grupo Espinhaço na porção noroeste da área, que ocorrem, no Supergrupo Minas, apenas como diques. Tal fato se

ria facilmente explicável com a aceitação de que tais intrusões tenham ocorrido anteriormente ao dobramento do Grupo Espinhaço. Nestas condições, a exemplo do que ocorre com as soleiras diabásicas cretácicas intrusivas nos estratos sub-horizontais da Bacia do Paraná, ter-se-iam formado soleiras semelhantes no pacote superior, então não dobrado, dos sedimentos do Grupo Espinhaço, e somente diques nas unidades dobradas inferiores.

4.2. Evidências Tectono-Metamórficas

A principal evidência tectono-estrutural contrária à hipótese de transição Espinhaço-Minas é a Falha de Mato Grosso, já discutida anteriormente.

Informações adicionais foram procuradas nos estilos de dobramento das unidades em discussão. No entanto, dada a complexidade e a multiplicidade de eventos tectônicos que ocorreram na área, ao pequeno número de afloramentos encontrados propícios à análise estrutural, não foi possível uma melhor caracterização dos esforços e fases de deformação que atuaram sobre as seqüências aflorantes na região. No entanto, as diferenças tectônicas entre o Grupo Espinhaço e as unidades subjacentes são consideráveis, a saber: a) não há no Grupo Espinhaço, pelo menos na região estudada (mesmo nas camadas de filito) dobramentos holomórficos em isoclinais apertados, característico nas seqüências inferiores; b) nos metamorfitos Espinhaço identificou-se somente uma xistosidade incipiente, enquanto que nas unidades inferiores (Minas e Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro) constatou-se a presença de no mínimo duas xistosidades bem evidentes.

Por outro lado, a análise exclusiva do metamorfismo exibido pelas diferentes unidades aflorantes na área, pouco contribui para resolver as questões estratigráficas e de correlação entre elas, uma vez que as três unidades com importante contribuição metassedimentar (Sequência Vulcano-Sedimentar de Serro, Supergrupo Minas e Grupo Espinhaço) mostram-se metamorfisadas na fácies xisto verde. O baixo metamorfismo sofrido pelas unidades referidas e a consequente inexistência de quebras metamórficas significativas, prejudica conclusões taxativas e definitivas a respeito das idades relativas dos metamorfismos que as afetaram. A falta de datações radiométricas adequadas, a seu turno, impediu o estabelecimento das diferentes fases e/ou ciclos metamórficos que as atingiram.

A partir de informações das paragêneses metamórficas, pode-se concluir apenas, que os metassedimentos do Supergrupo Minas (com granada) sofreram metamorfismo algo mais elevado do que aquele que afetou os metassedimentos do Grupo Espinhaço. O metamorfismo registrado no Supergrupo Minas possivelmente foi causado pelo evento Transamazônico, enquanto o Grupo Espinhaço teria sido metamorfisado somente no Uruaçuano e/ou Brasileiro.

5. CONCLUSÃO

Para os autores deste trabalho não há evidências, na área em apreço, da suposta variação faciológica Espinhaço/Minas. Os principais aspectos que conduziram a esta conclusão podem ser resumidos abaixo:

a) Os níveis de metabrechas hematíticas intercalados nos metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, que segundo Pflug (1965), Paternoster (1979) e outros, representam itabirito retrabalhando sindiageneticamente, não se constituem em verdadeiros itabiritos, vez que não apresentam intercalações de sílica quimogênica.

b) Não se constatou a passagem desses horizontes ferruginosos aos itabiritos de Itapanhoacanga e da Fazenda Tanque. Este último além de ser dolomítico, está situado a menos de um quilômetro dos conglomerados Sopa, não havendo entre estes conglomerados e os itabiritos, depósitos com características intermediárias.

c) Os itabiritos da Formação Cauê, são nitidamente quimogênicos. Apre-

sentam bandamento rítmico, com alternância de hematita e sílica em finos níveis, ao contrário dos níveis ferruginosos do Espinhaço que, quando observados ao microscópio mostram grãos de quartzo arredondados, cimentados por hematita.

d) Seixos ou mesmo matacões de itabirito ocorrem com certa frequência nos metaconglomerados, de matriz nem sempre ferruginosa, da Formação Sopa-Brumadinho. Tais seixos representam o produto de erosão e retrabalhamento do Supergrupo Minas, que na ocasião, além de consolidado, estava soerguido e sofrendo erosão.

e) O aumento dos seixos de itabirito para o sul nos conglomerados Sopa, advogado por Pflug (1965), possivelmente guarda relação com a presença cada vez maior de itabiritos da Formação Cauê ao sul do paralelo 18°30'S, do qual esses seixos seriam provenientes.

f) A brusca interrupção dos conglomerados diamantíferos Sopa-Brumadinho na região em que as camadas mudam bruscamente de direção E-W para N-S, e a não ocorrência desses conglomerados a leste dessa região, faz-se em vista de importante falha de cavalgamento (Falha de Mato Grosso) aí existente. Essa falha coloca o Supergrupo Minas sobre o Grupo Espinhaço, dando a falsa idéia de transição entre os conglomerados Sopa e os itabiritos Cauê. Ela anula a um só tempo, a estruturação em "S" e a variação faciológica proposta por Pflug (1965) e explica as bruscas mudanças estruturais existentes em ambos os lados, bem como as incompatibilidades litostratigráficas discutidas anteriormente.

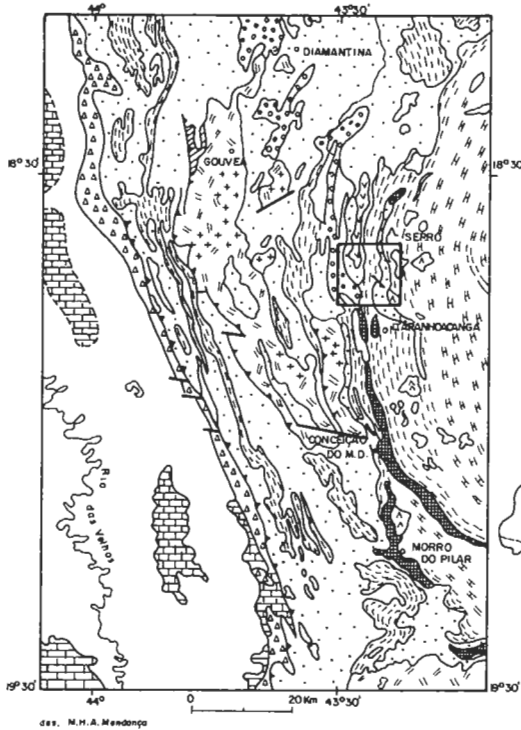
g) As diferenças tectônicas entre o Grupo Espinhaço e as seqüências de leste são consideráveis, a saber: a) inexistência no Grupo Espinhaço, pelo menos na região estudada, de dobramentos holomórficos em isoclinais apertados, característico nas seqüências inferiores; b) ocorrências nos metamorfitos Espinhaço de somente uma xistosidade, enquanto que nas unidades inferiores (Minas e Seqüência Vulcano-Sedimentar de Serro) consta tou-se no mínimo duas xistosidades bem evidentes, além de uma paragênese metamórfica de grau algo mais elevado.

h) Conclui-se, pois, não existirem na área estudada evidências de transição faciológica e de contemporaneidade entre os metassedimentos do Supergrupo Minas e do Grupo Espinhaço. Ao contrário, as características litostratigráficas das unidades aí aflorantes, bem como as feições estruturais identificadas, sugerem tratem-se de unidades perfeitamente individualizadas, com características litológicas e ambientes sedimentares, tectônicos e térmicos distintos, separados por importante falha de empurrão.

6. BIBLIOGRAFIA

- ASSIS, L.C. de - 1981 - Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional - Relatório de Quadrículas - Mato Grosso. UFMG - Centro de Geologia Eschwege. 52 p. Diamantina, (Inédito).
- ASSIS, L.C. de - 1982 - Estratigrafia, Tectônica e Potencialidade Mineral das Unidades Precambrianas da Região de Serro - MG (Quadrícula de Mato Grosso) - contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço/Minas. Tese de Mestrado, UnB. 149 p. (Inédito).
- BARBOSA, O. - 1954 - Evolution du géosynclinal Espinhaço - XIX Congr. Geol. Inst. Sect. XIII, fasc. 14: 17-36, Alger.
- DOOR, J.V.N & BARBOSA, A.L.M. - 1963 - *Geology and Ore Deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil*. U.S.G.S. Prof. Paper 341-C, Washington.
- GROSSI SAD, J.H. & VAZ DE MELO, M.F.D. - 1969 - Geologia do distrito de Serro, Minas Gerais, Brasil. - Rel. Inéd. GEOSOL/DNPM, 178+110 p., Belo Horizonte.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915 - *The geology of central Minas Gerais, Brazil*. J. Geol. 13: 341-378 + 385-424, Chicago.
- HOPPE, A. - 1978 - Geologia e Paleogeografia da Serra do Espinhaço Meridional (MG). Tese de Doutorado (trad. em Port.), Freiburg. (Inédito).
- PATERNOSTER, K. - 1979 - Interdigitação entre fácies de conglomerados

- diamantíferos (BIF) no sul da Serra do Espinhaço. Tese de Doutorado (Trad. em port.) Freiburg. (Inédito).
- PFLUG, R. - 1965 - A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DNPM, Div. Geol. Min., Bol. 226, 51 p., Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. - 1968 - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM. Div. Geol. Min., Not. Prel. Estud., 142; 20 p., Rio de Janeiro.
- PFLUG, R.; SCHOBENHAUS, C. & RINGER, F. - 1969 - Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental. SUDENE, Div. Geol. Ser. Espec. 9: 59 p., Recife.
- PFLUG, R. & RINGER, F. - 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da Margem SE do Craton Sanfranciscano. Ann. XXVII. Congr. Bras. Geol., 2: 5-19, Aracajú.
- PFLUG, R.; HOPPE, A & BRICHTA A. - 1979 - Paleogeografia do Precambriano na Serra do Espinhaço, 12 p. (Inédito).
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. - 1979 - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Soc. Bras. de Geol. Bol. 1:55-73. Diamantina.
- UHLEIN, A. - 1981 - Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional - Relatórios de Quadriculas - Serro. UFMG - Centro de Geologia Esdrwege Diamantina. (Inédito).
- UHLEIN, A. - 1982 - Geologia e Mineralizações de Cromita e Itabiritos da Região de Serro-MG. Tese de Mestrado, UnB. 189 p. (Inédito).
- ZAJAC. I.S. - 1974 - *The Stratigraphy and Mineralogy of the Sokoman Formation in the Knob Lake Area, Quebec and Newfoundland.* Geol. Surv. Canada, Bull.: 159-220.



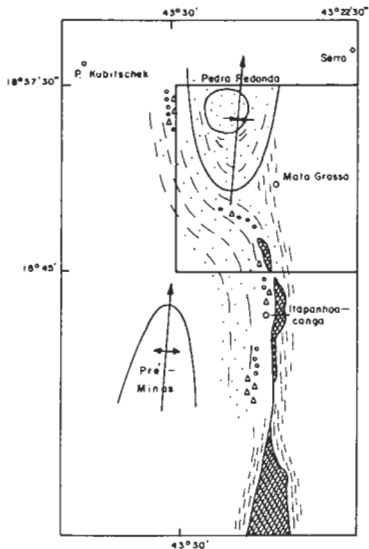
LEGENDA

- SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO
- Fácies Bambuí
- ARDÓSIA, FOLHELHO
 - ▨ CALCÁRIO E QUARTZITO SUBORDINADAMENTE
- Fácies Macaúbas
- ▧ QUARTZITO, METAGRAUVAÇA COM SEIXOS
- SUPERGRUPO MINAS
- Metassedimentos
- ▨ FILITO
 - ▧ QUARTZITO
 - ▧ CONGLOMERADO
 - ITABIRITO
 - ▧ XISTO, GNAISSE
- SUPERGRUPO PRÉ-MINAS INCL. RIO DAS VELHAS (em parte cristalino indiviso)
- ▧ XISTO, GNAISSE, ANFIBOLITO
 - ▧ METABASALTO DE IDADE PÓS-MINAS
- Metamagmatitos
- ▧ META-ULTRABASITO
 - ▧ COMPLEXOS MIGMATÍFICOS GRANITÓIOS



OBS. A DISPOSIÇÃO DA LITOLOGIA NA LEGENDA NÃO CORRESPONDE NECESSARIAMENTE À SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA

Fig. 1 - MAPA GEOLÓGICO DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (Seg. Pflug e Renner, 1973 - parcial)



LEGENDA

- Supergrupo Minas
- ▧ QUARTZITO
 - ▧ ITABIRITO RETRABALHADO
 - ▧ ITABIRITO
 - ▧ CONGLOMERADO
 - ▧ FILITO
 - LIMITE DA QUADRÍCULA DE MATO GROSSO

Fig. 2 - ESBOÇO ESQUEMÁTICO DA ESTRUTURA EM "S", segundo Pflug (com. verbal, ago. 1980)

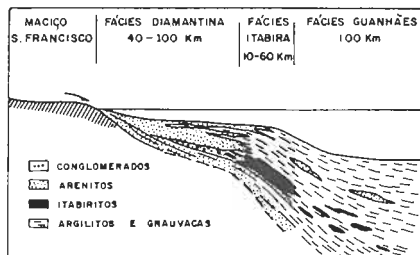


Fig. 3 - PERFIL ESQUEMÁTICO DAS FÁCIES DIAMANTINA, ITABIRA E GUANHÃES (Seg. Pflug, 1965)

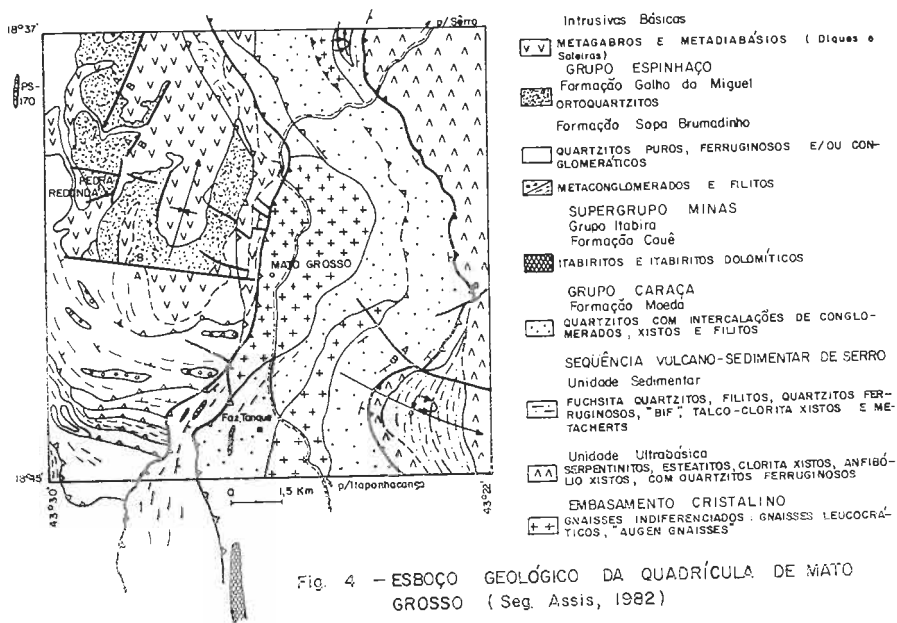


Fig. 4 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA QUADRÍCULA DE MATO GROSSO (Seg. Assis, 1982)

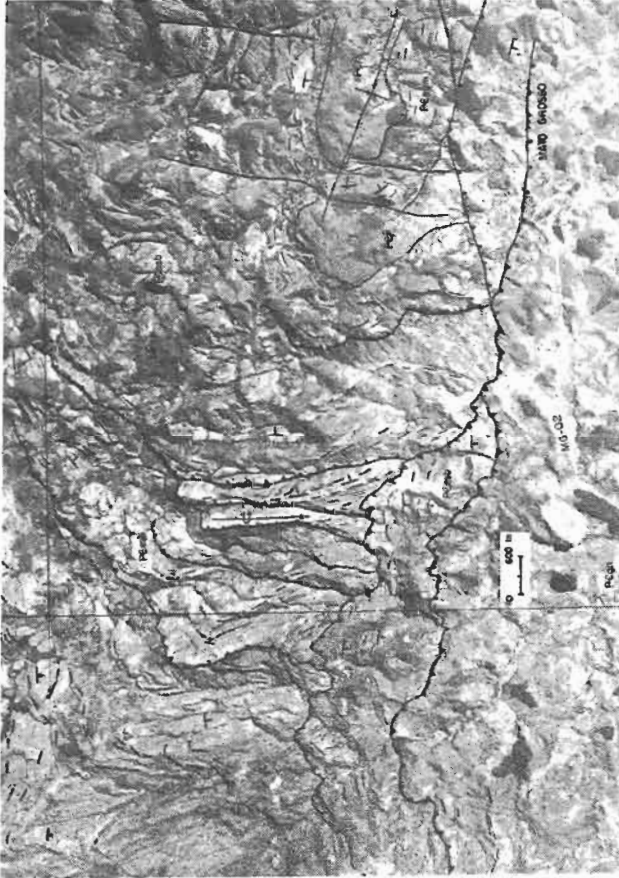


Fig. 5 - Fotografia aérea pancromática (USAF, 1966). Escala original 1:60.000, exibindo a inflexão da Formação Sopabrumadinho a SW de Mato Grosso.

DADOS PRELIMINARES SOBRE A GEOLOGIA ESTRUTURAL
DAS SERRAS DA BOCAINA E FARIA - LAVRAS, MG

Salvador José Chrispim
Instituto de Geociência - UFMG - Belo Horizonte - MG

ABSTRACT

The metamorphic rocks near Lavras, in the southern part of Minas Gerais state, have complicated structures caused by three phases of deformation.

This paper intends to individualize the structures of the Bocaina and Faria Ridges, mapped in detail, and to contribute, in this way, to the understanding of the major structures in regional.

1. INTRODUÇÃO

As rochas metassedimentares que ocorrem a sul da linha que une as cidades de Lavras e São João Del Rei, no sul de Minas Gerais, apresentam complicadas feições estruturais.

Regionalmente são identificadas três fases de deformação com padrões de interferência de dobras, desenvolvimento de clivagem ardosiânica, clivagem de crenulação, lineação mineral e lineação de crenulação. Entretanto as fases de deformação e suas estruturas associadas não são uniformes em toda região, podendo não ocorrer uma das fases, ser mais intensa ou mais fraca, ou até mesmo uma das fases ser mascarada pela fase posterior mais intensa.

Este trabalho visa individualizar estruturalmente as serras estudadas das demais serras que compõem a região metassedimentar da do sul de Minas Gerais.

São dados preliminares da tese de mestrado do autor, ora em andamento, baseado em dados de mapeamento na escala 1:15.000 e estudo microtectônico em lâminas delgadas. Tem por objetivo estudar em detalhe as estruturas e dessa forma dar embasamento para a compreensão das estruturas maiores, em escala regional.

2. LOCALIZAÇÃO

As Serras da Bocaina e Faria estão contidas na folha 1:50.000 SF-23-V-D-III-4, Carmo da Cachoeira, próximo a cidade de Lavras, sul de Minas Gerais.

3. LITOLOGIA

3.1 Metassedimentos

As feições estruturais estudadas são observadas em quartzitos e filitos, metassedimentos pertencentes ao Grupo Carrancas (Trouw et alii, 1980).

Este se subdivide em duas formações:

a. Formação São Tomé das Letras

Formação basal constituída por quartzitos com níveis de mica verde (que algumas vezes atingem espessuras de até 2 metros), quartzitos micáceos e quartzitos puros (este localmente com cianita).

É comum a ocorrência de óxidos de ferro (magnetita, ilmenita, titano-ilmenita) distribuídos na rocha ou formando camadas espessas.

b. Formação Campestre

É constituída por uma intercalação de quartzitos e filitos grafitosos, este último predominando.

A presença de paragênese com granada e cloritóide e o aparecimento local de estauroлита situam o metamorfismo dessas rochas em torno da passagem do grau fraco para o grau médio (Winkler, 1976).

3.2 Embasamento

A sequência metassedimentar jaz sobre um embasamento constituído por granodioritos, anfibolitos, talco-xistos, clorita-xistos, tremolita-xistos e gonditos, denominada por Barbosa (1954) de Série Barbaçena, redefinido por Ebert (1956) e posteriormente redefinido por Pires (1977).

O contato norte dos metassedimentos da Serra da Bocaina se dá principalmente com os granodioritos, ao passo que os quartzitos e filitos que compõem a Serra do Faria são todos circundados pelas rochas metabásicas e meta-ultrabásicas.

Na parte sul da Serra da Bocaina também predominam as rochas metabásicas e meta-ultrabásicas.

4. ESTRUTURAS

O esquema geral das estruturas proposto para a região apresenta três fases de deformação (Trouw et alii, 1980, acrescido dos dados de Paciullo, 1980 e Ribeiro, 1980).

Para essas fases foram encontradas evidências precisas, cada uma apresentando características próprias. Relações de campo e dados de análise microtectônica em lâminas delgadas estabeleceram a sucessão desses eventos.

Todavia, nem todas as fases desenvolveram suas estruturas em todos os pontos da região. Além disso, a sucessão dos eventos pode mascarar antigas estruturas.

Nas Serras da Bocaina e Faria são encontradas estruturas de dobras, lineação de crenulação, lineação mineral e planos de xistosidade deformados por uma última fase de dobramento.

Essa última fase apresenta as mesmas características estabelecidas por Trouw (1980) para a terceira fase de deformação D₃.

Dessa forma, as descrições das estruturas foram divididas em estruturas relacionadas a D₃ e estruturas pré-D₃.

Para eixos e lineações foram utilizadas as direções azimutais seguido do valor do plunge. Para planos em geral, as direções azimutais da direção do mergulho, seguido do valor do mergulho.

4.1 Estruturas D₃

As estruturas relacionadas a esta fase são as que mais se observam nas serras estudadas. Sua deformação produziu dobras abertas a fechadas com o desenvolvimento de forte clivagem de crenulação, S₃, paralela ao plano axial.

Associado a clivagem de crenulação ocorre também o desenvolvimento de uma lineação de crenulação, L₃, nos planos de xistosidade anteriores.

Essa lineação representa o eixo das dobras (E₃) e junto com a clivagem são as feições estruturais mais importantes dessa fase. São observadas nos filitos grafitosos da Formação Campestre e nos níveis mi

cáceos dos quartzitos da Formação São Tomé das Letras.

Particularmente na Serra do Faria esta fase é mais intensa, o que causou também nos quartzitos pouco micáceos o desenvolvimento de clivagem de fratura. Tanto as medidas das direções da clivagem de crenulação/planos axiais, como as das lineações de crenulação/eixos são extremamente variáveis. A clivagem de crenulação/planos axiais variam suas direções de mergulho desde 80 até 160 (mínimos e máximos encontrados) com mergulho variando de 30 a 90.

Para a lineação de crenulação/eixos, as direções vão desde 80 com forte mergulho do plunge, até 220 com mergulhos menos intensos.

Estas variações não são aleatórias, e tem sua distribuição controlada pela intensidade de deformação bem como sobre que plano de xistosidade D_3 está atuando, conforme será abordado mais adiante.

4.2 Estruturas Pré- D_3

No campo são observadas duas xistosidades principais, dependendo da litologia (filito ou quartzito) na qual se está medindo e da localização em relação a distribuição do strain produzido por D_3 .

Nos filitos - por serem menos competentes - a clivagem de crenulação S_3 facilmente se desenvolveu obliterando as estruturas anteriores, sendo esta a xistosidade mais evidente. Ela ocorre com mais frequência e intensidade na Serra do Faria, onde a D_3 foi mais forte (Fig. 2).

A outra xistosidade, bem como os contatos litológicos, são um acúmulo de transposições do acamamento sedimentar S_0 subparalelo a S_1 (clivagem ardosiana da fase D_1), para a direção S_2 (clivagem plano axial D_2) (Fig. 2).

Não há evidências para D_1 . A existência é admitida por correlações com outras áreas.

As estruturas que se seguem são estruturas contidas nos planos $S_0//S_1//S_2$, portanto pré- D_3 , e sujeitas as deformações por ela causadas.

a. Dobras

Os quartzitos, devido a sua competência, conseguiram preservar melhor suas antigas estruturas da deformação produzida por D_3 .

Neles são encontradas dobras fechadas a isoclinais com mediadas dos planos axiais coincidentes com a xistosidade local.

Em mapa, os contatos litológicos desenham dobras cujas relações obtidas são as mesmas que as encontradas no campo para as dobras em escala de afloramento.

As direções dos eixos variam em função da deformação D_3 . Na Serra da Bocaina, nas áreas pouco deformadas por D_3 , estes eixos tem direções em torno de 255 com plunge de 10 a 15.

O maior número de ocorrências dessas dobras na Serra da Bocaina em relação a Serra do Faria reforça a idéia de que a deformação D_3 foi mais intensa nesta do que naquela.

pelo esquema proposto por Trouw et alii (1980) estas dobras são da segunda fase de deformação, D_2 .

b. Lineação de Crenulação

Nos filitos grafitosos também se desenvolveu uma lineação de crenulação anterior a deformação D_3 .

Na Serra da Bocaina observa-se que esta crenulação está associada a minidobras do tipo chevron.

As direções dessas lineações e superfícies axiais são as mesmas para as dobras encontradas no item anterior. As relações de campo levam a crer que foram produzidas na mesma fase, e dessa forma consideradas aqui como estruturas D_2 .

Apesar de serem filitos, preservaram essa lineação de crenulação, auxiliado pela fraca deformação D_3 local.

c. Lineação Mineral

Na superfície $S_0//S_1//S_2$, ocorre uma lineação mineral dada pelo alinhamento de micas. São mais fáceis de serem observadas nos quartzitos micáceos.

Regionalmente esta lineação sempre foi associada a segunda fase de deformação D_2 , por apresentar direções paralelas a subparalelas ao eixo da D_2 , como é o caso das Serras da Bocaina e do Faria.

Entretanto os dados mais recentes obtidos na Serra da Estância (próximo a cidade de Itutinga) indicam que os eixos de dobra D_2 e a lineação mineral formam um ângulo de até 40° . Localmente essa lineação está dobrada.

Estas novas informações suscitam dúvidas sobre a que fase essa estrutura pertence; se a D_2 ou D_1 .

Vários são os problemas envolvidos. O primeiro deles é saber se a lineação mineral é dada apenas pela orientação preferencial dimensional dos grãos ou se também uma orientação preferencial cristalográfica está envolvida.

Um outro problema é o significado desta direção, se representa ou não extensão paralela aos eixos de dobras. Pois nem sempre a lineação produzida é paralela ao eixo λ_1 do elipsóide de strain ou mesmo este (λ_1) paralelo ao eixo das dobras produzidas (Hobbs et alii, 1976).

Por ora, fica aqui o registro e as dúvidas acerca deste tipo de lineação.

d. Lineação de Interseção

Também são observadas lineações produto da interseção do plano de xistosidade e acamamento sedimentar. São elas: $L\Delta_1 - S_2 \times S_0//S_1//S_2$ e $L\Delta_2 - S_2 \times S_0//S_1$, segundo a figura 3.

5. VARIAÇÕES DAS MEDIDAS DAS ESTRUTURAS D_2

Em áreas com deformação polifásica, a interferência de uma fase sobre as estruturas criadas pelas fases anteriores produz novas estruturas com diferentes orientações.

Um aspecto a considerar é a posição do plano a ser dobrado em relação a nova deformação.

A figura 4 ilustra este aspecto, e pode ser a situação do setor compreendida por J-27/G-29 (corresponde ao ponto 1 na figura 6) em contraste com a área K-24/I-26 (corresponde ao ponto 2 na figura 6) observado no mapa (Fig. 5).

Um outro aspecto, e o responsável pela maioria das variedades das medidas observadas, é a interseção de S_2 /plano axial D_2 com os flancos de dobras da própria fase D_2 , segundo a figura 7. A análise qualitativa dos dados da região D-27/B-30 através de estereogramas, demonstra as grandes variações das direções dos elementos estruturais.

Essas variações se dão principalmente nas áreas de maior contração da deformação, como por exemplo os setores H-25/E-27, D-27/A-30 e G-7/C-10 (Figs. 4 e 5)

Nesses setores, praticamente grandes zonas de charneira, as direções de eixo são em torno de 160/60, 120/70 e 160/55 respectivamente.

6. ASSIMETRIA DAS DOBRAS D_2

A figura 5 também serve para mostrar, como estilo geral, o notável padrão de assimetria desenvolvido por esta fase. Desde escala de lâmina delgada até a escala de mapa, esta fase apresenta uma assimetria em \curvearrowright olhando ao longo da direção do eixo, no sentido do plunge.

Não há propriamente o desenvolvimento de um flanco curto nesta assimetria. O que seria um flanco curto é na verdade uma envolvente de uma zona, em geral sem assimetria ou com assimetria também em \curvearrowright , como uma extensa zona de charneira (G-7/A-12).

Exceções ocorrem em todas as escalas, como a área C-16/A-17

no mapa, onde realmente se mede um $S_0//S_1//S_2$ na direção representativa para flanco curto e não na direção S_3 , como em geral ocorre (área C-18/A-19).

7. CONCLUSÕES

Pelo menos duas fases de deformação ocorrem na Serra da Boacaina e do Faria. Os contatos litológicos demonstram essas fases, sendo a última, D_3 , a mais evidente, tendo estruturas de clivagem de crenulação e lineação de crenulação como características principais além das dobras. Estas ocorrem desde a escala de lâmina delgada até a escala regional, com assimetria em

A distribuição das intensidades de dobras menores pelas serras, determina o desenvolvimento de flancos curtos de dobras maiores caracterizados por uma zona sem assimetria onde a superfície $S_0//S_1//S_2$, em geral, tende a se aproximar para a direção S_3 .

A interseção de S_3 com os flancos longos e curtos de dobras D_3 mostra grandes variações nas direções de eixos/lineações de crenulação. A causa desta variação ainda está em estudo.

Deve ser dado mais atenção ao estudo da lineação mineral que junto com os dados das estruturas pré- D_3 , pode contribuir para a compreensão das deformações em escala maior.

8. AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Projeto de Pesquisas em Geociências IG-UFRJ/FINEP, Sub-Projeto II - Pesquisas em Geologia (Convênio 53/82/0657/00) e ao CNPq - Processo nº 401.858/81 e bolsa de pós-graduação, pelo apoio financeiro.

Ao Prof. Rudolph A.J. Trouw e os colegas que integram sua equipe, aos alunos da graduação do Curso de Geologia - UFRJ, pela orientação, discussões e companheirismo nos trabalhos de campo.

9. BIBLIOGRAFIA

- EBERT, H. (1956a) - Pesquisas Geológicas na Parte Sudeste do Estado de Minas Gerais, Relatório Anual do Diretor. Geol. e Min., Ano de 1955, p. 62-81.
- _____ (1956b) - Pesquisas Geológicas na Parte Sudeste do Estado de Minas Gerais, Relatório Anual do Diretor. Geol. e Min., Ano de 1956, p. 97-107.
- _____ (1971) - Os Paraibides entre São João Del Rey, Minas Gerais e Itabira, São Paulo, e a bifurcação entre Araxaides e Paraibides, Bol. Esp. nº 1 (Resumo das Comunicações). XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. e WILLIAMS, P.F. (1976) - An Outline of Structural Geology. Wiley Int., 571 p.
- PACIULLO, F.V.P. (1980) - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Minduri, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.
- PHILLIPS, S.C. (1971) - The Use of Stereographic Projection in Structural Geology. Eduard Arnold, London, 90 pp.
- PIRES, F.R.M. (1977) - Geologia do Distrito Manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.
- RAMSAY, J.G. (1967) - Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill Book Company, 568 p.
- RIBEIRO, A. (1980) - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Itumirim, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.

- RIBEIRO, A. e HEILBRON, M. (1982) - Estratigrafia e Metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An. XXVII Congr. Bras. Geol., Salvador, BA, v. 1, p. 177-186.
- TROUW, R.A.J. e DAYAN, H. (1982) - Small and Large Scale Structures at the Junction of three Precambrian fold Belts, SE Brazil. Mitt. Aus. der. Geol. Int., EHT Zurich, Neue Folge, 239a, p. 273-275.
- TROUW, R.A.J., PACIULLO, F.V.P., CHRISPIM, S.J. e DAYAN, H. (1982) - Análise de deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. An. XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador, BA, v. 1, p. 187-198.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. (1980) - Evolução Estrutural e Metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. An. XXXII Congr. Bras. Geol., Camboriú, SC, v. 5, p. 2273-2784.
- _____, _____ e _____ (1983) - Geologia Estrutural dos Grupos São João Del Rey, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., v. 55(1), p. 71-85.
- WINKLER, H.G.F. (1977) - Petrogênese das Rochas Metamórficas, tradução em português da 4ª edição, Editora Edgar Blücher Ltda., Porto Alegre.

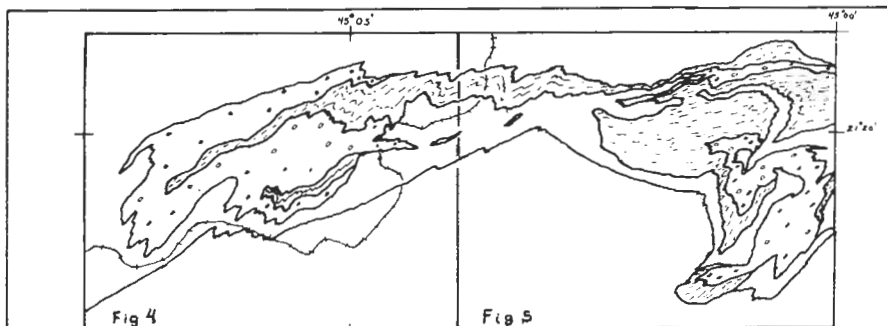


Fig. 1 - Articulação dos mapas estruturais das Serras da Bocaina e Faria (Figs. 4 e 5).

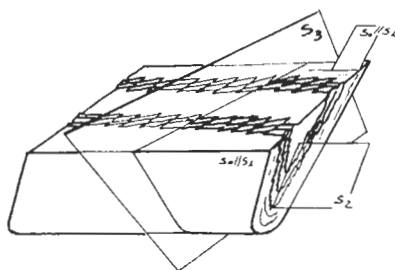


Fig. 2 - Principais planos estruturais observados no campo. S_3 - clivagem de crenulação da fase D_3 , e $S_0//S_1$, transposto para a direção S_2 .

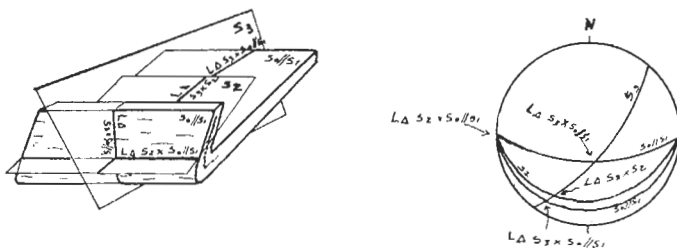


Fig. 3 - Possíveis lineações de interseção que podem ter se desenvolvido na área. Projeção de Lambert hemisfério inferior.

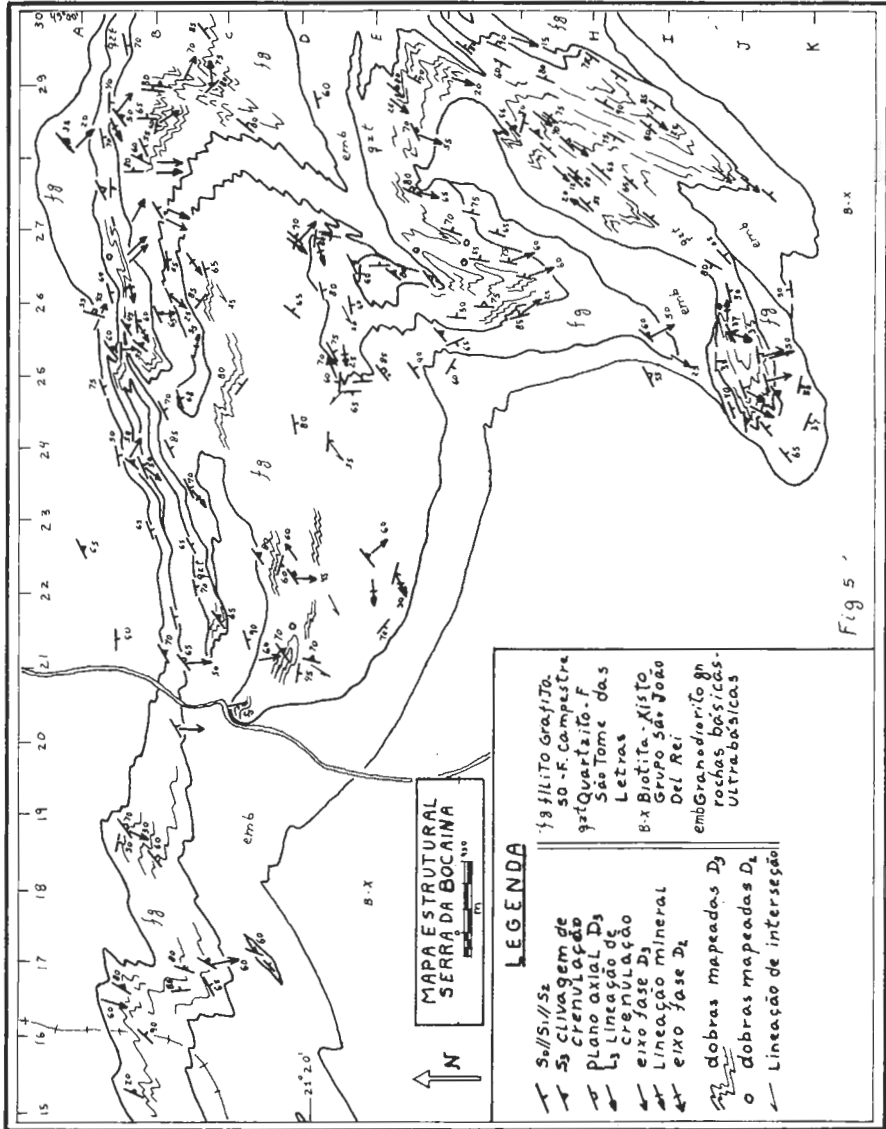


Fig 5

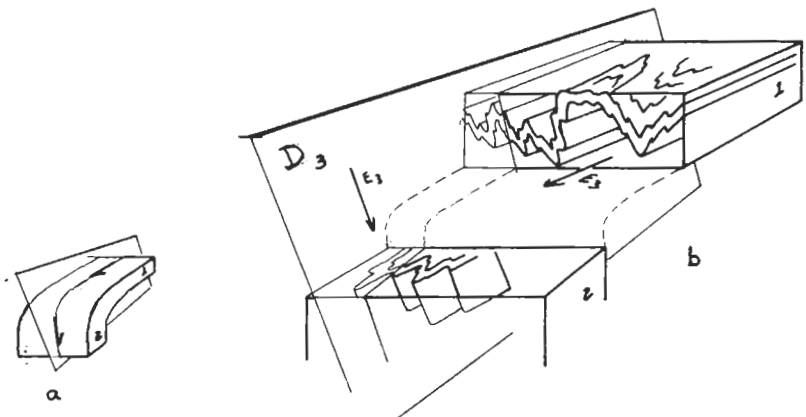


Fig. 6 - Provável mecanismo de desenvolvimento de dobras nos setores J-27/G-29 e K-24/I-26 (ver Fig. 5). (a) A superfície axial D_3 , intercepta os planos com diferentes orientações, (b) produzindo dobras com diferentes orientações de eixos.

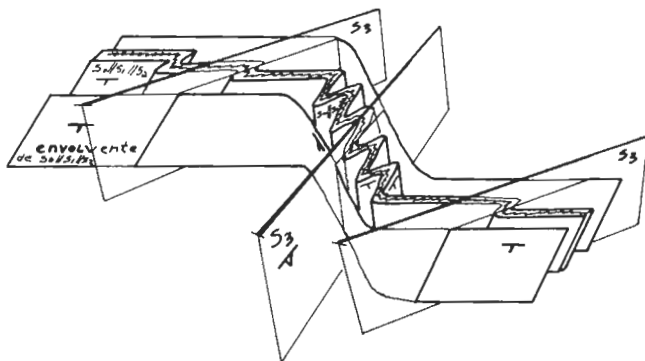


Fig. 7 - Dobra D , assimétrica em mostrando a posição diferente de S_3 nos flancos curtos e compridos, que causa direções diferentes de eixos de dobras menores e lineações.

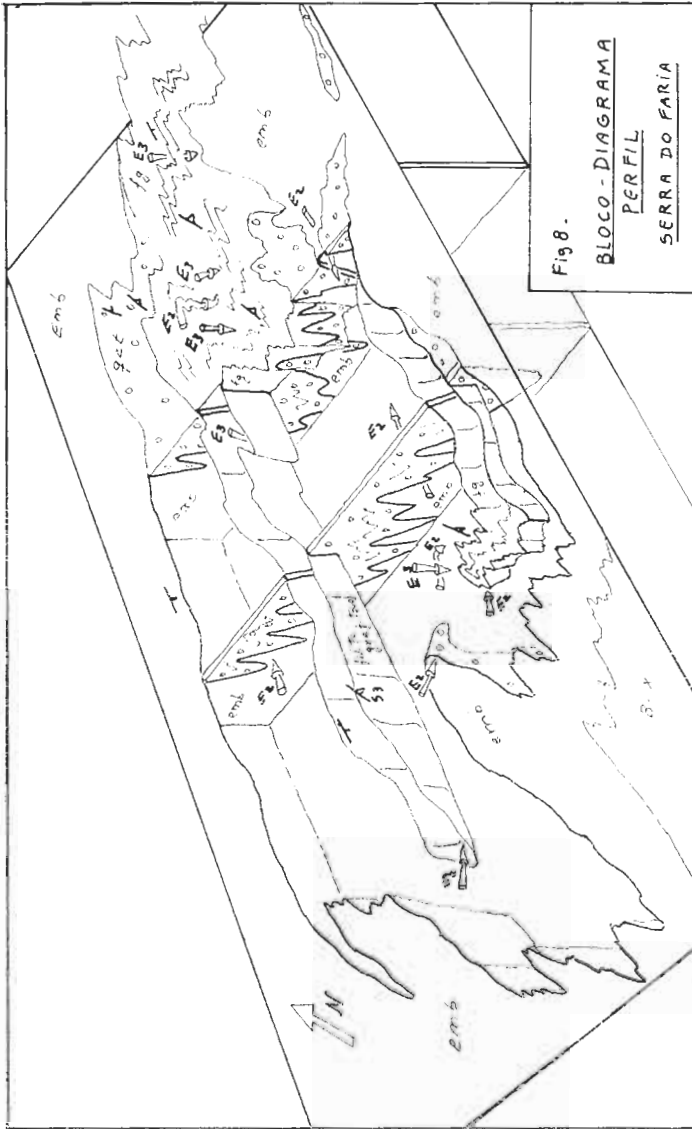


Fig. 8.

BLOCO-DIAGRAMA
PERFIL

SERRA DO FÁRIA

LEGENDA
 T faults
 S clivagem de enclaves
 E3 eixo fase D3
 E2 eixo fase D2

O bloco diagrama mostra principalmente o perfil das dobras da fase D2. O melhor perfil para as dobras da fase D3 é o próprio mapa estrutural, devido ao elevado ângulo de mergulho dos eixos E3. Legenda completa ver mapa fig. 9.

DADOS PRELIMINARES SOBRE A GEOLOGIA E O METAMORFISMO
DA ÁREA ENTRE ITUTINGA E MADRE DE DEUS (MG)

Mônica Heilbron
Instituto de Geociência da UFMG - Belo Horizonte, MG

ABSTRACT

The structural and metamorphic evolution of the area is described. Structures ascribed to three phases of deformation and their relation with the generation of two metamorphic parageneses are commented. The earlier metamorphism as characterized by intermediate pressure parageneses and increases from greenschist to amphibolite facies. Its peak occurred during the second phase of deformation and consequently the isograd pattern shows the effects of folding and faulting by the third phase. Superimposed retrograde parageneses, late to post-tectonic with respect to the last deformational phase, do occur locally.

1. INTRODUÇÃO

Mapeamentos geológico-estruturais detalhados da parte sudeste do Estado de Minas Gerais, vem sendo realizados desde 1979 por uma equipe de geólogos do IG/UFRJ, coordenada pelo Prof. Rudolph Trow.

O avanço atual do mapeamento geológico em escala 1:25.000 da área compreendida entre as cidades de Itutinga e Madre de Deus, tendo como ênfase sua evolução metamórfico-estrutural é assunto desta comunicação, que apresenta dados parciais da tese de mestrado do autor, em fase de conclusão.

Dentre os trabalhos anteriormente publicados destacam-se os de Ebert (1956a, 1956b, 1963, 1968, 1971), que já atentavam para os problemas de correlação estratigráfica regional. Mapeamentos geológicos na escala 1:250.000 executados pelo DNPM (1978, 1979) através dos Projetos Sapucaí e Mantiqueira-Furnas, assim como mapas de integração regional elaborados pelo mesmo órgão (1979b) no mapeamento geológico das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, na escala 1:1.000.000, fazem parte da bibliografia disponível para a região.

2. CONSIDERAÇÕES SOBRE A ESTRATIGRAFIA

Na área considerada aflora uma sequência de rochas metassedimentares que pode ser subdividida em dois conjuntos: Grupo Carrancas (Trow et alii, 1980) e Grupo São João Del Rey (Ebert, 1956a). Estas unidades jazem em provável discordância angular e litológica, marcada pelo tectonismo intenso que afetou toda a região, sobre uma sequência de ortogneisses granodioríticos associados a faixas de xistos máfico-ultramáficos, e gnaisses migmatíticos de composição tonalítica.

A tectônica intensa com falhas de baixo ângulo e as variações faciológicas laterais dificultam a correlação das unidades metassedimentares superiores. Ribeiro e Heilbron (1982) propuseram a subdivisão dos metassedimentos do Grupo Carrancas na área considerada em dois conjuntos: alóctone e autóctone. Consideraram como autóctones um biotita-xisto e um pacote de xistos grafitosos que jazem diretamente sobre o embasamento na baixada entre Itutinga e Madre de Deus, e que transicionam lateralmente para NE nos filitos superiores do Grupo São João Del Rey. Denominaram de conjunto alóctone a sequência de quartzitos e xistos que constituem as Serras do Pombeiro, Carrancas e Estância, ocorrendo em contato tectônico sobre os xistos grafitosos e xistos com biotita do conjunto autóctone.

Neste trabalho é proposta uma nova subdivisão estratigráfica, considerando todos os metassedimentos autóctones desde São João até Madre de Deus como Grupo São João Del Rey, ficando a denominação de Grupo Carrancas restrita às unidades alóctones da área considerada. Tal modificação baseia-se nas seguintes observações: a) o pacote de xistos grafitosos e o biotita-xisto encontrado entre Madre de Deus e Itutinga está em continuidade física com os filitos do Grupo São João Del Rey. A estratigrafia é semelhante nas duas regiões, apenas com modificações metamórficas; b) o Grupo Carrancas, na sua definição original, representa um fácies sedimentar em ocorrência restrita ao conjunto alóctone.

3. LITOLOGIA

3.1 Embasamento

Gnaisses grosseiros com composição granítica a granodiorítica são as litologias predominantes encontradas no embasamento. Sob esta denominação se enquadram um conjunto de ortognaisses com coloração cinzenta e granulometria variando entre grosseira a média. Esta variação granulométrica é função tanto da textura ígnea original, como da intensidade de deformação que estas rochas foram submetidas. Desta maneira, em alguns afloramentos foram observadas variedades finas e xistosas, associadas a zonas de cisalhamento de diversas dimensões (cm a m).

Foram identificados os seguintes tipos gnáissicos: a) um gnaisse grosseiro leucocrático, xistoso, com aglomerados de minerais máficos ("clots"). Tem composição granodiorítica com plagioclásio albitico, microclina, quartzo, biotita, clorita, sericita, epidoto e zircão. Bandas máficas de coloração escura ocorrem associadas a esta litologia; b) um granodiorito gnaisse de coloração cinzenta, pouco xistoso, localmente com textura porfirítica, corta o gnaisse leucocrático; c) gnaisses com características migmáticas mais intensas foram encontrados em poucos afloramentos na porção norte da área e em vários cortes na Ferrovia do Aço. Estes gnaisses possuem geralmente um paleossoma escuro, bandeado e as vezes com porfiros de feldspato de até 4 cm, cortado por várias gerações de aplitos cinzentos e rosados com composição variando entre granodiorítica e granítica.

A injeção de aplitos e pegmatitos de pelo menos duas gerações conferem aos tipos a e b, um caráter migmatítico local.

Faixas de xistos máficos e ultramáficos (xistos verdes, talto xisto, tremolita xisto, clorita xisto, serpentinito), metassedimentos (grafita xisto, mica branca xisto, quartzitos), anfíbolitos, gonditos e pegmatitos; com espessuras variando entre poucos decímetros a várias centenas de metros foram encontradas encaixadas na suite de gnaisses grosseiros. Estas faixas podem ser correlacionadas aos metamorfitos Barbacena descritos por Pires (1977) na região de Conselheiro Lafaiete, tratando-se provavelmente de "roof pendants" nos gnaisses granodioríticos. Duas faixas mais espessas puderam ser mapeadas: uma a noroeste da cidade de Itutinga, oblíqua a Serra do Ouro Grosso e outra próximo de Jaguará na parte NE da área. Nesta última cabe ressaltar a ocorrência de um mármore bandeado, distinto de rochas calcárias que ocorrem no Grupo São João Del Rey.

Um gnaisse fino bandeado, composto por plagioclásio, quartzo e biotita e subordinadamente hornblenda, microclina, clorita e sericita, aflora a norte da Serra de Carrancas. Epidoto, clinzoisita, alanita, zircão e apatita são acessórios frequentes. Bandas pegmatíticas e lentes de gonditos e xistos ultramáficos de pequenas dimensões (m) foram encontradas.

3.2 Unidades Metassedimentares Superiores

3.2.1 Grupo Carrancas

As rochas do Grupo Carrancas afloram nas Serras do Pombeiro, Carrancas e Estância (Fig. 2) em contato tectônico sobre os filitos e xistos autóctones do Grupo São João Del Rey. Lentes de rochas do embasamento que ocorrem neste contato reforçam sua natureza tectônica.

O Grupo Carrancas pode ser subdividido em duas unidades. Uma variedade de quartzitos micáceos, quartzitos bandeados e quartzo filitos e/ou xistos sempre com muscovita esverdeada e níveis centimétricos de minerais metálicos caracterizam a unidade basal denominada Fm. São

Tomé das Letras. A Fm. Campestre, sobreposta em contato brusco a unidade anterior é constituída por um pacote com intercalações em diversas escalas de quartzitos com filitos e/ou xistos grafitosos.

De uma maneira geral observa-se uma estratigrafia na Fm. Campestre que inicia com um xisto filito azulado maciço na base, seguido por um predomínio de filitos grafitosos cinza-prateados com poucos níveis de quartzitos, que grada para uma intercalação centimétrica a métrica de filitos xistos grafitosos e quartzitos. Esta distribuição estratigráfica foi documentada por Ribeiro (1980) e Ribeiro e Heilbron (1982) em áreas vizinhas. Localmente ocorrem variações faciológicas laterais para um predomínio de quartzitos com micas brancas e cinzentas e níveis centimétricos de filito grafitoso, como na parte este das Serras do Pombeiro e Estância.

Quartzo, mica branca e grafita, e minerais opacos (ilmenita e rutilo) em proporções variadas, são os minerais sempre presentes nos filitos e xistos da Fm. Campestre. Cloritóide, granada, estauroлита e cianita ocorrem em níveis de composição química apropriada de acordo com a distribuição das isógradas metamórficas. Turmalina e zircão são acessórios frequentes.

3.2.2 Grupo São João Del Rey

As rochas do Grupo São João Del Rey englobam a maior parte dos metassedimentos da área considerada, aflorando numa faixa central brada que se estende para NE e para SE em direção a São João Del Rey e Madre de Deus respectivamente (Fig. 2). Pode ser subdividido em duas unidades:

a) A unidade basal é composta por xistos e/ou filitos grafitosos (semelhante aos da Fm. Campestre), com poucos níveis quartzíticos jaz diretamente sobre o embasamento. Os filitos e xistos são compostos por mica branca, quartzo, grafita e opacos e de acordo com o metamorfismo granada, cianita, estauroлита e localmente cloritóide.

b) A unidade superior é representada por uma variedade biotita xistos, biotita-clorita filitos e biotita gnaisses, sempre com venéculas centimétricas de quartzo. Biotita, clorita, mica branca, quartzo e plagioclásio são seus constituintes principais. Carbonato e turmalina são acessórios frequentes. A granada almandina pode aparecer de acordo com o aumento do metamorfismo. Um nível de metaconglomerado polimítico, com poucos seixos de até 50 cm de diâmetro de quartzo, gnaisses e quartzito dispersos numa matriz xistosa escura, foi observado a oeste de Madre de Deus (Fig. 2).

O contato entre as duas unidades do Grupo São João Del Rey é gradacional, caracterizado por faixas com espessuras variáveis (de até centenas de metros na região de Madre de Deus), aonde são encontrados xistos com grafita e biotita. Várias transições faciológicas verticais e laterais foram observadas nestas unidades e podem ser visualizadas esquematicamente no perfil da figura 1.

Uma variedade de quartzitos micáceos com fucsita e magnetita e cianita; com níveis microconglomeráticos e intercalações decimétricas de filitos com mica branca afloram na Serra do Ouro Grosso (Fig. 1). Este pacote de quartzitos jaz diretamente sobre o embasamento. Pela semelhança litológica e de estilo estrutural com as unidades quartzíticas da Fm. Tiradentes (Ebert, 1956a) que ocorrem mais a NE, nas Serras do Lenheiro e Tiradentes, interpretou-se esta unidade de quartzitos como integrante do Grupo São João Del Rey.

4. ESTRUTURAS

Evidências de três fases de deformação foram encontradas nas unidades litológicas mapeadas. Estas fases encaixam no esquema regional proposto por Trow et alii (1980, 1983), observadas também no mapeamento das áreas vizinhas de Minduri e Itumirim por Paciullo (1980) e Ribeiro (1980), respectivamente.

4.1 D₃ - Última Fase de Deformação

Dobras abertas e apertadas que ocorrem em diversas escalas com direção dos eixos variando entre 170-250° com mergulhos suaves (0° a 35°) e com planos axiais mergulhando íngreme para SE-E (150-80°) caracterizam esta fase de deformação. Uma lineação de crenulação sempre presente nas unidades filíticas e xistosas, e localmente uma lineação de intersecção entre o acamamento sedimentar e a clivagem de crenulação S₃ foram observadas. A clivagem de crenulação S₃ se desenvolve de acordo com a competência das litologias (mais frequente nos xistos e filitos) e com a intensidade da deformação no local.

A intensidade da deformação D₃ varia bastante na área mapeada, e está associada a uma zona de cisalhamento com transcorrência dextral e direção NE-SW. Esta zona atravessa a porção oeste da área e se estende para SW em direção a região de Luminárias (Trouw et alii, 1980, 1982 e Ribeiro et alii, 1982). Assim é que pode-se observar uma variação nas estruturas D₃, desde crenulações abertas e ondulações suaves nos quartzitos nas Serras da Estância e Carrancas, até dobras apertadas com o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação S₃ bastante penetrativa na Serra do Pombeiro.

As variações observadas na atitude dos elementos estruturais de D₃ (Fig. 3) parece ser controlada pela conjugação de vários fatores: a) por uma zona de cisalhamento associado a D₃ que teria rotado a lineação L₃ junto com o plano S₃ para a direção do cisalhamento (hipótese discutida por Trouw et alii, 1982); b) pela atitude dos elementos estruturais (S₀//S₁, e S₂) anteriores a D₃; e c) pela refração da clivagem em camadas com competências contrastantes. São necessários estudos mais detalhados para o esclarecimento deste problema estrutural.

4.2 Fases de Deformação Pré-D₃

Foram encontradas na área mapeada evidências de duas fases de deformação anteriores a D₃. As estruturas pré-D₃ podem ser reconhecidas por estarem deformadas por dobras D₁, por serem cortadas pela clivagem S₃ e pela orientação e morfologia dos seus elementos estruturais.

As dobras pré-D₃ são isoclinais apertadas, com eixos variando entre 260-280° ou 80-120° com mergulhos suaves, com planos axiais sub horizontais e via de regra apresentam uma lineação mineral paralela ao eixo. Com relação a clivagem encontrada no plano axial, pode-se subdividir as dobras pré-D₃ em três tipos: a) dobras com uma clivagem de crenulação no plano axial; b) dobras que deformam uma clivagem ardósiana anterior subparalela ao acamamento sedimentar (S₀) sem desenvolverem uma nova clivagem; e c) dobras comuns a clivagem ardósiana no plano axial.

Os tipos a e b indicam a existência de duas fases de deformação. Uma responsável pela criação de uma clivagem ardósiana (S₁) penetrativa representada pelo paralelismo de micas metamórficas (D₁ - antepe núltima fase de deformação), e outra fase (D₂ - penúltima fase) posterior que causou o dobramento da clivagem S₁ e localmente desenvolveu uma clivagem de crenulação (S₂) paralela ao seu plano axial.

No caso das dobras tipo c, entretanto, torna-se difícil sua interpretação. Estas dobras com clivagem ardósiana no plano axial podem ser interpretadas de diversas maneiras: podem ter sido formado durante D₁ e neste caso a clivagem é S₁; ou tratam-se de dobras D₂ em níveis quartzíticos mais puros que não propiciaram o desenvolvimento de crenulações e neste caso a clivagem ardósiana é S₂; ou podem ainda representar um caso local aonde uma das duas fases de deformação deixou de atuar.

Dobras D₂ em escala maior ocorrem na área mapeada. Como exemplos pode-se citar um sinformal aproximadamente recumbente responsável pela repetição das formações do Grupo Carrancas nas Serras de Carrancas e do Pombeiro, e por uma sequência de antiformalis e sinclinais deitados que repetem as unidades do Grupo São João Del Rey em toda baixada a norte da Serra de Carrancas (Fig. 3). Merece também destaque uma estrutura de interferência entre D₂ e D₃ que deu origem a um enorme padrão de

cogumelo (tipo 2 de Ramsay, 1967) na junção das Serras das Bicas com a Serra de Carrancas. Esta estrutura, bem como a Serra de Carrancas são alvos de um estudo estrutural detalhado por Dayan (1983).

Em escala de afloramento foram observadas inúmeras dobras D_1 , com o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação tanto nos quartzitos como nos xistos, sendo que nos últimos esta clivagem de crenulação transpõe quase totalmente o plano S_1 e torna-se a xistosidade principal observada. Uma lineação de crenulação foi documentada nos xistos e filitos.

As poucas dobras que com um razoável grau de certeza podem ser atribuídas a D_1 foram reconhecidas na Serra do Ouro Grosso. Tratam-se de dobras isoclinais a apertadas com eixos em torno de $100-130^\circ/10-30^\circ$ paralelos a uma forte lineação mineral, e com planos axiais para sul com mergulhos entre 30 e 60° . A existência de uma clivagem ardósia na (S_1) subparalela ao acamamento sedimentar (S) e o fato de nas áreas vizinhas de Luminárias e Ingaí (Trouw et alii, 1983) terem sido encontrados muitos exemplos de dobras D_1 , parecem confirmar a existência de processos de deformação intensos anteriores a D_2 . Os autores citados acima levantam a hipótese de " D_2 e D_1 serem o resultado de diferentes respostas do conjunto rochoso, conforme este conjunto foi gradualmente aquecido, e que o campo de esforços era essencialmente o mesmo".

Outro problema estrutural levantado se refere a lineação mineral, que em grande parte da área mapeada se encontra paralela aos eixos de dobras D_2 e localmente D_1 (Serra do Ouro Grosso), e que na Serra da Estância se encontra deformada pelas dobras D_2 . Com os dados estruturais disponíveis no momento, pode-se sugerir que em grande parte as lineações minerais tenham formado durante D_1 , associadas a dobramentos e empurrões. Uma vez formadas estruturas D_1 fortemente lineares, duas direções teriam sido aproveitadas por D_2 . Tal hipótese poderia explicar o fato de serem encontradas lineações minerais tanto com atitudes paralelas a D_2 , como deformadas nesta fase, sem descartar a possibilidade de que localmente puderam se formar lineações durante D_2 .

O contato entre os metassedimentos dos Grupos Carrancas e São João Del Rey é interpretado como sendo uma superfície de empurrão, de acordo com as seguintes observações de campo: a) São encontradas lençóis de rochas do embasamento ao longo deste contato (Fig. 2); b) Existe uma nítida discordância entre os metassedimentos do Grupo Carrancas e o contato entre o biotita xisto e o embasamento, a norte da Serra da Estância; c) Foi documentado um rápido acunhamento lateral nos quartzitos da Fm. São Tomé das Letras ao longo deste contato (a sul da Serra do Pombeiro); e d) Pegmatitos e níveis feldspatizados ocorrem nos quartzitos e xistos na base da Serra de Carrancas.

A superfície de empurrão se encontra dobrada por D_1 na Serra da Estância (Ribeiro, 1980). Esta relação se modifica em direção a Serra de Carrancas, aonde a superfície de empurrão se desmembra em dois níveis que parecem truncar dobras D_2 na região do cogumelo (Fig. 3). Para explicar esta observação pode-se admitir a hipótese já discutida anteriormente de que D_2 e D_1 sejam fases de deformação contínuas resultantes de um único campo de esforços.

5. METAMORFISMO

Evidências de duas gerações de paragêneses metamórficas foram observadas nas unidades metassedimentares superiores. A primeira delas representa o metamorfismo principal de toda a porção sudeste do Estado de Minas Gerais, com características bárias de pressão intermediária. Este metamorfismo progride na área estudada desde o fácies xisto verde até o fácies anfíbolito, produzindo paragêneses retrógradas nos gnaisses do embasamento. Uma segunda geração de paragêneses foi também observada, com um caráter tardi- a pós-tectônico em relação a D_1 (cap. 6).

5.1 Metamorfismo Principal

Os xistos e filitos grafitosos da Fm. Campestre e do Grupo

São João Del Rey são as litologias mais indicativas em termos composicionais para um estudo detalhado do metamorfismo. Paragêneses diagnósticas com cloritóide, granada, estauroлита e cianita são encontradas nestas unidades. O biotita xisto que pode conter granada e o estudo da composição dos plagioclásios nos gnaisses do embasamento fornecem também indicações a cerca do grau metamórfico.

No fácies xisto verde inferior, observado em toda a parte N-NE da área mapeada (Fig. 4), foram descritas as seguintes paragêneses:

a) nos xistos grafitosos:

mica branca + quartzo + grafita + cloritóide ± clorita ± opacos ± turmalina

mica branca + quartzo + grafita + clorita ± opacos ± turmalina

mica branca + quartzo + grafita ± opacos ± turmalina

Sendo a primeira observada principalmente na Fm. Campestre.

b) no biotita-xisto

mica branca + biotita + clorita + quartzo ± plagioclásio ± opacos ± turmalina ± carbonato

c) nos gnaisses do embasamento

plagioclásio albitico + quartzo + microclina + clorita + biotita ± epidoto ± clinzoisita ± alanita ± apatita ± zircão

A transição entre o fácies xisto verde inferior e superior é marcada pela isógrada da granada e almandina (Fig. 4) que começa a aparecer primeiro nos xistos grafitosos um pouco depois no biotita xisto. As paragêneses típicas para o fácies xisto verde superior são:

a) mica branca + quartzo + grafita + cloritóide + granada opacos turmalina; nos xistos grafitosos da Fm. Campestre.

b) mica branca + quartzo + grafita + clorita ± granada ± opacos ± turmalina; nos xistos grafitosos do Grupo São João Del Rey.

c) mica branca + quartzo + biotita + granada ± clorita ± opacos turmalina

O crescimento da granada almandina deve ter acontecido a partir de reações entre clorita, biotita e quartzo no biotita xisto; e reações entre clorita, cloritóide e quartzo e/ou clorita, muscovita e quartzo nos xistos grafitosos.

A mudança do fácies xisto verde para o fácies anfíbolito é representada na Serra do Pombeiro (Fig. 4) por uma faixa onde coexistem o cloritóide primário e a estauroлита. Novamente os xistos grafitosos da Fm. Campestre documentam melhor esta passagem. Nos xistos grafitosos do Grupo São João Del Rey esta transição é mais abrupta, começa do simplesmente a crescer estauroлита, enquanto que no biotita xisto nenhuma modificação diagnóstica pode ser documentada. Mica branca + quartzo + grafita + cloritóide + granada + estauroлита ± cianita ± opacos ± turmalina é a paragênese típica para esta faixa de transição.

O passo seguinte no aumento do metamorfismo é o desaparecimento do cloritóide da paragênese anterior, mais a oeste na Serra do Pombeiro. Xistos grafitosos com granada e estauroлита são as litologias típicas para o fácies anfíbolito que persiste em toda a porção Sul-SE da área mapeada. Desde as Serras do Pombeiro e Carrancas até a baixada de Madre de Deus.

Uma série de reações metamórficas parece marcar a isógrada da estauroлита, o aparecimento simultâneo de cianita nos xistos grafitosos e o desaparecimento posterior do cloritóide. Winkler (1977) define a transição entre o fácies xisto verde e anfíbolito em rochas pelíticas portadoras de cloritóide e/ou estauroлита, como dada pelo grau de isorreação estauroлита estável. Ganguly (1969) estudando a estabilidade do cloritóide, ressaltou que sua transformação para estauroлита era conseguida através de um conjunto de diferentes reações que são controladas pela composição química e pela mobilidade do oxigênio. O mesmo autor concluiu que estas reações ocorrem num intervalo muito pequeno de temperatura e que muitas vezes a estauroлита não é formada diretamente a partir do cloritóide. Esta discussão se encaixa na área considerada, onde uma variedade de paragêneses metamórficas com cloritóide e/ou granada e/ou estauroлита e/ou cianita coexistem na faixa de transição entre o fácies xisto verde e anfíbolito.

Outro ponto relativo ao metamorfismo que exige uma discussão maior é o aparecimento e distribuição da cianita. Nos quartzitos micáceos da Fm. São Tomé das Letras e nas unidades do quartzito de Itutinga a cianita aparece no fácies xisto verde e persiste em todo o fácies anfibolito, enquanto que nos xistos grafitosos da Fm. Campestre só começa a crescer no fácies anfibolito. Tal observação sugere duas isógradas diferentes para criação de cianita, uma no fácies xisto verde a partir de pirofilita e quartzo, e outra já na transição do fácies xisto verde para o fácies anfibolito a partir de várias reações que compõem o grau de isorreação estauroilita estável.

A distribuição da cianita é muito irregular, não permitindo o traçado das isógradas no mapa metamórfico. Outras três isógradas puderam ser mapeadas e podem ser visualizadas no mapa metamórfico (Fig. 4), são elas: o aparecimento da granada almandina, o aparecimento de estauroilita e o desaparecimento do cloritóide primário (na Serra do Pombeiro). Estas isógradas truncam o acamamento sedimentar (S_0) e a superfície de empurrão (D_1 - D_2), sem causar nenhum pulo metamórfico entre os metassedimentos alóctones (Grupo Carrancas) e autóctones (Grupo São João Del Rey).

5.2 Metamorfismo Tardi-D,

Paragêneses retrógradas superimpostas ao metamorfismo principal, foram observadas nas unidades litológicas da área mapeada, são elas:

- Crescimento de muscovitas discordantes à estrutura geral observada nas seções delgadas de todas as unidades litológicas.
- Crescimento de grandes cristais e agregados de cloritóide, que por vezes substituem antigos porfiroblastos de granada; ocorrem nos xistos grafitosos.
- Aparecimento de porfiroblastos e/ou agregados de clorita foram observados nos xistos grafitosos e no biotita xisto.

Estas paragêneses minerais indicam que as condições de temperatura não excederam a do fácies xisto verde durante este evento metamórfico. Contrastando com as paragêneses do metamorfismo principal, a distribuição das paragêneses retrógradas é muito irregular, tendo sido observadas localmente em algumas seções delgadas. Desta maneira, não foi possível o traçado das isógradas relativas ao aparecimento destes minerais.

Estudos de geobarometria através da análise por difração de raios-X das micas brancas fengíticas estão sendo realizados, visando a caracterização do regime de pressão deste metamorfismo. Os dados de geobarometria serão utilizados para tentar descobrir se o retrometamorfismo representa um evento metamórfico independente, ou se simplesmente caracteriza um abaixamento lento da temperatura do metamorfismo principal.

6. RELAÇÃO ENTRE METAMORFISMO E DEFORMAÇÃO

Com base no estudo microtectônico das lâminas delgadas foi possível posicionar no tempo o crescimento dos diversos minerais metamórficos, relacionando assim o metamorfismo com as três fases de deformação que atuaram na área. Estudou-se diversos porfiroblastos, suas inclusões e a relação com a xistosidade externa. Foram feitas as seguintes observações:

- Nos xistos e filitos a clivagem principal observada já é uma clivagem de crenulação apertada (S_2) (Fig. 5). Em muitos exemplos as crenulações S_2 se tornam tão apertadas que praticamente se transformam numa nova clivagem ardosiana. Nos quartzitos mais puros, a clivagem ardosiana S_1 subparalela a SS ainda representa o principal plano tectônico da rocha, que se encontra deformado em dobras D_2 .
- As dobras D_2 são apertadas a isoclinais, caracterizadas por processos de recristalização intensos nas charneiras, originando agregados poligonais de quartzo e arcos poligonais de micas, livres de extin-

ção ondulante (Fig. 6a e 6b). Em contrapartida, as dobras D_1 são mais abertas (Fig. 7) e caracterizadas por forte extinção ondulante de quartzo e micas nas charneiras. Localmente desenvolve-se uma clivagem S_3 .

- c) As micas (biotita, clorita e muscovita), os minerais opacos e o cloritóide (Fig. 8) seguem a clivagem S_1 e são encontrados dobrados por dobras D_2 .
- d) A Granada almandina aparece como porfiroblastos contendo inclusões orientadas (S_1) de quartzo, cloritóide, micas e opacos. Estas inclusões possuem padrões retos, ou mais caracteristicamente em S ou Z (Fig. 9) indicando crescimento sin-cinematóico. A clivagem de crenulação S_2 se desvia ao redor dos porfiroblastos.
- e) As estaurolitas possuem inclusões tanto retas seguindo o S_2 , como podem apresentar inclusões de dobras D_2 (Fig. 10).
- f) Os porfiroblastos retrógrados de mica branca, cloritóide (Fig. 11) e clorita sobrecrecem as dobras D_1 ; e apresentam ainda sinais de extinção ondulante.

Com base nestas observações microtectônicas, nas distribuição das isógrads metamórficas e na análise das fases de deformação, pode-se tentativamente fazer uma evolução metamórfico-estrutural para a área considerada, que basicamente concorda com a evolução regional proposta por Trouw et alii (1980, 1983).

- 1- Deposição de sequências metassedimentares equivalentes (Grupos Carrancas e São João Del Rey) sobre um embasamento constituído por ortognaisses, em parte já migmatíticos, associados a faixas de rochas vulcano-sedimentares (Grupo Barbacena).
- 2- A deformação D_1 , com empurrões e dobras, causou o empilhamento tectônico do Grupo Carrancas sobre o Grupo São João Del Rey. Início do metamorfismo com crescimento de mica branca, clorita, biotita, cloritóide e cianita nos quartzitos; que contribuiu com a deformação para o desenvolvimento de uma clivagem ardósiana (S_1) bastante penetrativa.
- 3- Com o aumento da temperatura e pressão, o metamorfismo atingiu seu auge (crescimento de granada almandina, e logo depois de estaurolita e cianita nos xistos) durante a deformação D_2 , que originou dobras apertadas a isoclinais, deitadas, com eixos E-W. Nos xistos e filitos implantou-se uma clivagem de crenulação (S_2) que transpôs a clivagem ardósiana anterior; e ainda foi apertada contra os porfiroblastos recém formados de granada e estaurolita. Possivelmente D_1 e D_2 representam processos contínuos de deformação em resposta ao mesmo campo de esforços.
- 4- Houve um intervalo de tempo no qual os esforços de deformação cessaram, e a temperatura permaneceu suficientemente alta para dar origem a processos de recristalização em cristais de quartzo e micas, tentando se recuperar dos esforços acumulados durante D_1 e D_2 .
- 5- Após este período de "calma tectônica", a temperatura abaixou e novos esforços deformacionais (D_3) foram aplicados no conjunto rochoso, dando origem a dobras mais abertas, assimétricas com eixos N/NE-S/SW e planos axiais íngremes para E-SE, e a uma zona de cisalhamento. No final de D_3 começaram a crescer porfiroblastos de cloritóide, muscovita e clorita indicando um metamorfismo retrógrado.

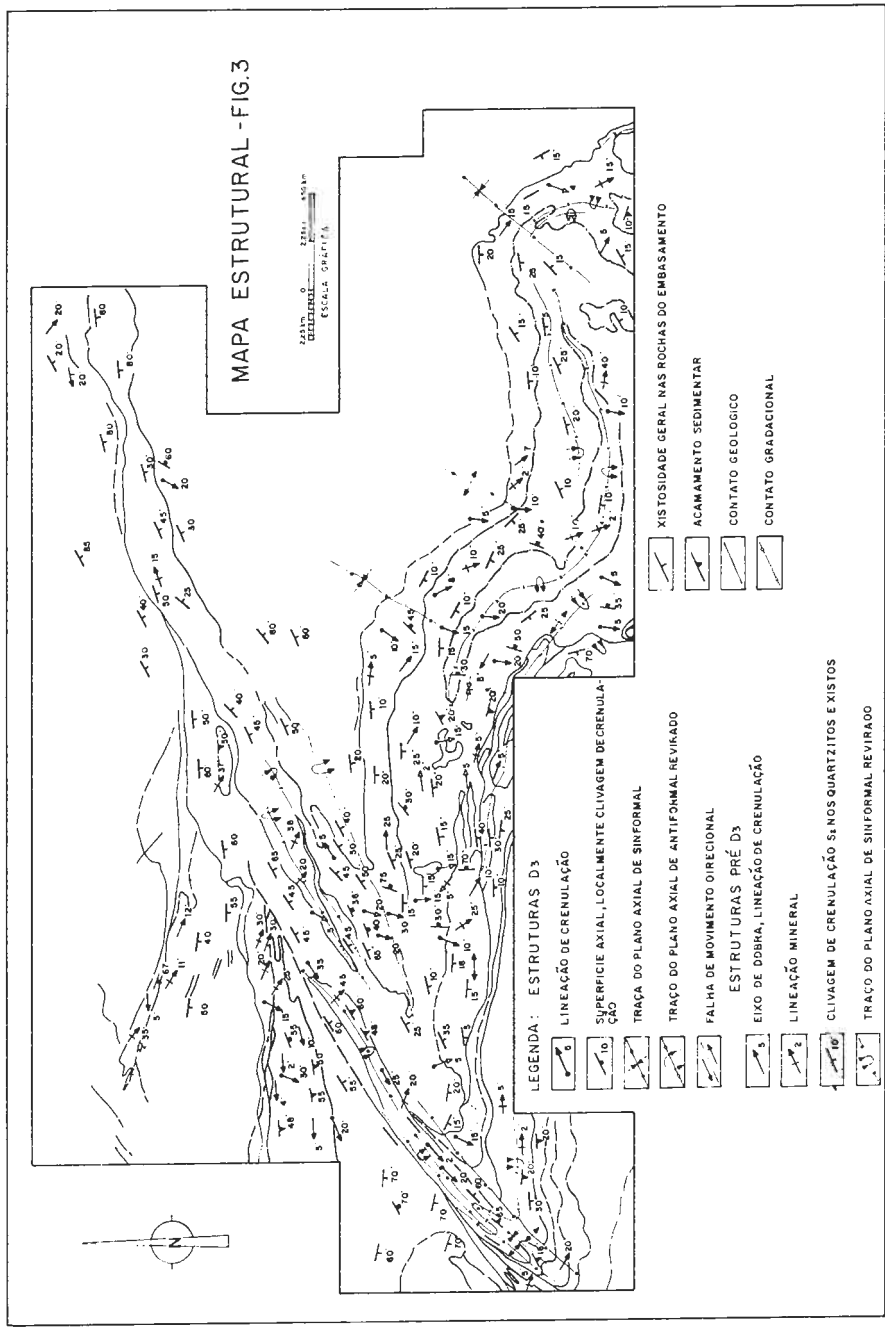
7. AGRADECIMENTOS

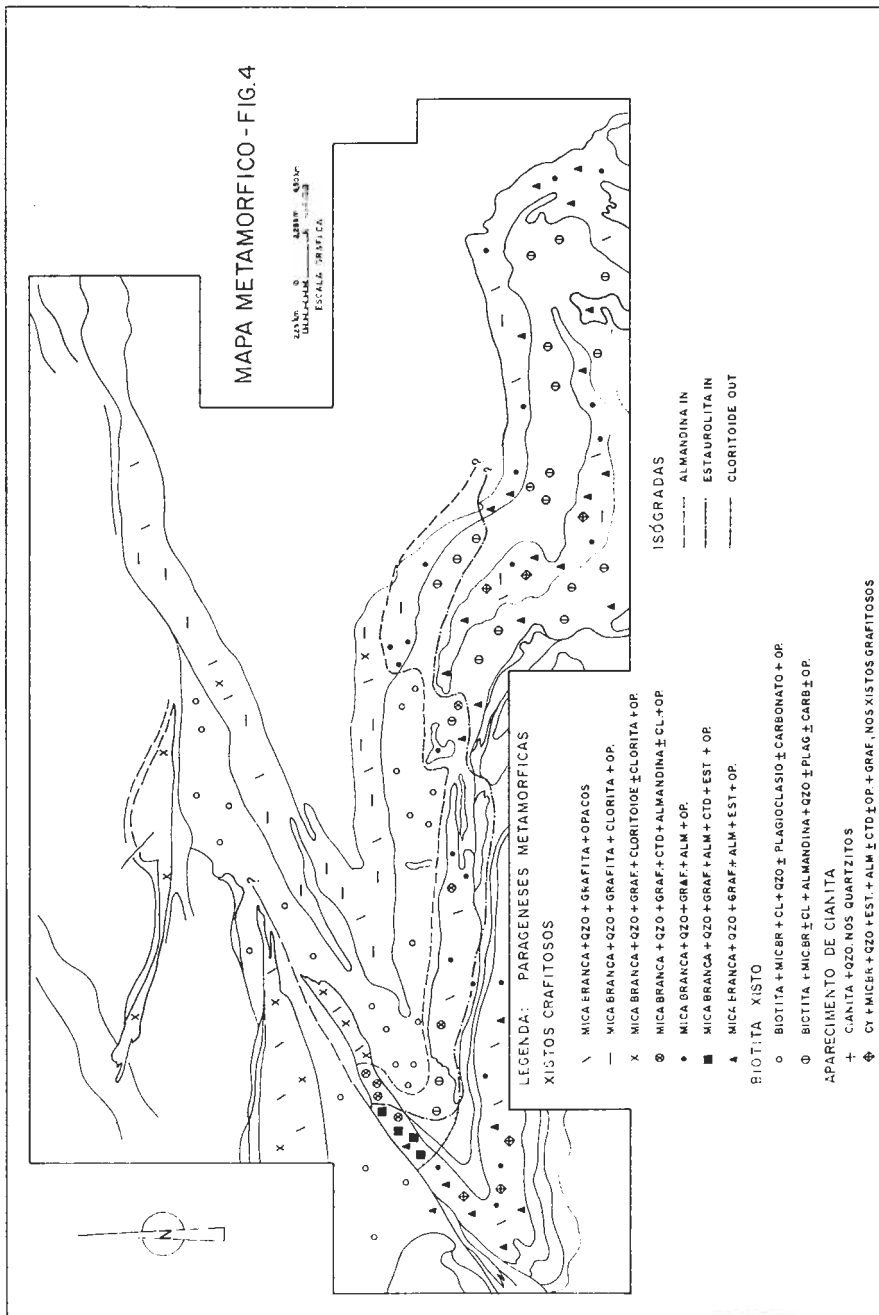
Agradeço a CAPES (através de bolsa de pós-graduação), ao Projeto de Pesquisas em Geociências IG-UFRJ/FINEP, Sub-Projeto II - Pesquisas em Geologia (Convênio 53/82/0657/00) e ao CNPq (Processo nº 401.858/81), pelo apoio financeiro.

Agradeço ainda ao Prof. Rudolph Trouw pela dedicação e orientação e aos colegas Salvador J. Chrispim, André Ribeiro, Fábio V.P. Paciullo, Cláudio de Morisson Valeriano, Rosângela R. Maciel e Antonio C. Magalhães pelas discussões sempre valiosas e pelo companheirismo nos trabalhos de campo.

8. BIBLIOGRAFIA

- DNPM (1978) - Projeto Mantiqueira-Furnas, Relatório Final, Convênio DNPM-CPRM.
- _____ (1979a) - Projeto Sapucaí, Relatório Final.
- _____ (1979b) - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape.
- EBERT, H. (1956a) - Pesquisas Geológicas na Parte Sudeste do Estado de Minas Gerais, Relatório Anual do Diretor, Geol. e Min., Ano de 1955, p. 62-81.
- _____ (1956b) - Pesquisas Geológicas na Parte Sudeste do Estado de Minas Gerais, Relatório Anual do Diretor, Geol. e Min., Ano de 1956, p. 97-107.
- _____ (1963) - The Manganese-Bearing Lafaiete Formation as a Guide-Horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais. An. Acad. Brasil. Ciênc., 35, nº 4, p. 545-559.
- _____ (1968) - Ocorrências de fácies granulítica no Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. An. Acad. Brasil. Ciênc., 40, suplemento, p. 215-229.
- _____ (1971) - Os Paraibides entre São João Del Rey, Minas Gerais e Itaipira, São Paulo, e a bifurcação entre Araxaides e Paraibides, Bol. Esp. nº 1 (Resumo das Comunicações). XXV Congr. Brasil. Geol., São Paulo.
- GONGULY, J. (1968) - Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-O_2$. Am. J. Scienc. 266, p. 373-382.
- _____ (1972) - Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. Journ. Petrol. 13, part 63, p. 335-365.
- MIYASHIRO, A. (1975) - Metamorphism and Metamorphic Belts. George Allen & Unwin Ltda., 492 p.
- PACIULLO, F.V.P. (1980) - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Minduri, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.
- PIRES, F.R.M. (1978) - Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.
- RAMSAY, J.G. (1967) - Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill Book Company, 568 p.
- RIBEIRO, A. (1980) - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Itimirim, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.
- RIBEIRO, A. e HEILBRON, M. (1982) - Estratigrafia e Metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An. XXVII Congr. Brasil. Geol., Salvador, BA, v. 1, p. 177-186.
- TROUW, R.A.J. e DAYAN, H. (1982) - Small and Large Scale Structures at the Junction of three Precambrian fold Belts, SE Brazil. Mitt. Ausder. Geol. Int., EHT Zurich, Neue Folge, 239a, p. 273-275.
- TROUW, R.A.J., PACIULLO, F.V.P., CHRISPIM, S.J. e DAYAN, H. (1982) - Análise de deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. An. XXXII Congr. Brasil. Geol., Salvador, BA, v. 1, p. 187-198.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. (1980) - Evolução Estrutural e Metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. An. XXXII Congr. Brasil. Geol., Camboriú, SC, v. 5, p. 2273-2784.





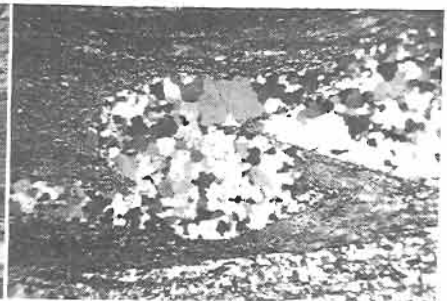


Fig. 5 - Dobras D_1 , abertas com clivagem de crenulação S , que corta ambos os flancos de uma dobra D_2 apertada, com plano axial horizontal. Filito grafitoso, nicóis X, escala da foto 2 mm.

Fig. 6a - Dobra D_2 numa vênula de quartzo do biotita-xisto. Pode-se observar a recristalização de grãos de quartzo que formam um mosaico poligonal. Nicóis X, escala da foto 3 mm.

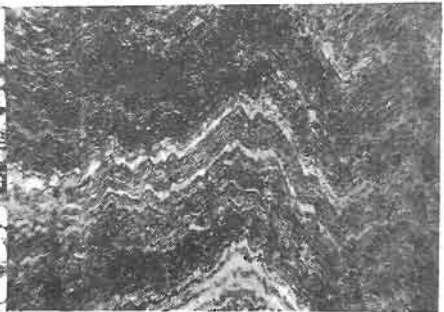
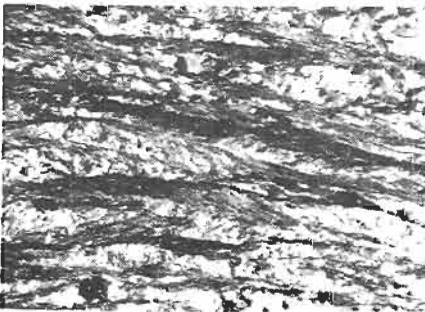


Fig. 6b - Recristalização de micas formando arcos poligonais nas charneiras de dobras D_2 . Nicóis X, escala da foto 1,5 mm.

Fig. 7 - Dobras D_1 , abertas com formação de uma clivagem de crenulação S , observadas no filito grafitoso. Nicóis X, escala da foto 4 mm.

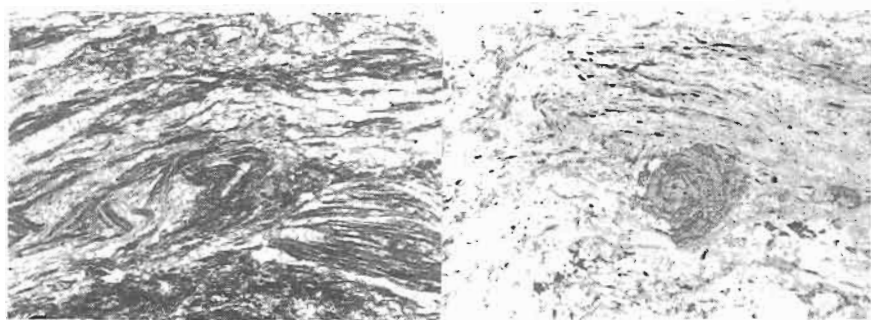


Fig. 8 - Cristais de cloritóide (relevo al-
to) e ricos deformados em dobras D_2 . Nicóis //
escala da foto 1,5 mm.

Fig. 9 - Porfiroblasto de granada com
padrão em espiral, indicando crescimento
sincinemático. Nicóis //
escala da foto 6 mm.

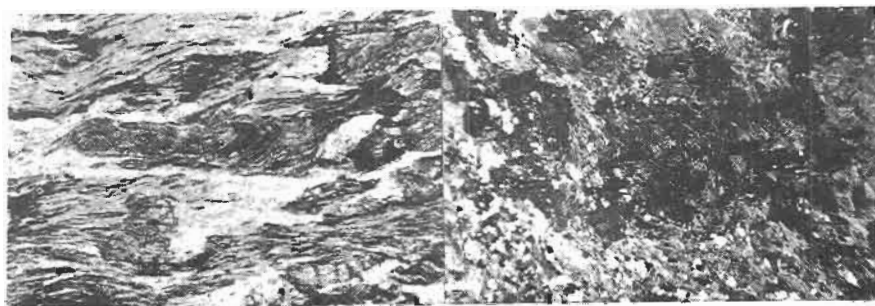


Fig. 10 - Porfiroblasto de estaurolita (re-
levo alto) com inclusão de uma dobra D_2 . Ni-
cóis X, escala da foto 5 mm.

Fig. 11 - Porfiroblastos pós-tectônicos
de cloritóide, com geminação porfiroblás-
tica, observados no filito grafitoso. Ni-
cóis X, escala da foto 3 mm.

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA SERRA DE TRÊS PONTAS, MG
DADOS PRELIMINARES

Rosângela Ramos Maciel
Mestranda em Geologia do Instituto de Geociência - UFMG - B.Horizonte, MG

ABSTRACT

In the area of Três Pontas, southern Minas Gerais, occur phylites and quartzites that may be correlated with the Carrancas Group.

Detailed studies have been carried out showing interference patterns that have been interpreted as corresponding to a deformational model involving three phases.

The last deformation phase (D_3) generated open folds and crenulations, sometimes accompanied by a new cleavage. The second phase (D_2) caused much tighter folds and crenulations, again only locally accompanied by discrete cleavage (S_2), parallel to the axial surface. Apparently, only the earliest deformation phase (D_1) created a penetrative slaty cleavage subparallel to the bedding.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho visa a apresentação dos dados preliminares obtidos durante o mapeamento geológico, desenvolvido para fins de tese de Mestrado. A área em questão faz parte de um trabalho de mapeamento detalhado, em escala 1:25.000, que vem sendo realizado por uma equipe, orientada pelo Prof. Rudolph A.J. Trouw, nas vizinhanças de Lavras, Andreilândia e São João del Rei, Minas Gerais.

O enfoque deste trabalho é o estudo das estruturas presentes nos filitos e quartzitos da Serra de Três Pontas, interpretadas como resultantes de três fases de deformação. Para tanto, está sendo realizado um mapeamento em escala aproximada de 1:5.000, sendo os dados apresentados em base topográfica 1:25.000, ampliada da Folha Ribeirão da Espera (1:50.000) do IBGE.

A Serra de Três Pontas situa-se entre as cidades de Três Pontas, Nepomuceno e Carmo da Cachoeira, a NW de Varginha.

Entre os estudos anteriores destacam-se os de Ebert (1965a, 1965b, 1968) e o Projeto Sapucaí, realizado pelo DNPM (1979), todos de caráter regional.

LITOLOGIAS

As litologias da região podem ser divididas em quatro conjuntos: rochas pertencentes ao embasamento; metassedimentos aflorantes na Serra de Três Pontas; gnaisses aflorantes ao sul e oeste da serra, estruturalmente acima dos referidos metassedimentos; e gnaisses e xistos mais ao sul, atribuídos ao Grupo Andreilândia (Ebert, 1965a e b).

A natureza do contato entre o embasamento e os metassedimentos ainda não foi claramente determinada. Quanto ao contato entre os metassedimentos e os gnaisses, que ocorrem ao sul bem junto à Serra, este parece ser normal, não tendo sido encontrado nenhum indício de estruturas resultantes de empurrão.

Embasamento

Aflorando ao norte da serra, é composto principalmente de gnaisses muitas vezes milonitizados, de composição tonalítica a granodiorítica, e de intercalações, de espessuras variáveis, de anfíbolitos e rochas ultramáficas, como clorita-, tremolita- ou talco-xistos.

Metassedimentos

Devido à escala em que está sendo feito o mapeamento (aproximadamente 1:5.000), os metassedimentos puderam ser estudados litologicamente com mais detalhe (vide Fig. 1). Foram identificadas seis unidades, descritas a seguir, da base para o topo (do norte para o sul):

(A) Rocha bandeada, feldspática, de granulometria fina, com bandas mais e menos quartzosas. Localmente apresenta um caráter microconglomerático, com arcabouço de grãos quartzo-feldspáticos. Também localmente apresenta-se como um biotita-filito, composto de muscovita, quartzo, clorita, biotita, plagioclásio, apatita e opacos. Esta unidade ocorre estruturalmente na base da sequência metassedimentar, estendendo-se em direção à baixada, do lado norte da serra. Nesta região é comum a ocorrência de grandes voçorocas.

(B) Nesta unidade predomina um filito cinza escuro, composto principalmente por muscovita, opacos e quartzo. Nela ocorrem níveis bandeados, mais quartzosos. Estes níveis são formados por intercalações, com várias espessuras (desde milímetros a metros), de um quartzito branco com alguma muscovita, e bandas de filito cinza, composto de muscovita, opacos e quantidades variáveis de quartzo. Também foi notada a ocorrência de uma pequena lente de calcáreo, composta por carbonato, muscovita, quartzo e opacos, com turmalinas esparsas.

(C) Esta unidade é formada por intercalações com espessuras variáveis, desde centímetros até metros, de: i) quartzito com alguma mica branca, ii) quartzito esverdeado, com bastante mica verde clara, onde é frequente a ocorrência de magnetitas euédricas, às vezes concentradas em níveis finos, às vezes disseminada na rocha; iii) filito verde, composto principalmente por uma mica verde clara, com algum quartzo e opacos. São comuns níveis de filito cinza e de um quartzito listrado pela presença de bandas centimétricas de concentração de opacos.

(D) Filito branco, composto por muscovita, quartzo e opacos. São encontrados alguns bancos de quartzito micáceo, porém de pouca continuidade lateral.

(E) Quartzito listrado com camadas cinza centimétricas de concentração de opacos.

(F) Por fim, no topo da sequência, encontrou-se um filito branco, composto por muscovita, quartzo e opacos, com ocorrência de bancos de quartzito listrado com camadas cinza de concentração de opacos e quartzitos micáceos intercalados com filito verde claro. Sendo que, apesar destes bancos serem frequentes, não apresentam continuidade lateral.

Em áreas adjacentes, as unidades B, C, D, E e F são reunidas num único grupo, dito Grupo Carrancas (definido por Trouw et alii, 1980). O grau de metamorfismo é fraco (segundo Winkler, 1977), de acordo com as parágeneses apresentadas.

Gnaisses ao Sul da Serra de Três Pontas

Junto à serra, numa posição estruturalmente superior, encontrou-se um gnaíse, de granulometria fina a média, bandeado. As bandas mais escuras são formadas por maior concentração de biotita e as claras,

de quartzo e feldspato. Por vezes, são encontradas camadas decimétricas muito ricas em biotita. É comum a ocorrência de veios anfibolíticos concordantes. São encontrados também biotita-xistos, localmente com granada.

ESTRUTURAS

Devido à complexidade tanto litológica como estrutural, logo no início dos trabalhos ficou evidente a necessidade de um mapeamento em escala de grande detalhe (no caso, aproximadamente 1:5.000). Graças a este estudo, foi possível a divisão estratigráfica apresentada e, por meio desta, a determinação de padrões de interferência interpretados como resultantes no mínimo das duas últimas fases de deformação. Estes padrões podem ser observados nos mapas (Figs. 1 e 2) e perfis (Figs. 3 e 4).

Na parte oeste da serra pode-se observar um antiformal plungente para sudoeste, que tem plano axial subvertical e strike SW-NE. Este antiformal foi formado durante a última fase de deformação (D_3). Esta fase foi responsável pela formação de outras dobras, visíveis em escala de mapa (na parte este da serra) e em escala de afloramento, e crenulações geralmente abertas, com planos axiais que variam em mergulho de 60° - 90° , na direção 130° - 160° ou 310° - 330° . Plotando-se em estereograma as direções de maior inclinação dos planos da clivagem geral observada na área, obteve-se uma guirlanda, cujo eixo tem direção aproximada de $210^\circ/35^\circ$. As direções dos eixos das dobras e crenulações desta fase variam de 210° a 230° , com plunge de 10° - 40° . Em vários pontos da serra, pode ser observada uma nova clivagem (S_3), relacionada a esta fase de deformação, que corta a clivagem geral.

Frequentemente são encontradas dobras apertadas que possuem plano axial aproximadamente paralelo a clivagem geral. Estas dobras resultaram da penúltima fase de deformação (D_2), pois dobram nitidamente uma clivagem anterior (S_1) (Fig. 5). Poucas vezes pode-se observar a formação de uma nova clivagem paralela ao plano axial desta fase.

Devido ao dobramento (D_3) superimposto, tanto as direções dos planos axiais quanto dos eixos da penúltima fase são bastante variáveis. Em geral, quando o plano axial da penúltima fase mergulha para sul, o eixo das dobras e crenulações tem direções aproximadas de $90^\circ/5^\circ$ e $270^\circ/30^\circ$ - 0° . Quando o plano axial mergulha para sudeste, os eixos mudam para 215° - 230° , com plunge de 20° - 40° , aproximando-se da direção dos eixos da última fase (D_3), sendo que, num mesmo ponto, geralmente os da penúltima são mais íngremes que os da última.

A primeira fase de deformação (D_1) foi responsável pela formação de uma clivagem subparalela ao bandejamento composicional. Não foi observada ainda, nenhuma dobra que possa, sem sombra de dúvidas, ser relacionada a esta fase de deformação.

Em geral, a clivagem medida no campo é uma clivagem S_1 , porém girada para a direção do plano axial da penúltima fase (D_2), por ter esta fase formado dobras e crenulações bem apertadas. Somente em poucos pontos da serra pode-se medir uma superfície envoltória, que seria a direção de S_1 .

Tanto na parte noroeste quanto na sudeste da serra pode-se observar padrões de interferência do tipo três de Ramsay (1967), de dobras redobradas (ver também os perfis ilustrativos, Figs. 3 e 4). Apesar de, no campo, estes dobramentos pré- D_3 , poderem ser constatados, não foi observado um afloramento que determinasse com certeza, em que fase (D_1 ou D_2) estas dobras foram formadas. Devido à abundância de dobramentos D_2 e a não comprovação de que tenha-se formado dobras durante D_1 , estas dobras pré- D_3 foram interpretadas como resultantes da penúltima fase (D_2).

CONCLUSÕES

As rochas que afloram na Serra de Três Pontas, com exceção

dos filitos e gnaisses finos do nível A, compõem-se de quartzitos e filitos correlacionáveis ao Grupo Carrancas, definido por Trouw et alii (1980). Entretanto a divisão em formações proposta neste trabalho não se mostrou aplicável na área.

Estruturalmente são identificadas três fases de deformação. A última (D_3) gerou dobras e crenulações abertas, localmente com a formação de uma nova clivagem (S_3). Esta fase apresenta planos axiais subverticais, com strike NE-SW e eixos que mergulham 10° - 40° para SW.

A penúltima fase (D_2) gerou dobras e crenulações apertadas, raramente formando uma nova clivagem (S_2). A primeira fase (D_1) foi responsável apenas pela formação de uma clivagem (S_1), subparalela ao bandejamento composicional.

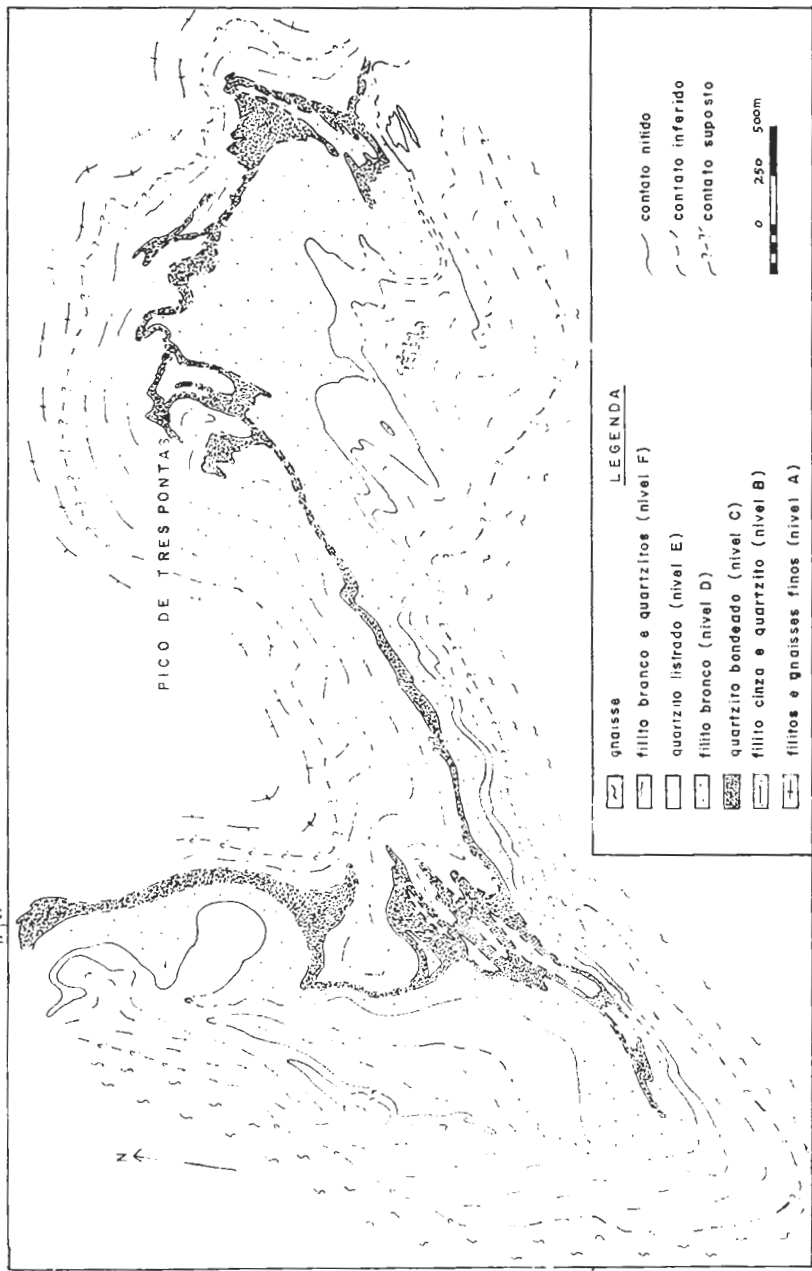
AGRADECIMENTOS

Agradeço o apoio financeiro da FINEP, através do convênio Projeto Pesquisas em Geociências - IG-UFRJ/FINEP (nº 53/82/0657/00). Agradeço ainda as discussões e a leitura crítica do Professor Rudolph A.J. Trouw.

BIBLIOGRAFIA

- DNPM - 1979 - Projeto Sapucaí, Relatório Final.
- EBERT, H. - 1965a - Pesquisas Geológicas na Parte Sudeste de Minas Gerais, Relatório Anual do Diretor. Geol. Min., Ano de 1955, p. 62-81.
- EBERT, H. - 1965b - Pesquisas Geológicas na Parte Sudoeste de Minas Gerais, Relatório Anual do Diretor. Geol. Min., Ano de 1956, p. 97-107.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências das Fácies Granulítica no Sul de Minas Gerais e em Áreas Adjacentes, em dependência da Estrutura Orogênica; Hipótese sobre sua Origem. An. Acad. Bras. Ciênc. 40(supl.):215-229.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. e WILLIAMS, P.F. - 1976 - An Outline of Structural Geology. Wiley Inst., 571 p.
- PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Minduri, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill Book Company: 568 p.
- RIBEIRO, A. - 1980 - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Itumirim, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Evolução Estrutural e Metamórfica de uma Área à SE de Lavras, Minas Gerais. XXXI Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú (SC), 5: 2773-2784.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Geologia Estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc. 55(1): 71-85.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das Rochas Metamórficas. Tradução para português da 4ª edição. Ed. Edgard Blücher Ltda., Porto Alegre.

N 125°



PICO DE TRÊS PONTAS

LEGENDA

- gnaisse
 - filito branco e quartzitos (nivel F)
 - quartzito listrado (nivel E)
 - filito bronco (nivel D)
 - quartzito bondeado (nivel C)
 - filito cinza e quartzito (nivel B)
 - filitos e gnaisses finos (nivel A)
 - contato nítido
 - contato inferido
 - contato suposto
- 0 250 500m

Fig. 1 : MAPA GEOLÓGICO

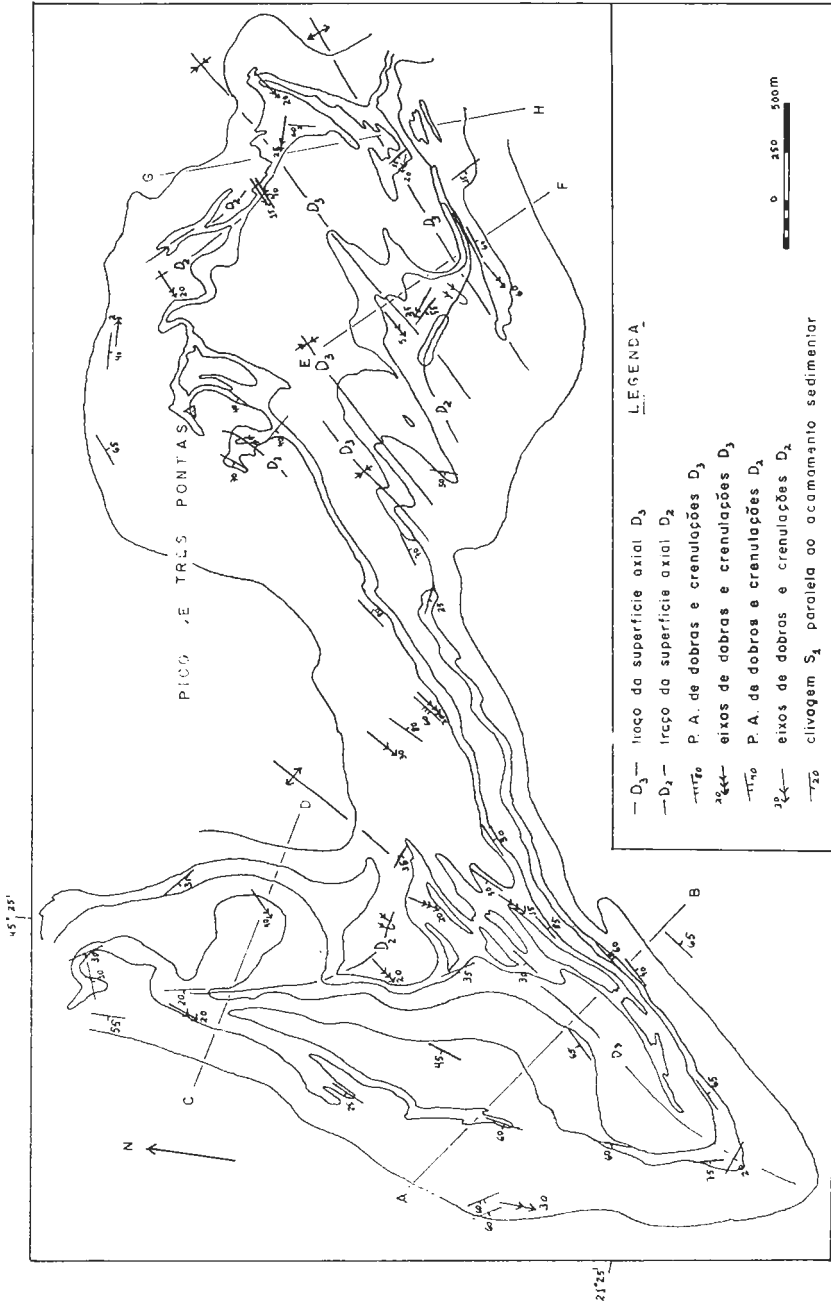


FIG. 2 : MAPA ESTRUTURAL

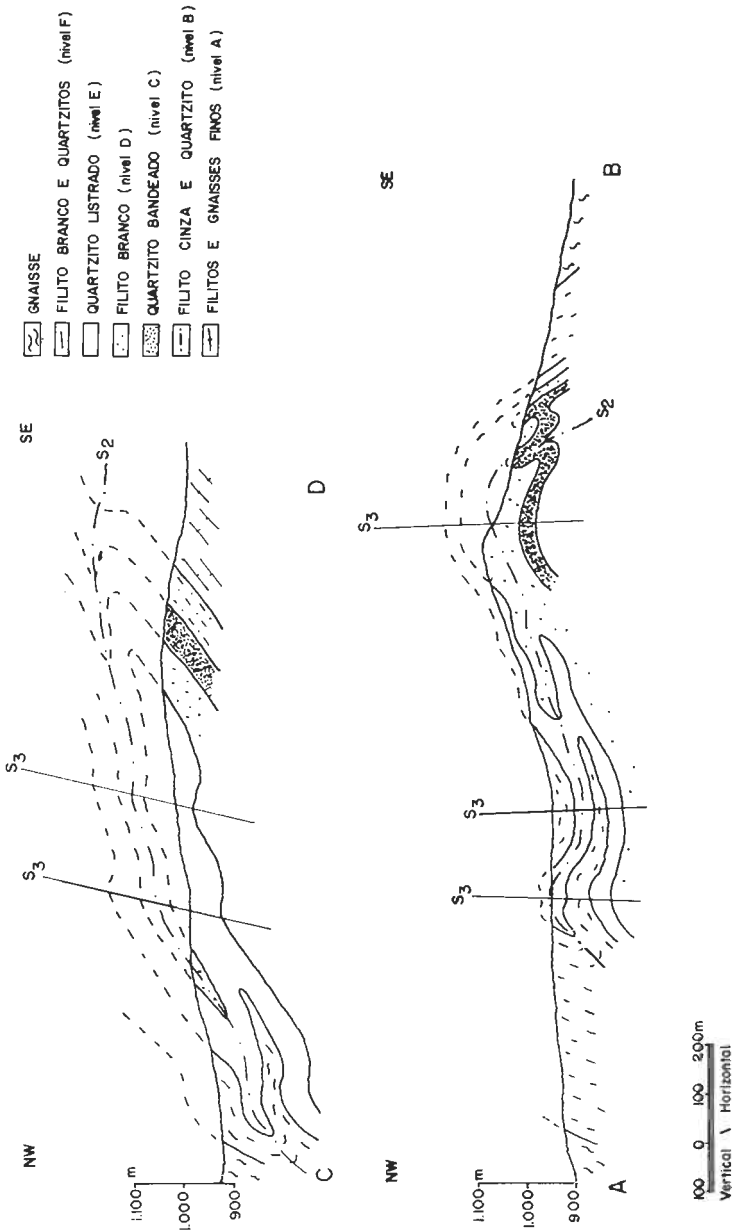
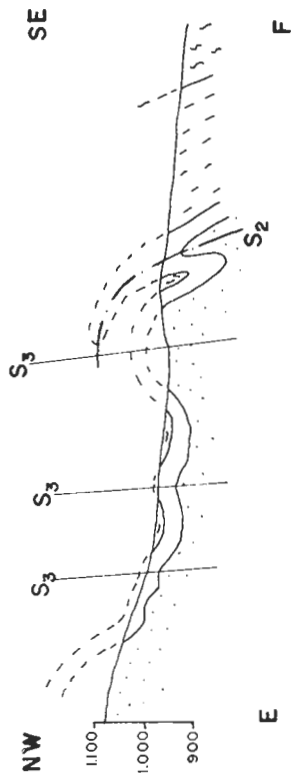
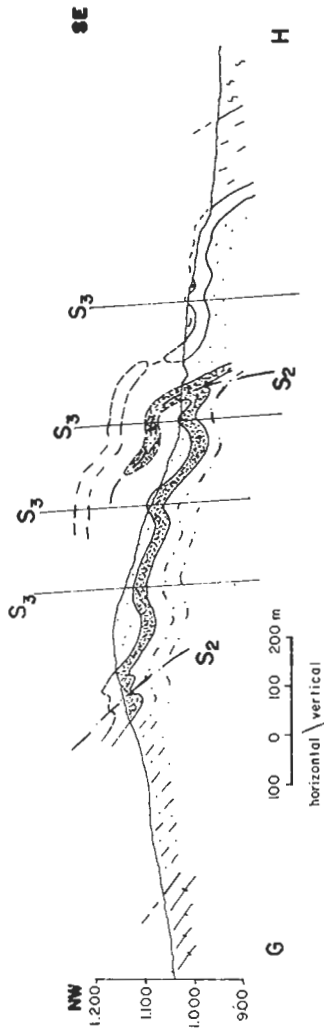


FIG. 3 PERFIS ESQUEMÁTICOS



- GNAISSE
- FILITO BRANCO E QUARTZITOS (nivel F)
- QUARTZITO LISTRADO (nivel E)
- FILITO BRANCO (nivel D)
- QUARTZITO BANDEADO (nivel C)
- FILITO CINZA E QUARTZITO (nivel B)
- FILITOS E GNAISSES FINOS (nivel A)

S_3 - TRAÇO DA SUPERFÍCIE AXIAL DE DOBRAS
OU CLIVAGEM D_3

S_2 - TRAÇO DA SUPERFÍCIE AXIAL DE DOBRAS
OU CLIVAGEM D_2

FIG. 4 PERFIS ESQUEMÁTICOS

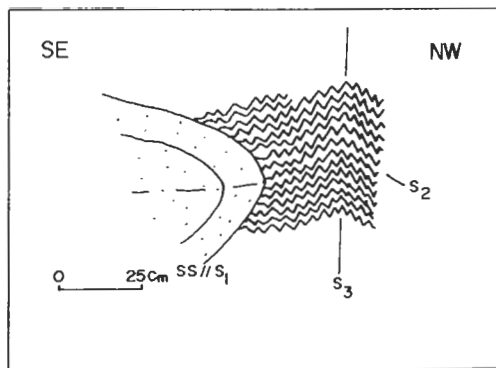


Fig. 5 - Quartzito do nível F mostrando dobra D_2 com clivagem plano axial crenulada por D_1 , nas bandas mais micáceas.

GEOLOGIA DAS FOLHAS DE FORTALEZA DE MINAS,
ALPINÓPOLIS, JACUÍ E NOVA RESENDE, MG

Norberto Morales*	Marcos Aurélio Farias de Oliveira*
Sebastião Gomes de Carvalho*	Maria Flôrida Brochini Rodrigues*
Asit Ghoudhuri*	Paulo Cesar Soares**
Alberto Pio Fiori***	Antenor Zanardo*

* Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais - UNESP, Rio Claro, SP

** Companhia de Mineração do Paraná - MINEROPAR

***Universidade Federal do Paraná

ABSTRACT

The present work summarizes results obtained during geological mapping of the areas covered by the quarter degree sheets Nova Resende, Jacuí, Alpinópolis and Fortaleza de Minas in Minas Gerais State. The mapping was carried out under contract between the Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPm) and UNESP (State University of São Paulo) through the Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Campus.

The area located in southeast Minas Gerais and bounded by Lat. $20^{\circ}15'$ and $20^{\circ}45'S$ and Long. $46^{\circ}15'$ and $46^{\circ}45'W$ was mapped at a 1:50 000 scale and condensed to a 1:200 000 scale for the purpose of presentation.

INTRODUÇÃO

No presente trabalho são apresentados os resultados obtidos através do mapeamento Geológico das quadrículas do Nova Resende Jacuí, Alpinópolis e Fortaleza de Minas, respectivamente Projetos Jacuí e Alpinópolis, fruto de um convênio realizado entre o Departamento da Produção Mineral (DNPm) e Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho" - UNESP, através de seu Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro.

Essa área, localizada no sudeste do estado de Minas Gerais, mais precisamente entre os paralelos $20^{\circ}45'$ e $20^{\circ}15'$ e os meridianos $46^{\circ}45'$ e $46^{\circ}15'$, foi mapeada primeiramente em escala 1:50.000, sendo que, os mapas ora apresentados de maneira bastante condensada, foram reduzidos à escala 1:200.000.

ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA

Geologicamente essa área pode ser caracterizada como das mais complexas do sudoeste do estado de Minas Gerais, tendo sido aí reconhecidas unidades que vão desde o arqueano até o recente. No arqueano foram posicionados os complexos Campo Gerais, Varginha-Guaxupé e Cinturão Vulcano Sedimentar Morro do Ferro. Enquanto que esses dois Complexos correspondem a feições particulares do Grupo Barbacena, tendo composição predominantemente gnaissica-migmatítica, o cinturão vulcano sedimentar Morro do Ferro corresponde a uma sequência de rochas metavulcânicas com intercalações de metassedimentos, e tem sido considerado como uma sequência de Greenstone Belt.

Sotoposto à essas unidades arqueanas ocorre o Grupo Araxá de idade proterozóica inferior, constituído predominantemente por filonitos com lentes de calcários associadas, quartzitos, granada micaxistos com intercalações quartzíticas, micaxistos e matacalcários.

A superposição de metamorfismo, dobramentos e falha-

mentos atuando sobre todas essas unidades, no proterozóico superior, de origem a uma unidade de rochas cataclásticas, que se localiza via de regra ao longo dos grandes sistemas de falhamentos transcorrentes da área.

Finalmente como unidades mais jovens, ocorrem sedimentos eluviais, coluviais e aluvionares pertencentes ao cenozóico.

A elucidação das interrelações entre as diferentes unidades desta complexa área, foi tentada através de diversos modelos geotectônicos, cabendo a Ebert a primazia de propor o primeiro modelo coerente. Esse modelo sofreu sucessivas mudanças e refinamentos por autores diversos mas ainda continua sendo válido na sua essência, uma vez que todos eles ressaltam que o Grupo Barbacena é o arcabouço litológico de uma área estável, correspondendo geotectonicamente a um craton, circundado por faixas móveis.

Só mais recentemente começam a surgir novas concepções geotectônicas para a área, principalmente fundamentadas em dados Geofísicos, como é o caso dos trabalhos de Almeida et alii (1980) e Haralloy e Hasui (1982). Esses últimos calcados em dados gravimétricos - apresentam pela primeira vez a possibilidade de se aplicar o modelo de tectônica de placas à área em foco.

LITOLOGIAS

As litologias presentes na área foram agrupadas em 5 unidades de mapeamento, com base em aspectos petrográficos e estruturais. As denominações atribuídas a essas unidades foram: Complexo Varginha-Guaxupé, Complexo Campos Gerais, Sequência Vulcano Sedimentar Morro do Ferro, Grupo Araxá e unidade sedimentar formada por sedimentos terciários-quaternários e aluviões recentes.

Complexo Varginha-Guaxupé

No Complexo Varginha-Guaxupé, que domina a porção sul das folhas de Jacuí e Nova Resende, foi agrupada vasta assembléia - de tipos petrográficos, cujas paragêneses mostram metamorfismo na fácies anfibolito médio a granulito. São eles migmatitos e gnaisses com intercalações de quartzitos e granulitos.

Os migmatitos mostram as mais diversas estruturas, to das elas referíveis à classificação de Mehnert (1968). Os tipos estruturais mais frequentes são: acamado, dobrado, oftálmico, schillieren e nebulítico, sendo as estruturas de transposições bastante frequentes, principalmente nas faixas de forte deformação. O leucossoma possui granulação média a grossa e é constituído principalmente por quartzo, microclínio normalmente pertítico e oligoclásio frequentemente mirmequítico, contendo também hornblenda, granada, biotita, zircão e, às vezes, muscovita. Nos migmatitos acamados ou dobrados, nos quais é possível a separação nítida de neossoma e paleossoma, observa-se que o paleossoma é representado por rochas leuco a melanocráticas (hornblenda gnaisses), compostas de hornblenda e/ou biotita e oligoclásio juntamente com minerais acessórios, tais como apatita, titanita, epidoto e allanita. Ocasionalmente hiperstênio granulitos, gnaisses anfibolíticos e anfibolitos podem constituir o paleossoma ou representar restitos dentro dos migmatitos.

Dentre os gnaisses o granada-hornblenda-biotita - gnaisse granodiorítico é o mais frequente, seguido de biotita gnaisses com ou sem granada e sillimanita, sendo que os últimos normalmente associam-se a quartzitos. A granulação dessas rochas varia de média a grossa, enquanto que os principais texturas que aparecem, na dependência da composição são: granoblástica, granolepidoblástica, granonematoblástica e porfiroblástica, todas elas com aspectos cataclásticos.

Os quartzitos formam corpos lenticulares de dimensões variadas, porém raramente mapeáveis na escala 1:50.000, intercalados normalmente nos gnaisses, com os quais apresentam contatos concor-

dantes abruptos ou gradacionais. Além do quartzo, podem estar presente em proporções variáveis, granada, biotita, sillimanita e muito raramente muscovita. Os acessórios mais comuns são: zircão, rutilo e apatita.

Os granulitos aparecem na forma de pequenos corpos lenticulares isolados e esparsos dentro dos gnaisses ou migmatitos. A estrutura normalmente é gnáissica e a composição varia de ácida (char -nockito) a básica, fazendo com que a mineralogia também seja bastante variável. Os minerais mais comuns são: microclíneo portítico, plagioclásio (An 25-50), frequentemente antipertítico, quartzo, hiperstênio, diopside, hornblenda granada e biotita. Como acessórios aparecem: apatita, opacos, zircão, allanita e epitodo.

Complexo Campos Gerais

O Complexo Campos Gerais aparece na parte norte das folhas de Jacuí e Nova Resende e Sul de Alpinópolis e Fortaleza de Minas, formando uma larga faixa de direção (W-NW) limitando-se a sul, através de falhamentos transcorrentes com o complexo Varginha-Guaxupé e a norte, através de superfície de cavalgamento, com o Grupo Araxá.

Essa unidade é formada predominantemente por migmatitos granodioritos e granitos, com intercalações lenticulares de quartzito, gnaisses anfibolíticos, anfibolitos, meta-ultrabásicas e gonditos. Essas rochas acham-se catacladasas e transpostas sendo que as paragêneses metamórficas encontradas mostram metamorfismo regional na fácies anfibolítica.

Os migmatitos foram separados em homogêneos, heterogêneos e róseos.

Os tipos homogêneos caracterizam-se pelo aspecto granitóide ("igneous looking"), índice de coloração hololeucocrático a leucocrático e continuidade lateral. A granulação é média a grosseira e raramente fina e as cores são cinza claras, com estruturas predominantemente nebulíticas e localmente oftalmíticas e schlieren, quando mais ricos máficos. São compostos por quartzo, microclíneo e plagioclásio em proporções variadas, originando composições granítica, granodiorítica - até tonalítica. O conteúdo de máficos, representado principalmente por biotita, é baixo (menos que 10%).

Os tipos heterogêneos contêm frequentes intercalações de ultrabásicas e/ou ultramáficas, anfibolitos, anfibólio xistos e quartzitos. Mostram uma alternância de leitos milimétricos a centimétricos, podendo esporadicamente chegar a decimétricos, de composição e cores diferentes, originando estruturas acamadas e dobradas, e secundariamente ptigmáticas. Os leitos de coloração mais escura (melanossoma) são formados por feldspatos, principalmente oligoclásio ou andesina sódica, de cor branca, quartzo e minerais máficos, com textura granolepidoblástica e caráter predominantemente tonalítico. Biotita e hornblenda são os principais máficos. Os leitos de cores claras são compostos por microclíneo cinza e às vezes róseo, quartzo e plagioclásio, com granulação média a grossa, localmente formando verdadeiros bolsões com até um metro de diâmetro dentro do "paleossoma".

Os migmatitos heterogêneos estão em contatos gradacionais com os homogêneos, principalmente na parte norte da citada faixa, onde são os tipos predominantes. Localmente verifica-se a presença de material quartzo-feldspático, normalmente róseo, às vezes rico em magnetita, de granulação grosseira, frequentemente pegmatóide, preenchendo planos de transposição ou sob a forma de veios e lentes discordantes, com ramificações laterais concordantes.

Os migmatitos róseos, com neossoma orientado e paleossoma transposto, possuem a sua área de concentração na porção sul do Complexo Campos Gerais. São tipos de injeção e localmente contêm intercalações lenticulares de meta-ultramáficas e/ou ultrabásica, anfibolitos, gnaisses anfibolíticos e quartzitos. As principais estruturas presentes são a estromática, dobrada, schlieren nebulítica e mais raramente ptigmática. O leucossoma caracteriza-se pela cor rosada, granula

ção fina a média ou pegmatóide e composição granítica a granodiorítica, onde microclíneo, oligoclásio e quartzito perfazem comumente mais de 95% do volume total. Constituinte o paleossoma encontram-se biotita gnaisses ou biotita hornblenda gnaisses que aparecem mostrando dobras sem raiz, composição predominantemente granodiorítica e granulação fina a média.

Os granodioritos e granitos ocorrem na forma de vários corpos mapeáveis, em sua grande maioria na folha de Fortaleza de Minas. Caracterizam-se por sua cor cinza, granulação grossa, cataclase generalizada, índice de coloração hololeucocrático a leucocrático, composição granodiorítica e subordinadamente granítica, onde os principais minerais são o oligoclásio, que normalmente mostra saussuritização em grau variável, quartzito, microclíneo e biotita. As relações de contato observadas em campo e principalmente em fotointerpretação sugerem natureza intrusiva para o corpo situado no extremo sudoeste da folha de Fortaleza de Minas, sendo que os demais apresentam contatos concordantes e gradacionais com os migmatitos encaixantes, comumente homogêneos, sugerindo ser autoctones.

Os gnaisses anfibolíticos e anfibolitos são rochas mesocráticas a ultramelanocrática, de granulação média até grosseira e estrutura gnáissica a maciça. São constituídos essencialmente por hornblenda, cujos cristais no norte de Ibituruna chega a atingir 10cm de comprimento e andesina, além de quartzito, biotita e granada.

Os quartzitos formam corpos pequenos a médios, normalmente lenticulares, intercalados nos migmatitos heterogêneos. Possuem granulação de fina a média, cores esbranquiçadas ou cinza-esverdeada; estrutura foliada (xistosa) mesmo quando a rocha é constituída praticamente só por quartzito, devido ao forte cisalhamento que afetou praticamente todas as rochas da área de ocorrência desse tipo. São compostos essencialmente por quartzito e pouca muscovita.

Gonditos ocorrem na parte centro norte da folha de Nova Resende sob a forma de pequenos corpos lenticulares isolados, dentro de migmatitos que se destacam na topografia devido a sua resistência à erosão. Possuem estrutura maciça, embora concentrações de leitões quartzosos possam lembrar vestígios de estrutura rítmica.

Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro

A Sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro é constituída por rochas metamáficas a metaultramáficas associadas a metassedimentos. Possui sua área de concentração numa faixa de direção N60 a 70W, concordante com a estruturação geral, que cruza diagonalmente o centro da área mapeada. São corpos estreitos e alongados, de contornos irregulares, extremidades rompidas, com espessuras variadas, desde alguns metros, até poucos quilômetros. Esses corpos estão normalmente intercalados nos migmatitos heterogêneos, sendo delimitados no mapa a área de maior concentração.

Dentre as rochas máficas-ultramáficas foram descritos diversos tipos petrográficos, que vão desde serpentinitos até anfibolitos passando por meta-piroxenitos, tremolita xistos, clorita xistos e talco xistos. Além de serpentina, talco, tremolita-actinolita e clorita, é comum a presença de cummingtonita e restos de olivina, augita e hiperstênio.

Quanto aos metassedimentos associados, os tipos mais comuns são: quartzitos puros, hematita quartzitos e mica-quartzito xistos interpretados como "metacherts" por Teixeira (1978). Associados a essa litologia localmente aparecem xistos grafitosos e mais raramente rochas fosfáticas (fosforita) e meta-calcários magnesianos.

Grupo Araxá

O Grupo Araxá aparece de forma contínua ao Norte da Serra da Ventania e São João Formoso e como intercalações tectônicas e "morros testemunhos" de dimensões variadas, às vezes mapeáveis na pre-

sente escala, dentro das outras unidades descritas. Sua composição é psamítica-pelítica com intercalações de meta-básicas e rochas carbonáticas.

As ocorrências ao sul da falha de Campos Gerais são representadas por gnaisses pelíticos e quartzitos com ou sem granada, cianita e mais raramente estaurolita, com intercalações de hornblenda-gnaisses, mostrando metamorfismo na fácies anfíbolito. As intercalações que aparecem embutidas, tanto nos Complexos Campos Gerais e Varzinha-Guaxupé como na sequência Vulcano Sedimentar ao norte da falha de Campos Gerais, apresentam paraquênese na fácies xisto verde a anfíbolito médio e são representados por: quartzitos; estaurolita-cianita xisto, quartzitos micáceos, quartzo-mica xisto, muscovita-biotita gnaisses e muscovita e/ou biotita xistos feldspáticos ou não, com ou sem granada e/ou cianita e mais raramente estaurolita.

A sequência ao norte da Serra da Ventania se inicia com filonitos da sequência meta-sedimentar intercalados com filonitos e milonitos de rochas do Complexo Campos Gerais e corpos lenticulares de metacalcários e meta grauvaques, vindo a seguir muscovita-quartzo xistos miloníticos com intercalações de quartzitos miloníticos que passam por quartzo-xisto cinza, grosseiro dobrado, com estruturas sigmoidais, o sobreposto a esses está um banco de quartzito que chega a 40 metros de espessura e é responsável pela sustentação da escarpa da serra da Ventania e São João ou Formoso. Sobre esse quartzito aparece a sequência metassedimentar propiamente dita, com o grau metamórfico aumentando para norte. As paraquêneses contidas nessa unidade evidenciam metamorfismo regional progressivo de média pressão (barrowiano) da fácies xisto verde a anfíbolito.

Coberturas Sedimentares

Os sedimentos foram divididos em cobertura detrítica e aluviões recentes. Como coberturas detríticas foram agrupadas rochas sedimentares que constituem paleopavimentos, encontrados recobrimos regiões elevadas e algumas encostas, como a que ocorre a oeste de Nova Resende. São constituídos por arenitos, lamitos e/ou material arenoso argiloso com estrutura de solo, frequentemente com cascalheiras basais ou linhas de seixos, de natureza eluvial, coluvial, e às vezes, aluvial.

Aos aluviões recentes ficam restritas aos pequenos cursos d'água, atuais, que drenam a área. São formados por cascalheiros argilitos orgânicos de cor cinza escuro a preto, e principalmente por sedimentos conglomeráticos com grânulos e seixos finos de quartzito angular a sub-arredondados, disperso em uma matriz lamítica a siltítica que é a fração predominante e possui coloração arroxeada a cinza esbranquiçada com alteração superficial gerando cores amareladas.

Análise Estrutural

Em termos de análise estrutural a área pode ser dividida em dois grandes compartimentos: o Bloco Sul, caracterizado pelas rochas do embasamento arqueano, e o Bloco Norte, caracterizado pelas rochas metassedimentares do Grupo Araxá. O limite entre esses dois blocos é dado pela superfície de cavalgamento do sopé da Serra da Ventania e seus prolongamentos.

As falhas presentes no Bloco Sul podem ser agrupadas em dois conjuntos. O primeiro deles tem direção geral noroeste-sudeste, e as principais representantes são as falhas de Mumbuca e de Bom Jesus da Penha, que cortam toda a área, praticamente paralelas entre si. A elas associam-se rochas cataclásticas, nos seus planos de falhas e também no bloco compreendido por elas. São representantes da Zona Rúptil Cássia-Barbacena (Wernick et alii, 1979).

O outro conjunto apresenta direções leste-oeste e a principal representante é a Falha de Campos Gerais, que corta as quadriculas de Jacuí e Nova Resende. Essa falha é apresentada por Cavalcanti

et alli (1979) como limite entre o Complexo Campos Gerais e o Complexo Varginha-Guaxupé, verificando-se porém, a ocorrência de rochas granulíticas ao norte desse alinhamento.

Na análise de dobramentos desse bloco, duas fases foram caracterizadas. A fase F1, representada por dobras do bandamento metamórfico pré-existente, apresentando ápices espessos e flancos adelgaçados, frequentemente rompidos, originando dobras intrafoliais sem raízes. São fechadas a isoclinais, com uma foliação cataclástica bem desenvolvida, em posição plano axial, caracterizada pelo intenso esmagamento e estiramento de minerais como quartzo e feldspato, e pela orientação de minerais plácidos como muscovita e biotita. Os eixos dessas dobras mostram direção dominante NW-SE, com caimentos para o quadrante NW e valores médios de 20° . Os planos axiais apresentam alto mergulho para SW. A foliação plano axial destas dobras é tipicamente uma foliação de transposição, e as estruturas pré-existentes se apresentam concordantes com ela.

A fase F2 é caracterizada por dobras desenhadas pela foliação cataclástica originada na fase F1. Em rochas quartzo-feldspáticas são dobras abertas a fechadas, isópacas e, em geral, sem foliação plano axial. Em rochas xistosas, geralmente são do tipo chevron, e localmente pode ocorrer o desenvolvimento de foliação plano axial. Essa foliação no entanto, distingue-se da xistosidade gerada na fase F1, ao dar origem a microlitos espessos, crenulando a xistosidade anterior. Entre dois sucessivos planos dessa segunda foliação, a xistosidade e/ou bandamento anteriores adquirem a forma de "S", devido ao atrito contra as paredes dos microlitos adjacentes. Os eixos dessas dobras têm direções preferenciais em torno de N50W, subhorizontais, com planos axiais subverticais.

Em termos de fases de migmatização, três fases podem ser reconhecidas, tomando por base o processo de transposição. A primeira fase de migmatização é anterior ao processo de transposição, pois tanto leucossoma como paleossoma estão afetados por essa foliação. Nesse caso os migmatitos acham-se intensamente deformados, com o leucossoma e o melanossoma dobrados isoclinamente e intensamente transpostos. A segunda fase é caracterizada por migmatização de injeção, com o neossoma injetado paralelamente à gnaissificação do paleossoma. Neste caso o neossoma não está transposto, apresentando na maioria dos casos orientação interna dos minerais. Essa injeção ocorreu contemporaneamente ou ligeiramente após o cessamento do processo de transposição que afetou a área. Outra característica importante nesse migmatitos é a desproporção do neossoma em relação ao paleossoma, e a disposição ligeiramente discordantes de alguns veios em relação à gnaissificação do paleossoma, quando adquirem postura subparalela. Outra característica marcante é a generalizada ausência de linha de máficos nas bordas dos veios de neossoma.

A terceira fase ocorre esporadicamente na área, com a injeção de material granítico cortando discordantemente os migmatitos, formando veios, diques e bolsões irregulares. Esta migmatização é nitidamente pós-tectônica, posterior ao processo de transposição.

Para o Bloco Norte, a principal falha detectada é do sopé da Serra da Ventania, e que cruza toda a área na Folha de Fortaleza de Minas com direção N50W e na Folha de Alpinópolis com a direção EW. É identificada pela presença de rochas oriundas do intenso esmagamento de minerais, sendo comum a presença de filonitos e de rochas xistosas em contato direto com gnaisses. Devido ao baixo ângulo de mergulho da foliação cataclástica, em torno de 20° para norte, e à diferença do grau metamórfico entre os pacotes litológicos a norte e a sul da Serra da Ventania, essa falha foi interpretada como de empurrão, gerando uma superfície de cavalgamento associada à estrutura de nappe, conforme apontado por Teixeira (1978). Provavelmente a xistosidade verificada em todo o conjunto litológico, aqui denominado Grupo Araxá, seja resultante da implantação dessa nappe, pois é concordante com a atitude da foliação cataclástica, e também pelo fato de tal conjunto representar a zona basal onde se concentrou a maior intensidade de deformação.

As dobras mais antigas identificadas no Bloco Norte são intrafoliares representadas por seus ápices espessados e flancos rompidos inversas a recumbentes. Frequentemente apresentam o aspecto de dobras - falhas, com seu flanco inferior truncado por plano de falha. Os eixos tem direção dominante N30W, com caimento de 10° para NW. São desenhadas pelo bandamento presente, denotado pela alternância de tipos litológicos distintos, e interpretado como estratificação reliquiar. Em posição plano axial ocorre o desenvolvimento de xistosidade, que nos quartzitos é representada pelo estiramento dos grãos de quartzo. As foliações são estruturalmente concordantes. Esta fase de dobramentos acha-se geneticamente relacionada ao desenvolvimento da nappe, tendo gerado a xistosidade presente no Grupo Araxá. De modo geral, esta não ultrapassa valores de mergulhos superiores a 20°.

Uma segunda fase de dobramento, afetando a xistosidade desenvolvida na fase anterior, é caracterizada por dobras concêntricas, abertas, isópacas, sem o desenvolvimento de foliação plano axial. Na folha de Fortaleza de Minas os eixos tem direção predominante N50W a N80W, com caimentos de 10° tanto para NW como para SE. Esta fase de dobramentos é aproximadamente coaxial à primeira. Uma terceira fase, representada por dobras suaves e isópacas, foi verificada. Os eixos tem direção média N35E, subhorizontais, com planos axiais subverticais.

RECURSOS MINERAIS Com relação a recursos minerais, a área como um todo é bastante atraente, apresentando um bom potencial de mineralização, quer seja associado as unidades arqueanas, quer seja associado à unidades mais jovens. Assim no cinturão vulcano sedimentar Morro do Ferro, ocorrem importantes indicações de mineralizações tais como, lavras abandonadas de amianto e fosfato, antigos garimpos de ouro lavrados pelos bandeirantes e ocorrências de cromo e níquel.

Nos Complexos Campos Gerais e Varginha Guaxupé, foram cadastrados bens minerais ligados a construção civil e alguns corpos de minério de manganês. Os primeiros são pouco explorados não atendendo a demanda local e são representados principalmente por areias, argilas e pedras para britas. O minério de manganês, ocorre na forma de corpos gondíticos encaixados concordamente em granada gnaisses.

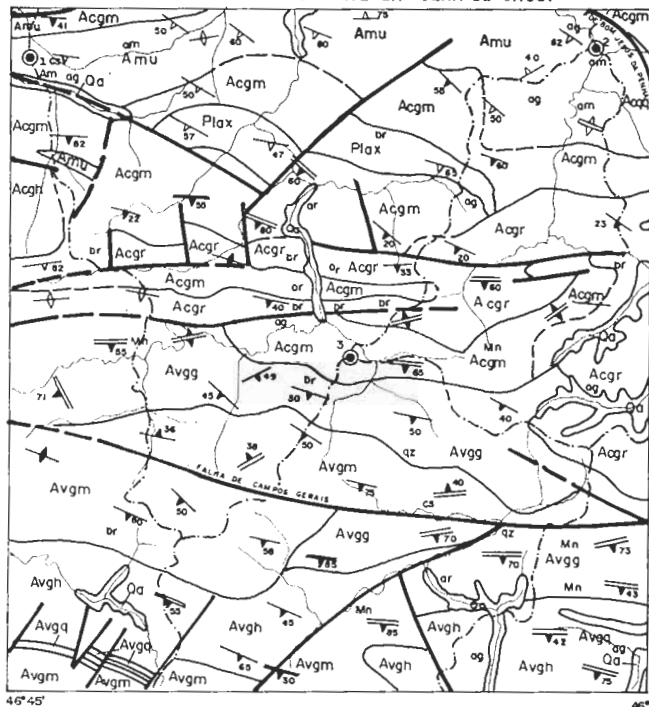
Associados ao Grupo Araxá ocorrem grandes quantidades de calcários, sendo que alguns já foram utilizados na fabricação de cimento, e hoje são usados principalmente como corretivo de solo. Ainda neste Grupo pode-se observar algumas pedreiras de quartzitos (quartzito mil folhas), utilizados para revestimento externo na construção civil.

A cobertura cenozóica não foi ainda objeto de nenhum estudo visando detectar a presença de bens minerais, apesar de ocorrer aí, extensas áreas que apresentam um acentuado processo de laterização, sendo comum a presença de grandes quantidades de rutilos, em stone lines ligados a evolução do relevo.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M.de, HASUI, Y., DAVINO, A., HARALLY, N.L.E. - 1980 - Informações Geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado Tectônico. An. Acad. Bras. C. 52(1): 49-60, Rio de Janeiro
- CAVALCANTE, J.C., CUNHA, H.C. da S., CHIEREGATI, L.A., KAEFER, L.O., ROCHA, J.M. da, DAITX, E.C., COUTINHO, M.G. da N., YAMAMOTO, K., DRUMOND, J.B.V., ROSA, D.B., RAMALHO, R. - 1979 - Projeto Sapucaí. Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. DNPX/CPRM. 299 pp.
- HARALLY, N.L.E., HASUI, Y. - 1982 - The Gravimetric Information and The Archean - Proterozoic Structural Framework of Eastern Brazil.
- MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and The origin of granitic rocks. 1a. ed. Elsevier Publishing Company, New York.
- TEIXEIRA, N.A. - 1978 - Geologia, Petrologia e prospecção geoquímica da sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas

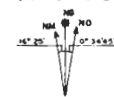
MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA FOLHA DE JACUI



SIGLAS	FORTA	ALPINO
TUO DE	DE	MOLIS
PAMPA	MINAS	
SANTO	JACUI	NOVA
DE	PIRENE	
GUARU	GUARU	MORTE
NDA	DE	BELO

POSICÃO DAS FOLHAS

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1970



A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE PARCIALMENTE



- Principal demogena
- Principal estradas
- Principal cidades
- I. JACUI, 2º BOM JESUS DA PENHA, 3. SÃO PEDRO DA UNIÃO
- Contorno Geológico Ostinide
- Contorno Geológico Inferior
- Falha
- Falha inferior
- Atitude de sístolose
- Atitude de gnaífiliação
- Atitude de foliação Característica

OCORRÊNCIAS MINERAIS

- ag¹ argila
- am amianto
- br - brita
- Mn. manganes
- cs - cascoiteiro
- qz - quartzito

QUATERNÁRIO

Oa
Aluviões

PROTEROZÓICO INFERIOR

Plax
GRUPO ARAXÁ : micaxisto (x)

ARQUEANO

Amu
CINTURÃO VULCANO-SEDIMENTAR MORRO DO FERRO : metabólicas e metatrabólicas (u)

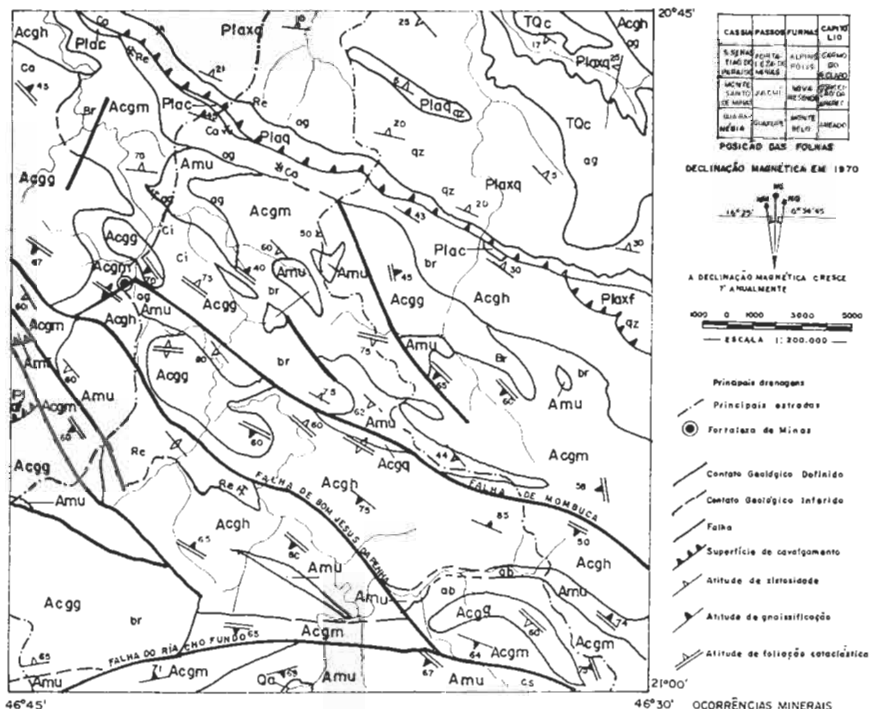
Acgm Acgh Acgr

COMPLEXO CAMPOS GERAIS : Migmatitos homogêneos (m) Migmatitos heterogêneos com intercolações quartzíticas e metabólicas (h) migmatitos de injeção . róseos (r).

Avgm Avgh Avgg Avqq

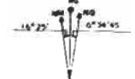
COMPLEXO VARGINHA - GUAXUPÉ : Migmatitos homogêneos (m); Migmatitos diversos, com intercolações quartzíticas, metabólicas e granulitos associadas (h); granodo-gnaisses, com intercolações de quartzitos e metabólicas (g) - quartzitos (q)

MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA FOLHA DE FORTALEZA DE MINAS



CASAS	PASSOS	FURNAS	CAMPUS	LÍDIO
S. SERRA	POSTO	ALTO	GRANJA	GRANJA
TIMÓTEO	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA
ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA
ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA
ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA
ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA
ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA
ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA
ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA
ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA	ESTRADA

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1970



A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE 1' ANUALMENTE



- Principais drenagens
- Principais estradas
- Fortaleza de Minas
- Contato Geológico Definido
- Contato Geológico Inferido
- Falha
- Superfície de empolamento
- Atitude de sinesisade
- Atitude de gnosaisificação
- Atitude de foliação canticlinal

OCORRÊNCIAS MINERAIS

- Ca²⁺ calcário
- Re²⁺ pedras de revestimento
- qt²⁺ quartzo
- ag²⁺ argila
- br²⁺ brita
- Mn²⁺ manganês
- ab²⁺ apatita
- cs²⁺ cascas de pedras
- ci²⁺ caulim
- ▲ lava em atividade
- ✕ lava abandonada

QUATERNÁRIO

Qo
Aluviões

TERCIÁRIO QUATERNÁRIO

TQc
Coberturas detriticas com cascalheiras basais

PROTEROZÓICO INFERIOR

Plaf Plaq Plaxq Plaxf Plac

Grupo Areva: filonitos com calcários associados (f); quartzitos (q); Granada micaxistos com intercalações quartzíticas (qx); micaxista e filonitos associados (xf); metacalcários (c)

ARQUEANO

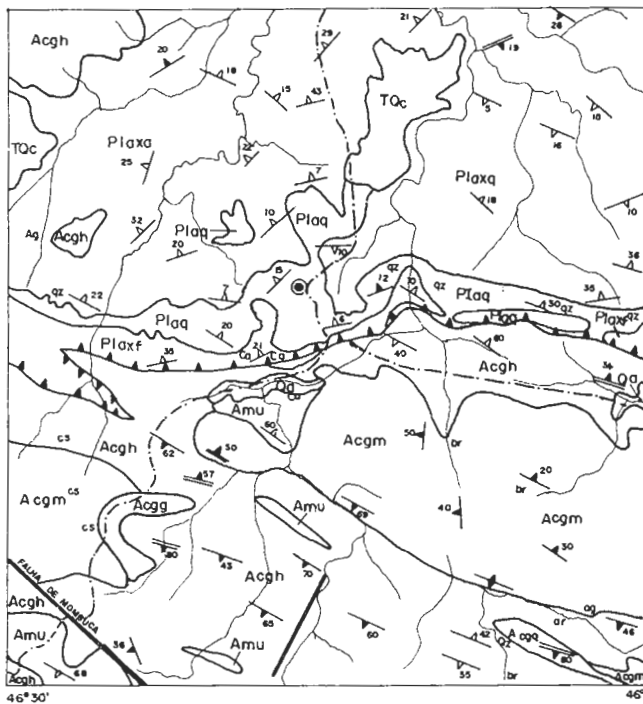
Amu Amf

CINTURÃO VULCANO-SEDIMENTAR MORRO DO FERRO: metabásicas e metultrabásicas (lu); formações ferríferas, metacalcários, metabásicas e quartzitos associados (f)

Acgg Acgm Acgh Acgq

COMPLEXO CAMPOS GERAIS: Granitos e granodioritos cisalhados (g); migmatitos homogêneos (m); migmatitos heterogêneos, com intercalações de quartzitos e de metabásicas (h); quartzitos (lq).

MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURA DA FOLHA DE ALPINÓPOLIS



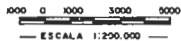
PASSOS	FURNAS	CAPITULO
FORTALAZA DE MINAS	ALPINÓPOLIS	CARMO DO RIO CLARO
BUXUPÉ	NOVA RESENDE	CONCEIÇÃO DA APARECIDA

POSIÇÃO DAS FOLHAS

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1970



A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE ANUALMENTE



- Principais drenagens
- Principais estradas
- ALPINÓPOLIS
- Centro Geológica
- Falha
- Superfície de empilhamento
- ▲ Atitude de sinistralidade
- ▲ Atitude de gnosificação
- ▲ Atitude de flexão concêntrica

OCCORRÊNCIAS MINERAIS

- ar: areia
- aq: argila
- c5: cascalheiro
- Mn: manganês
- qz: quartzito
- z: lava em atividade
- z: lava abandonada

QUATERNÁRIO

Qa
Aluviões

TERCIÁRIO QUATERNÁRIO

TQc

Cobertura detriticas com cascalheiras basais

PROTEROZÓICO INFERIOR

Plaq Plaxq Plaxf

GRUPO A RAXA: Quartzitas (q); granada mioxistos com intercalações quartzíticas (qx) mioxistos e filonitas associadas (xf).

ARQUEANO

Amu

CINTURÃO VULCANO-SEDIMENTAR MORRO DO FERRO; metabásicas e metatrabásicas (u)

Acgg Acgm Acgh Acqa

COMPLEXO CAMPOS GERAIS: Granitas e granodioritos cisalhado (g); migmatitos homogêneos (m); migmatitos heterogêneas com intercalações de quartzitos e de metabásicas; quartzitos (q).

GEOLOGIA DA PORÇÃO MERIDIONAL DA SERRA DE BOM SUCESSO - MG

José Santos Moretzsohn
Britaldo Silveira Soares Filho
U.F.M.G. - MG

ABSTRACT

The Bom Sucesso Ridge is a NNE trending structure overlying discordantly the basement rocks. It comprises a sequence of quartzites, schists and itabirite which was submitted to a polyphasic tectonic, showing evidences of, at least, three deformation phases.

The western basement of the ridge consists of orthogneisses, granite to granodiorite in composition, which had been subjected to feldspatization and partial remobilization with development of a N80E foliation. Amphibolites occur in a band parallel to the east flank of the ridge in tectonic contact. A great body of ultramafic rocks outcrops in the central part of the area. It is covered by the younger metasediments of the ridge. Minor elongated ultramafic bodies trending N20E, outcrop concordantly within the amphibolites. A tonalitic stock, occupying the easternmost part of the area is intruded in the amphibolites. Finally diabase dikes cut all the older units.

The metasedimentary sequence of the Bom Sucesso Ridge is correlated to the Minas Supergroup in the Quadrilátero Ferrífero.

I - INTRODUÇÃO:

O presente trabalho foi elaborado a partir do relatório final de graduação do Curso de Geologia da UFMG, desenvolvido no Centro de Pesquisa "Prof. Manoel Teixeira da Costa", com auxílio do CNPq.

Este relatório descreve o mapeamento geológico na escala 1:25:000 de uma área de 115 Km², compreendendo a porção meridional da Serra de Bom Sucesso e adjacências.

A área estudada situa-se na porção centro-sul do Estado de Minas Gerais, entre as cidades de Bom Sucesso e Ibituruna.

A região de Bom Sucesso tem sido alvo de pesquisas geológicas desde o início do século, iniciando-se com os trabalhos de Williams em 1922 e Luciano Jacques de Moraes e Mark Malamphy em 1937, que já atribuíam a designação "Série Minas" à sequência metassedimentar da Serra de Bom Sucesso. Ebert (1957) definiu a Serra de Bom Sucesso como o prolongamento sul da "Série Minas".

Dentre os trabalhos mais recentes destacam-se os de Quéméneur (1978), Seixas (1978) e Quéméneur (1982).

II - GEOLOGIA LOCAL:

A área mapeada é caracterizada por apresentar grande diversidade de tipos litológicos. A unidade mais antiga é representada pelo embasamento granito-gnáissico situado a oeste da serra.

As rochas intrusivas incluem rochas ultramáficas, rochas de composição tonalítica e granítica e diques de diabásio.

As rochas metassedimentares compreendem a faixa de anfibolitos, mais antiga, e os metassedimentos da Serra de Bom Sucesso. Estes foram subdivididos em duas unidades: uma de caráter detrítico, representada por metapelitos e metapsamitos e outra de caráter químico, representada pelos itabiritos.

II.1 - EMBASAMENTO GRANITO-GNAISSICO:

O embasamento na região de Bom Sucesso é composto por rochas granito-gnaissicas que exibem em escala de afloramento, uma certa homogeneidade, ausência de bandejamento e foliação conspicua a incipiente.

O padrão textural destas rochas permitiu a definição de três domínios com características distintas. Os limites entre estes domínios são transicionais, não estando claramente estabelecidos.

Os gnaisses do norte se caracterizam por exibir uma foliação bem desenvolvida, textura "flaser" com porfiroblastos de microclina com até 4 cm de comprimento envolvidos por uma matriz fina constituída por quartzo, feldspato e mica.

Os gnaisses do centro não apresentam foliação bem desenvolvida, caracterizando-se pela presença de porfiroblastos de microclina com tendência ao idiomorfismo. Este feldspato se mostra pouco estirado e disposto em bandas paralelas à foliação. Localmente se observam faixas de composição quartzo-feldspática remobilizadas (leucossomas).

Os gnaisses do sul possuem uma foliação menos evidente, às vezes ausente, em escala de afloramento. Em alguns locais chegam a apresentar textura hipidiomórfica herdada.

PETROGRAFIA:

Os gnaisses do sul se caracterizam por apresentar uma textura ígnea relicta (textura hipidiomórfica, às vezes porfirítica) retomada pelo metamorfismo regional que desenvolveu texturas miloníticas. Os porfiroblastos são de plagioclásio e feldspato potássico, predominando um ou outro, de acordo com a composição original da rocha. O feldspato potássico é geralmente microclina, às vezes peritítica. Os grãos de quartzo se mostram, geralmente, recristalizados e com forte extinção ondulante. A matriz, com textura granoblástica, é constituída por cristais menores de quartzo, plagioclásio, microclina e biotita verde, às vezes orientada. Como acessórios ocorrem apatita, zircão, titanita e opacos. Epidoto, mica branca e mais raramente carbonato ocorrem como minerais de alteração.

Nos gnaisses do centro, a matriz exibe uma recristalização mais avançada, com desenvolvimento de grandes porfiroblastos idiomórficos.

Os gnaisses do norte se caracterizam por apresentarem um grau de deformação maior, com milonitização e recristalização.

A análise modal destes gnaisses mostra uma ampla variação na composição, que vai desde granítica até tonalítica, com teor de quartzo aproximadamente constante (FIGURA 1).

II.2 - ROCHAS ULTRAMÁFICAS

As rochas ultramáficas ocorrem em um grande corpo na parte central da área, adelgaçando-se paralelamente à serra, em direção ao norte. Este corpo possui largura máxima de 3,5 km e comprimento de 9,0 km. Ocorre ainda em um corpo menor dentro dos gnaisses com direção N80E e em pequenos corpos alongados com direção N20E, dentro dos anfibolitos ao sul da área. Estas rochas são anteriores aos metassedimentos da serra.

O contato das ultramáficas com o embasamento é de natureza tectônica, ocorrendo de ambos os lados rochas milonitizadas. O contato com os metassedimentos da serra é por falha.

PETROGRAFIA:

A mineralogia das rochas ultramáficas é tremolita-actinolita, talco, serpentina, magnetita, carbonato e subordinadamente clorita e epidoto. Localmente ocorrem faixas com concentrações de cromita. O tipo predominante é uma rocha com tremolita-actinolita em agregados fibroradiais interrescada com talco. A serpentina ocorre com maior frequência nas porções maciças centrais, onde às vezes forma palimpsetos às custas de olivina. O carbonato é também um mineral comum nestas rochas, apresentando-se em forma de vênulas ou em porfiroblastos. A clorita se associa à serpentina nas partes maciças, nos corpos menores e ela chega totalmente a formar clorititos.

As rochas ultramáficas são classificadas como serpentinitos e esteatitos nas porções maciças centrais e esteatitos, talco-xistos e carbonato-talco-xistos nas porções marginais do corpo maior e nos corpos menores.

II.3 - ANFIBOLITOS:

Os anfibolitos se apresentam em uma faixa paralela ao flanco leste da Serra de Bom Sucesso, com direção N20E e largura média de 800 m. O contato destas rochas a leste, com o tonalito, é de natureza ígnea e a oeste, com os metassedimentos da serra, é aparentemente discordante e tectônico.

Os tipos predominantes são os anfibolitos (sensu-strictu) e hornblenda-xistos, ocorrendo com o aumento da quantidade de quartzo e plagioclásio, os hornblenda-plagioclásio gnaisses, e com aumento de quartzo, os quartzitos anfibolíticos. São ainda encontradas pequenas intercalações de quartzito puro e quartzito ferruginoso. No extremo norte da área, os anfibolitos gradam para metassedimentos mais aluminosos, sendo encontrados biotita-xistos com granada intercalados em quartzitos anfibolíticos.

Os anfibolitos se encontram em grande parte cortados por vênulas e veios de material pegmatítico e aplítico.

PETROGRAFIA:

Os anfibolitos exibem textura predominantemente nematoblástica, ocorrendo ainda textura granonematoblástica e granoblástica em anfibolitos quartzosos e quartzitos anfibolíticos. Os principais minerais são hornblenda (que chega a constituir 80% dos minerais da rocha), quartzo, plagioclásio, granada, titanita e, excepcionalmente, feldspato potássico. Como produtos de alteração, ocorrem epidoto sericita e clorita.

Ao norte da área as intercalações aluminosas são mais frequentes, podendo predominar sobre os anfibolitos. Nestas intercalações encontram-se biotita-xistos com granadas de até 1 cm de diâmetro. Estas granadas são idiomórficas e frequentemente possuem inclusões orientadas de quartzo. Foram ainda observadas silimanita, tanto em cristais idiomórficos desenvolvidos, quanto em agregados fibrosos e estauroлита poliquiloblástica. Feldspato, apatita e turmalina são minerais acessórios.

II.4 - TONALITO:

Uma grande intrusão tonalítica ocupa toda a porção leste da área mapeada. Esta rocha apresenta textura maciça e aspecto leucocrático. Está frequentemente cortada por vênulas de epidoto, veios pegmatíticos com pirita e calcopirita e veios e nódulos de calcita de até 20 cm de diâmetro contendo sulfetos e epidoto. Próximo aos anfibolitos o tonalito assume uma foliação orientada a grosso modo segundo a disposição do contato.

No centro-norte da área mapeada ocorre uma pequena cúpula elíptica de granito que, provavelmente, se relaciona em idade ao tonalito. Esta se acha intrudida em rochas ultramáficas e possui aproximadamente 300 m de largura por 600 m de comprimento. Em escala de afloramento possui aspecto maciço, granulação fina a média e raros fenocristais de micro-

clina com até 1,5 cm de diâmetro.

PETROGRAFIA:

Os tonalitos são caracterizados por uma textura hipidiomórfica inequigranular média. Sua mineralogia é predominantemente andesina, quartzo, hornblenda e biotita. Como minerais acessórios ocorrem apatita, titanita e carbonato. Os principais produtos da alteração são epidoto, sericita e clorita.

O tonalito mostra evidências de deformação, observada nos cristais de plagioclásio que exibem "kinks" e micro-rejeito nas lamelas e no quartzo que possui extinção ondulante e recristalização. Os plagioclásios ainda mostram saussuritização que se intensifica em direção aos bordos do corpo.

O granito apresenta textura hipidiomórfica em parte cataclásada. E sua mineralogia é microclina, oligoclásio, quartzo, biotita, moscovita, zircão e apatita.

II.5 - SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR DA SERRA DE BOM SUCESSO

Os metassedimentos da Serra de Bom Sucesso compreendem um pacote de quartzitos, xistos e itabiritos. Na área mapeada, estas rochas ocorrem em uma faixa com direção N20E e 14 km de extensão, sendo que seu comprimento total ultrapassa os 30 km. Estes metassedimentos estão em contato tectônico com as unidades mais antigas. São limitados na base por gnaisses e rochas ultramáficas e no topo por anfibolitos, gnaisses e ultramáficas.

A espessura do pacote varia de 250 m a 750 m, predominando a faixa de 500m. Este pacote foi dividido em duas unidades, da base para o topo: uma inferior, de caráter detrítico, constituída por quartzitos e xistos e uma superior, de caráter químico, constituída por itabiritos.

II.5.1 - QUARTZITOS E XISTOS:

Os quartzitos e xistos mostram uma nítida interrelação faciológica tanto vertical quanto horizontal. A espessura varia de 200 m a 500 m mais ao sul da serra.

Os quartzitos possuem granulação média a fina, cor branca a rosa, quando alterados e aspecto friável. Localmente se apresentam recristalizados e geralmente são micáceos, contendo, em alguns pontos, fuchsitita. O teor de mica é variável, passando, com seu aumento, a quartzitos micáceos e finalmente quartzo-mica-xistos.

Ao sul estes metassedimentos são mais grosseiros e imaturos. Ocorrem lentes de microconglomerados com grânulos de quartzo e feldspato e ainda raros conglomerados.

Os xistos possuem cor cinza-prateada a avermelhada, quando alterados. Sua granulação é fina a média e contém intercalações de quartzo e quartzito dobradas que às vezes formam nódulos ou boudins.

PETROGRAFIA:

Os quartzitos são constituídos por quartzo, moscovita, feldspato potássico e, como acessórios, turmalina, fuchsitita, zircão e localmente rutilo.

O quartzo se apresenta em grãos detríticos maiores, parcialmente arredondados. Exibem pouca recristalização e contatos irregulares, serrilhados. Em alguns grãos maiores observa-se recristalização interna gerando grãos menores. Estes grãos maiores exibem uma orientação dimensional preferencial mas não uma orientação cristalina preferencial. A extinção ondulante é generalizada. A moscovita ocorre em palhetas bem desenvolvidas. O feldspato é representado pela microclina detrítica. É comum a formação de uma película de óxido de ferro que envolve tanto os grãos de feldspato quanto os de quartzo.

Os quartzitos podem ser classificados como quartzitos, quartzitos micáceos, quartzitos feldspáticos e quartzitos sub-arcozíanos, em dependência dos teores de mica e feldspato.

Os xistos são constituídos por moscovita, quartzo, biotita e subordinadamente fuchcita, turmalina, feldspato potássico, apatita e zircão. Possuem textura lepidoblástica e estão fortemente crenulados.

II.5.2 - ITABIRITOS:

Os itabiritos sobrepõem à unidade inferior em contato concordante e brusco. Em alguns locais ocorre entre estas duas unidades uma delgada camada de filito prateado que não chega a ultrapassar 3 m de espessura. Os itabiritos possuem espessura variando entre 30 m e 300 m e extensão de aproximadamente 9 km na área mapeada.

Este itabirito tem teor pobre a médio, é finamente bandeado, e tem alto magnetismo. A presença de intercalações de itabirito anfíbolítico é comum ao norte da área. Ocorrem ainda raras lentes de xisto.

PETROGRAFIA:

O itabirito é constituído por hematita, quartzo, magnetita e anfíbólio predominantes. Os minerais de ferro ocorrem em pequenos grãos associados ao quartzo. Frequentemente, alteram-se para limonita. O quartzo ocorre finamente recristalizado na matriz, exibindo contatos poligonizados e forte extinção ondulante.

Em um corte ao norte da área foram observados bolsões de itabirito rico em anfíbólio. Este anfíbólio, mais precisamente grunerita-cum mingtonita cresce caoticamente, às vezes formando agregados radiais sobre o bandejamento original da rocha.

II.6 - DIQUES DE DIABÁSIO:

Os diques de diabásio constituem as rochas mais novas da região, cortando todas as litologias mapeadas. Formam corpos de 20m a 40m de espessura, possuindo extensão variada que pode atingir dezenas de quilômetros.

Caracterizam-se por apresentar aspecto maciço, textura fanerítica fina a média e coloração cinza escura.

PETROGRAFIA:

Esta rocha apresenta textura intergranular, localmente subofítica. A sua mineralogia é augita, plagioclásio e titanita. Como produtos de alteração ocorrem hornblenda, epidoto, leucoxênio, quartzo e clorita.

II.7 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO:

A direção estrutural mais antiga notada na área é representada ali por uma foliação N80E sub-vertical presente apenas nas rochas do embasamento granito-gnáissico. Esta foliação está associada a zonas de cisalhamento, podendo ser contemporânea aos processos de remobilização parcial e feldspatização que afetaram estas rochas. Estes granito-gnáisses mostram evidências de retrometamorfismo no fácies xisto-verde em toda a sua extensão.

Os metassedimentos da Serra de Bom Sucesso foram afetados por uma tectônica polifásica. Diversas estruturas se formaram associadas a pelo menos três fases de deformação. A direção geral das camadas varia entre N20E e N40E, com mergulhos dispostos em forma de "leque" com eixo paralelo à serra. No flanco oeste os mergulhos estão entre 60 SE e 70 SE, passando a sub-verticais no centro da serra e atingindo 80NW a 70NW no flanco leste. Empurrões ocorrem tanto na base quanto no topo desta sequência metassedimentar, colocando-a em contato tectô

nico com as unidades mais antigas. Faixas de milonitos se desenvolveram próximo à base da serra.

A primeira fase de deformação dos metassedimentos, designada F1, desenvolveu um dobramento isoclinal apertado, com uma xistosidade de plano axial S1, paralela ao acamamento S0. Estas dobras são geralmente intrafoliais, com amplitude centimétrica a decimétrica. F2 desenvolveu um dobramento apertado simétrico, com charneiras angulares (classe 3, segundo a classificação de Ramsay, 1967) e dobras em chevron nos xistos. Nos itabiritos desenvolveu dobras anisôpacas assimétricas. Estas dobras possuem, em geral, amplitude decimétrica a centimétrica.

Associada a esta fase de deformação desenvolveram-se clivagens de crenulação a partir dos planos axiais das microdobras em chevron nos xistos e clivagens de fratura nos quartzitos. S2, que possui direção em torno de N40E e N60E, faz um ângulo de aproximadamente 20° no sentido horário com S2 e mantém os mesmos valores para os mergulhos. As atitudes dos eixos B2 estão representadas na figura 3. F3 se caracteriza por dobramentos suaves, isôpacos, com eixos sub-horizontais e amplitude métrica a decamétrica.

O metamorfismo que afetou os anfibolitos é responsável pela formação da paragênese hornblenda-andesina-quartzo, no fácies anfibólito. Em alguns locais nota-se a influência de metamorfismo térmico com aumento no tamanho dos porfiroblastos de granada em xistos, em direção ao contato com o tonalito. Nestas auréolas desenvolveu-se a paragênese almandina-silimanita-estaurolita-biotita em xistos com feldspato potássico. A relação semi-quantitativa de estabilidade desta paragênese sugere temperaturas em torno de 670°C, pressões de 5 kbars, segundo Hess, 1969 in Miyashiro 1973.

Os metassedimentos da Serra de Bom Sucesso foram metamorfisados no fácies xisto-verde, atingindo excepcionalmente o fácies anfibólito com desenvolvimento da paragênese magnetita-hematita-quartzo-grunerita nos itabiritos devido à influências térmicas locais.

III - CONSIDERAÇÕES FINAIS:

A Serra de Bom Sucesso representa uma estrutura em nítida discordância sobre o embasamento. Na verdade, esta estrutura é um divisor entre dois domínios litológicos e estruturais distintos: a oeste, o embasamento granito-gnáissico possui foliação N80E e a leste a faixa de anfibolitos com foliação N20E em contato com o tonalito.

Seu posicionamento pode estar relacionado a fraturas pré-existentes, no embasamento, que estão indicadas pelo alinhamentos de corpos ultramáficos e pela própria discordância entre as unidades mais antigas.

A idade do tonalito em relação aos metassedimentos da Serra de Bom Sucesso, bem como a origem dos anfibolitos, ainda não foram claramente estabelecidos.

IV - AGRADECIMENTOS:

Os autores agradecem ao prof. Jean Joel Quêmêneur pela orientação no trabalho, ao Centro de Pesquisa "Prof. Manoel Teixeira da Costa" e ao CNPq.

V - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- ALMEIDA, F.F.M - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira - DNPm - Div.Min.Geol., vol. 236, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1976 - The Upper Precambrian of South America-B. Instituto de Geociências, 7:45-80, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O craton do São Francisco - Rev. Bras. Geoc., 7 (4): 349-64, Dez., São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1979 - O craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. An. Simp. sobre o craton do São Francisco

- e suas faixas marginais., CPM., SBG., 1-10, Salvador.
- BOSSUM, W. - 1973 - O levantamento aeromagnético de Minas e a sua consequência quanto à estrutura geológica. - Rev. Bras. Geol., 3:149-59.
- DNPM - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. - MME, 240 p., Brasília.
- DORR II, J.V.N. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - USGS. Prof. Paper 641 (A), 110 p., Washington.
- EBERT, H. - 1955 - Relatório anual do diretor. - DNPM, Div. Min. Geol.
- EBERT, H. - 1956 - Relatório anual do diretor. DNPM, Div. Min.Geol
- EBERT, H. - 1957 - Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. - Geol.Rdsch., 45 (3): 471-521, Stuttgart.
- EBERT, H. - 1958 - Discordâncias Pré-cambrianas em Carandaí - Minas Gerais. - DNPM, Div.Min.Geol., bol. 183, Rio de Janeiro.
- EBERT, H. - 1963 - The manganese-bearing Lafaiete Formation as a guide-horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais. An. Acad Bras.Cien., 35 (4): 545-559, 2 est., dez., Rio de Janeiro.
- GUILD, P.W. - 1957 - Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. - USGS. prof. paper 290, 90 p., Washington.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - USGS. prof. paper 641 (B), 58 p., Washington.
- HERZ, N. - 1978 - Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - USGS. prof. paper 641 (C), 58 p., Washington.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. - 1976 - An outline of structural geology - 1st ed., John Wiley & Sons, 554 p., New York.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts - 2nd. - Imp., George Allen and Unwin Ltd., 492 p.
- MORAES, L.J. & MALAMPHY, M. - 1937 - Geologia e movimentos sísmicos de Bom Sucesso, Minas Gerais. - Bol.Serv. de Fom. da Prod. Min., DNPM, 17:60 p., Rio de Janeiro.
- QUÉMENEUR, J.J. - 1978 - Esboço geológico da região entre Bom Sucesso e Volta Grande, MG. - 30ª Cong.Bras.Geol., Recife.
- QUÉMENEUR, J.J. & BARAUD, E.R. - 1982 - Geologia da área pegmatítica de São João del Rey, Minas Gerais, Brasil. - 5ª Cong. Latinoamericano de Geol., act. 1:39-53, Buenos Aires.
- SEIXAS, Sílvio Raimundo & SILVA, Iodauro Nery da - 1978 - Projeto Mantiqueira - Furnas, Relatório Final, DNPM - CPRM, Belo Horizonte.
- STRECKEISEN, &. - 1973 - Classification and nomenclature of plutonic rocks: recommendations - Newa Jahrb. Min. Monatsh., 2:149-164.
- WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogênese das rochas metamórficas - 4th ed., Springer Verlag Inc., NY.

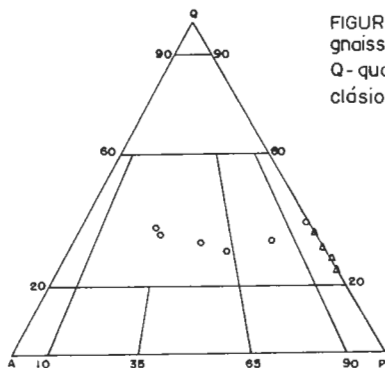


FIGURA 01 - Análise modal de amostras de gnaisses (círculos), e tonalitos (triângulos). Q - quartzo, A - feldspato alcalino, P - plagioclásio. (Diagrama de Streckeisen, 1973)

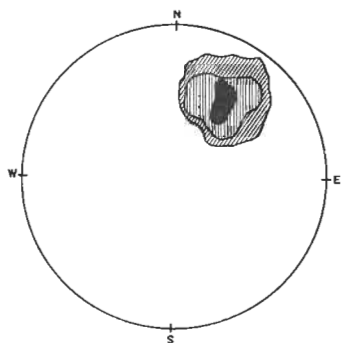
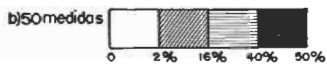
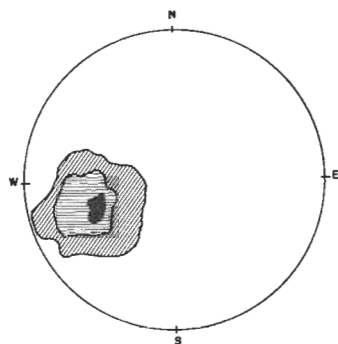
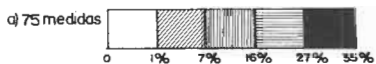
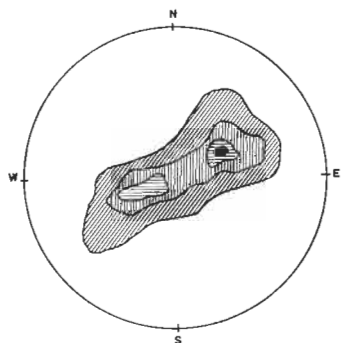
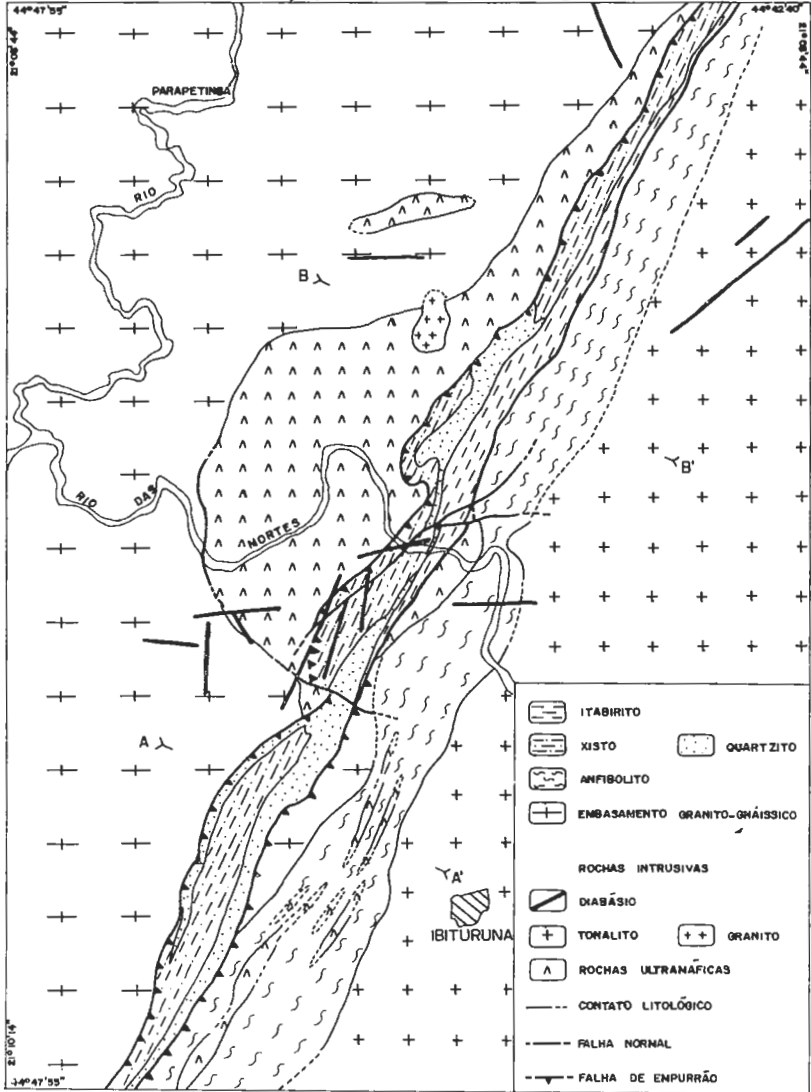


FIGURA 02 - Diagramas de contorno de polos de B₂. a) xisto, b) itabirito e c) anfibolito.

Des.: E.S.Martins

MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO MERIDIONAL DA SERRA DE BOM SUCESSO - MG



SEÇÕES GEOLÓGICAS

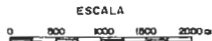
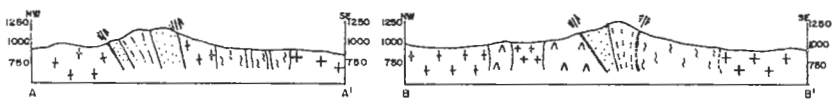


FIGURA 03

GEOLOGIA DAS QUADRÍCULAS DE CÂSSIA
E SÃO SEBASTIÃO DO PARAÍSO - MG

Marcos Aurélio Farias de Oliveira
Sebastião Gomes de Carvalho
Norberto Morales
Mária Flórida Brochini Rodrigues
Antenor Zanardo

Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais - UNESP, Rio Claro, SP

ABSTRACT

This work summarizes the results of geological mapping of the São Sebastião do Paraíso and Cássia quarter degree sheets carried out under contract between DNPM and UNESP with the participation of the IGCE, Rio Claro, Campus, SP.

The mapped area is located in the southern part of the state of Minas Gerais near its boundary with the state of São Paulo - (46°45' and 47°00'W and 20°30' - 21°00'S Latitude). The area comprise - basamente rocks belonging to the Campos Gerais Complex with associated volcano sedimentary sequence as well as metasediments regarded as belonging to the Araxá Group and the volcano sedimentary cover of the Paraná Basin. A prominent structural feature of the region is a broad fault zone called the Cássia-Barbacena Shear Zone which, separates the Alfenas mobile belt at south from the Brasília fold belt in the north.

INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico das quadrículas de São Sebastião do Paraíso e Cássia é decorrência do convênio que existiu entre o Departamento Nacional de Produção Mineral e a Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" com a participação do Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro.

A área correspondente a essas quadrículas está situada no sul de Minas Gerais, nas proximidades da divisa com o estado de São Paulo, mais precisamente entre os meridianos 47°00' e 46°45' e os paralelos 20°30' e 21°00'. Inclue rochas do embasamento pertencentes ao Complexo Campos Gerais (Fonseca et alii, 1979), metassedimentos tidos como do Grupo Araxá (Teixeira e Danni, 1979a), uma sequência considerada como vulcano-sedimentar (Teixeira e Danni, 1979 a e b) e coberturas sedimentares da Bacia do Paraná. Como feição estrutural destacada temos uma larga zona de falha denominada zona rúptil Cássia-Barbacena (Wernick et alii, 1979) que segundo Almeida (1979) delimita aproximadamente o cinturão Móvel Alfenas a sul da Faixa de Dobramentos Brasília a norte.

UNIDADES LITOLÓGICAS

1. Complexo Campos Gerais

As litologias aqui consideradas como pertencentes ao Complexo Campos Gerais são representadas por variedades graníticas, gnaissicas e migmatíticas.

As rochas graníticas, situadas predominantemente no canto sudeste da área, são representadas por tipos que variam de granito até tonalito, sendo os granodioritos mais frequentes. Exibem certa foliação, dada por cataclase, e textura granular-cataclástica, com as micas levemente orientadas e grãos de quartzo estirados. Plagioclásio é o feldspato predominante, sendo comum a presença de microclíneo que apa

rece concentrado em certas porções. É comum nesse domínio a presença de fraturamento e microfalhanamentos, com planos preenchidos por material miáceo secundário. Os contados das rochas graníticas com as demais são de natureza tectônica, indicados por passagens abruptas e lineamentos - nítidos.

Os gnaisses e migmatitos tem distribuição maior nas quadrículas levantadas, sendo encontrados nas proximidades de Itaú e no canto NE da folha de Cássia, concentrando-se também nas imediações da zona rúptil Cássia-Barbacena.

Os gnaisses são em geral leucocráticos, cinzentos de granulação média a grossa, estruturas bandadas, fitadas ou ocelares e frequentemente dobradas. Foliação cataclástica está comumente presente, com texturas granoblástica cataclástica ou em moldura. A composição é granodiorítica a trondhjemítica, com predomínio de plagioclásio An 26-32. Quartzo, biotita, e microclíneo completam a mineralogia essencial.

Os migmatitos aparecem em faixas mais restritas associadas aos gnaisses, sendo a passagem entre eles transicional, em zonas mais deformadas. As estruturas mais comuns são agmatíticas ou estromáticas e ptigmática. O leucossoma é essencialmente granítico de cor rósea e quando discordante forma diques e apófises. Feições de boudinage e dobras intrafoliares são comuns ao leucossoma. O paleossoma é gnaissico e sua composição e mineralogia corresponde à dos gnaisses descritos acima.

O contato dos gnaisses e migmatitos se dá através de falha de empurrão com o pacote metassedimentar o que leva essas rochas a assumirem feições de filonitos nas áreas próximas.

2. Metassedimentos do Grupo Araxá

São representados por metacalcários, quartzitos, xistos e gnaisses diversos.

Os metacalcários ocorrem sob a forma de lentes intercaladas em rochas cataclásticas e filonitos ao longo dos sopés da serra do Chapadão e da Fortaleza, em seu flanco leste. São cinza claros até esbranquiçados e ricos em sílica. Compõe-se por carbonatos (calcita e dolomita) quartzo e flogopita. Faixas estreitas de tipos calcossilicáticos podem ocorrer nos contatos. Estruturalmente observa-se localmente um certo bandamento, com a formação de pequenos boundings e dobras desarmônicas e covolutas que indicam redobramento. Observam-se então dobras intrafoliares com a foliação plano axial.

Os quartzitos constituem as principais cristas das serras do Chapadão, Fortaleza e Itaú, além dos morros da Cava Funda, Julieta e outros. Podem constituir corpos relativamente espessos (dezenas a centenas de metros) facilmente delimitáveis em fotos aéreas, ou pequenas intercalações lenticulares intercaladas nos xistos e gnaisses. Sua coloração é clara a granulação é fina e a estrutura é maciça, bandada, foliada ou finamente laminada. As impurezas mais comuns são moscovita, granada, cianita e rutilo, sendo que nos corpos maiores chega a possuir mais de 98% de quartzo. Quando a presença da moscovita é abundante tornam-se finamente laminados e friáveis. Essas rochas exibem muitas vezes foliação cataclástica, com dobras similares (recumbentes, falhadas na base ou não e isoclinais), intrafoliares e concêntricas, redobrando a xistosidade e lineações.

Os xistos constituem a litologia predominante do Grupo Araxá nessas quadrículas. Tem composição principalmente pelítica, com tipos básicos subordinados. Em função da composição mineral podemos ter: biotita xistos, quartzo moscovita xistos, granada xistos, cianita-granada xistos com ou sem feldspato, merecendo destaque entre os minerais a cianita e a granada pelas suas indicações petrogenéticas. Estruturalmente, os tipos ricos em moscovita, desprendem agregados lenticulares desse mineral com 0,5 - 1 cm de diâmetro que podem ser destacados como se fossem escamas (escama de peixe). A textura dominante é a lepidoblástica. Tipos de composição básica são representados por anfíbolio (hornblenda) xistos e ocorrem intercalados nos xistos pelíticos.

Dentro da seqüência metassedimentar ora descrita foram reconhecidas também diversas variedades de gnaisses que diferem entre si pela maior ou menor riqueza em biotita, muscovita, quartzo epidoto, cianita, granada e feldspatos, evidenciando tipos psamo-pelíticos, graníticos e mais raramente calcossilicáticos.

Os tipos ricos em granada e biotita são cinzentos, com granulação média a grossa, estruturas foliadas, bandadas ou fitadas e ricos em porfiroblastos de granada. Compõe-se de quartzo, microclínio - pertítico e biotita, com proporções variáveis de granada, cianita, muscovita e plagioclásio. Zircão, rutilo e turmalina são acessórios comuns.

Gnaisses de composição granítica a granodiorítica com estruturas homogêneas bandadas ou fitadas aparecem como intercalações, assumindo muitas vezes feições migmatíticas.

Rochas que estão sendo interpretadas como metagrauvas foram agrupadas sob a denominação de epidoto gnaisses. Apresentam coloração cinza esverdeada a negra, estrutura xistosa a gnaissica, exibindo pequenas lentes, bolsões ou veios irregulares de material quartzo-feldspático. A mineralogia essencial é dada por quartzo biotita, oligoclásio, microclínio, epidoto e mais raramente hornblenda, actinolita e muscovita. Essas possíveis metagrauvas são encontradas como intercalações dentro dos gnaisses e xistos do pacote metassedimentar.

Tipos anfibolíticos aparecem espalhados por toda a área inseridos nos metassedimentos como corpos de dimensões e formas variadas. Caracterizam-se pela riqueza em hornblenda, podendo ou não conter granada e epidoto.

O contato dos quartzitos, xistos e gnaisses ora descritos é do tipo tectônico, assentando-se essas rochas através de falha de empurrão sobre o embasamento ou seqüência metassedimentar Morro do Ferro (Teixeira e Danni, 1979 a e b).

Como consequência observa-se a formação de filonitos e blastomilonitos ao longo do referido contato.

O exame das paragêneses dos tipos políticos evidenciam, etamorfismo regional progressivo do tipo Barrowiano, (grau fraco a médio de Winkler, 1977). É possível registrar pelas paragêneses leve aumento do grau metamórfico de leste para oeste, principalmente na quadrícula de São Sebastião do Paraíso.

3. Seqüência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro

Essa seqüência é constituída predominantemente por rochas máficas e ultramáficas metamorizadas associadas a quartzitos finos, itabiritos, mica-quartzo xistos e filonitos. Teixeira e Danni (1979) consideram os quartzitos como metacherts, os itabiritos como metacherts ferríferos e os mica xistos e quartzitos intercalados como metaritmicos. Ocorrências de rochas semelhantes ocorrendo a sudeste dessa área representam a continuação desses corpos (Choudhuri et alii, 1980; Projeto Jacuí - Choudhuri et alii, 1979; Projeto Alpinópolis - Oliveira et alii, 1981). Deve-se destacar que associados a essas litologias são registradas importantes ocorrências de níquel, amianto, talco e ouro.

Entre os tipos máficos e ultramáficos deve-se destacar clorita xistos, clorita-tremolita xistos, magnetita-clorita xistos, carbonato-clorita-talco xistos, clorita-talco xistos, serpentinitos e outros sub tipos. Exibem coloração geral verde escura, estrutura maciça a xistosa e texturas nematoblástica a lepidoblásticas. Restos de texturas magmáticas como "quençh", porfiríticas e cumuláticas podem ser encontradas.

De modo geral essas rochas acham-se deformadas, mostram dobras isoclinais e concêntricas de pequeno porte e localmente dobras de arrasto ou chevron. Constituem corpos estreitos e alongados de contornos irregulares e extremidades rompidas. Merece destaque a ocorrência de serpentinito que constitui o Morro do Níquel, originado de intrusões de material peridotítico e presentemente constituídos por serpentina, clorita e pseudomorfos arredondados de olivina.

Entre os metassedimentos merecem destaque os hematita quartzitos (itabiritos), que apresentam estrutura bandada rítmica caracterizada pela alternância de bandas ricas em hematita e bandas ricas em quartzo, com espessuras que atingem até 2 m em certos locais. A maior ocorrência foi registrada nas imediações do Morro do Ferro. Deve-se destacar também a presença de metacalcários e brechas fosfáticas associadas ao pacote metassedimentar e em níveis certamente mais elevados que os metaultramáficas.

Na maioria das vezes os contatos dessa unidade com as encaixantes são de natureza tectônica, sendo comum a presença de milonitos e filonitos. A situação presente é de total concordância, tanto com as rochas do embasamento quanto com os metamorfitos do Grupo Araxá.

Além das litologias descritas é importante mencionar a presença nas quadrículas mapeadas de grande quantidade de rochas cataclásticas tais como cataclastos milonitos, blastomilonitos, filonitos, gnaisses miloníticos. A principal zona de ocorrência dessas rochas está na folha de Cássia, numa faixa de cerca de 1,5 Km de espessura de direção NW-SE que constitui a chamada "Zona ruptil Cássia-Barbacena (Wernick et alli, 1979), de natureza principal transcorrente.

FEIÇÕES ESTRUTURAIS

O exame dos dados estruturais obtidos para as quadrículas de S.S.do Paraíso e Cássia permite a separação de tres blocos distintos, representados respectivamente pelas rochas do embasamento, pelos metassedimentos do Grupo Araxá e pelos sedimentos da Bacia do Paraná.

Para o embasamento as rochas granitóides estudadas evidenciam foliação cataclástica como feição característica, dominante e registrada regionalmente (Projeto Alpinópolis - Oliveira et alli, 1981). Os corpos de metamáficas e metaultramáficas, que aparecem embutidos, exibem xistosidade que se apresenta crenulada, sendo os planos de crenulação concordantes com a foliação cataclástica. As atitudes preferenciais dessas foliações estão em torno de N50W, verticais ou com mergulhos altos para SW.

O segundo Bloco, que é representado pelos metassedimentos do Grupo Araxá, inclui nos seus domínios rochas do embasamento, estruturalmente concordantes com os xistos e gnaisses mais novos. Limita-se com o bloco do embasamento por uma superfície de cavalgamento de traçado sinuoso no sopé da Serra do Chapadão, e que se constitui numa das principais zonas de falhas detectadas. Nela é comum a presença de rochas milonitizadas e filonitizadas, oriundas de intenso esmagamento das litologias locais. O baixo ângulo de mergulho das foliações, a presença de dobras-falha e recumbentes (Oliveira et alli, 1981 - Projeto Alpinópolis) nos levam a ratificar o caráter de nappe dessa estrutura, conforme apontado por Teixeira (1978).

Nesse Bloco são reconhecidas porções do embasamento estruturalmente concordantes e que foram transportadas no desenvolvimento da referida nappe.

Outro falhamento importante reconhecido na área é representado pela zona de falha de Cássia. Trata-se de uma faixa de rochas cataclásticas com largura entre 0,5 e 2,5 Km e que se estende por toda a quadrícula de Cássia, em sua diagonal NW-SE. Morfológicamente constitui persistentes alinhamentos de drenagem e relevo, retilíneos e com quilômetros de extensão. Associadas ao plano de milonitização são encontradas dobras com eixos quase subverticais. São do tipo isoclinal intrafoliares com flancos rompidos e espessamento apical e tem seus planos axiais paralelos aos planos de milonitização. São redobradas por dobras abertas, fechadas e suaves, sem ápices espessados, cujos eixos são subparalelos às dobras principais. No conjunto elas desenham figuras em "S", indicando movimento levógiro. O mesmo movimento é indicado pela antiforme de Itaú (Teixeira, 1978), nas proximidades de Itaú de Minas, aqui considerada como uma grande dobra de arrasto.

Deve-se destacar ainda a Falha da Fábrica com direção - EW e de natureza transcorrente dextrógira indicada pelas inflexões im postas à foliação e pelo alto ângulo de mergulho, discordante dos mergulhos da xistosidade local.

A estratificação reliquiar So pode ser facilmente reconhecida nos metassedimentos do Grupo Araxá. Essa estrutura em poucos a floramentos mostrou-se dobrada, com dobras isoclinais, similares, com apices espessos e flancos adelgaçados, normalmente recumbentes. Uma foliação plano axial está presente, indicada por xistosidade ou foliação cataclástica S1. A direção preferencial do eixo das dobras é de N80W caindo de modo geral para NW, com ângulo de 20°.

A xistosidade S1 é redobrada por dobras concêntricas, abertas ou fechadas, isópacas e sem foliação plano axial a que se associam tipos em chevron, nas camadas de menor competência. Seus eixos possuem atitudes em torno de N45W, caindo aproximadamente 20° para NW ou SE.

Dobras suaves a abertas, concêntricas, isópacas e normalmente também redobram a xistosidade S1, sem desenvolvimento de foliação plano axial e com eixos cuja atitude gira em torno de N60E, 20SW, com planos axiais subverticais.

GEOLOGIA ECONÔMICA

As possibilidades em recursos minerais para a área são bastante satisfatórias, sendo que atualmente são explorados pelo menos três bens minerais, como é o caso para o níquel, calcário, (cimento) e manganês. Além desses, foram cadastrados ainda diversas outras ocorrências, das quais aquelas julgadas por nós como mais promissoras, podem ser vistas nos mapas Geológicos sendo representados principalmente por fosfatos, pedreiras para brita e pequenas olarias. Estas ocorrências e jazidas de maneira geral são muito bem distribuídas no tempo ocorrendo desde o arqueano até o presente.

No arqueano ocorre uma sequência de rochas vulcânicas sedimentar que por si só, justifica qualquer otimismo que se possa ter sobre bens minerais metálicos como cromo, níquel, cobre e ouro. Os chert's ferríferos desta sequência já foram explorados no passado para extração de hematita. Ainda nesta unidade ocorre fosfatos ora associados a calcários, ora associados a formações ferríferas, sendo que a sua gênese ainda é desconhecida.

De importância no proterozóico inferior ocorrem depósitos de níquel (Morro do níquel), depósitos de calcários utilizados na fabricação de cimento Portland em Itaú de Minas e os depósitos de manganes da fazenda Ponte Grande.

O depósito de níquel em franca exploração ocorre hospedado em rochas peridotíticas, possivelmente intrudidas na sequência vulcânica sedimentar Morro do Ferro. Sua gênese está ligada a alteração residual destas rochas, sendo que o depósito é do tipo ferruginoso. As reservas atuais atingem cerca de 28 milhões de toneladas com teor de cobre considerado até 0.5%.

As jazidas de calcário constituem megalentes acamadas com mergulho variando entre 50/60 NE encaixando-se predominantemente em xistos filonitizados que gradam lateralmente para rochas gnaissicas.

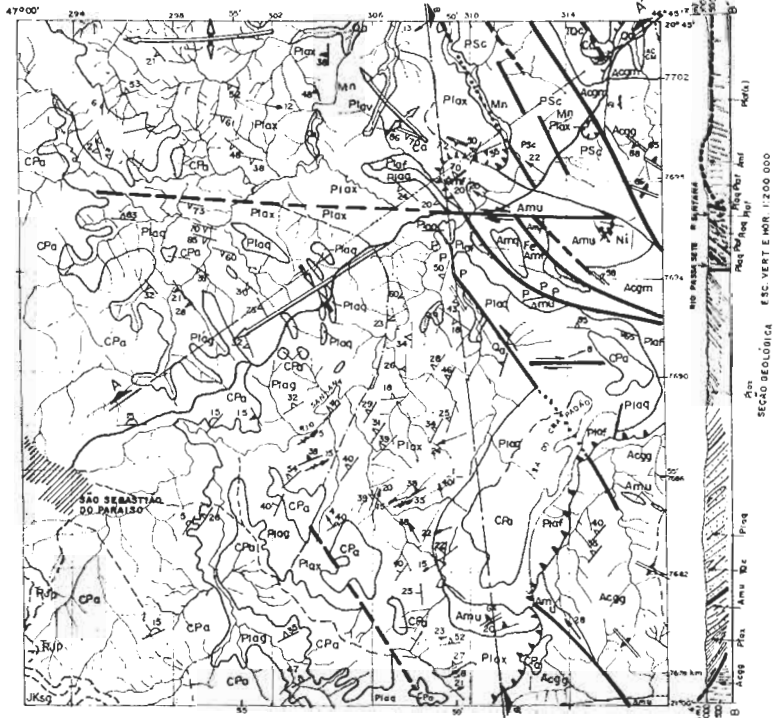
O minério de manganês, (Gonditos), é explorado pela mineração Passos nas Fazendas Ponte Grande e Santo Antonio, embora outras áreas estão sendo pesquisadas no momento.

Finalmente nas litologias terciária-quaternárias que recobrem generalizadamente a quadrícula de Cássia, ocorrem vários níveis de cascalheiras localmente portadoras de grande quantidade de minerais pesados.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1979 - O craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. Anais do Simpósio sobre o Craton São Francisco. SBG Núcleo da Bahia. 1 - 10.
- CHOUHDURI, A. et alli - 1979 - Projeto Jacuí. Rel. Final Conv. DNPM/INSTITUTO GEOC.Ci.EXATAS. Univ. Est. Paulista Rio Claro (inédito).
- FONSECA, M.J.G. et alli - 1979 - Texto Explicativo. Folhas Rio de Janeiro (SF. 23), Vitória (SF. 24) e Iguape (SG 23). Dep.Nac.Prod.Min.Brásilia.
- OLIVEIRA, M.A.F. de et alli - 1980 - Projeto Alpinópolis. Rel. Final - Conv. DNPM/Inst.Geoc.Ci.Exatas Univ.Est.Paulista - Rio Claro (Inédito).
- TEIXEIRA, N.A. - 1978 - Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro Fortaleza de Minas (MG). Dissertação de Mestrado. Univ.de Brasília (DF).
- TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M. - 1979a - Geologia da raiz de um greens-tone belt na região de Fortaleza de Minas, MG. Rev.Bras.Geoc., 9; 17 - 26.
- TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M. - 1979b - Petrologia das lavas ultrabásicas e básicas da sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG). Rev.Bras.Geoc.;9; 151-158.
- WERNICK, E. e FIORI, A.P. - 1979 - Contribuição à geologia da borda sul do Craton do São Francisco. Anais do Simpósio sobre o Craton do São Francisco. SBG. Núcleo da Bahia. 169 - 179.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das Rochas Metamórficas. Tradução Carlos Burger Junior. Edgard Blücher Ltda. 257 páginas.

MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA FOLHA DE S. SEBASTIÃO DO PARAÍSO



LEGENDA

CONVENÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

- QUATERNÁRIO**
 (Q₁) Aluviões
TERCIÁRIO QUATERNÁRIO
 (T₁) Coberturas detriticas, cascalheiras, areias e lamias JURASSICO CRETACEO FORMACAO SERRA GERAL (L₁) (L₂) (L₃) Biotites amarelados TRASSICO JURASSICO FORMACAO PARANIBOIA (L₄) Arenitos com ou sem matriz arenosa rica em fósforos crizados CROMADO DO GAMAHO FORMACAO AQUIDAUANA (L₅) Lamitos, arenitos quartzitos e conglomerados com e sem bsdos PROTÉROZOICO SUPERIOR (P₁) Rochas calcificadas e calcificadas PROTÉROZOICO INFERIOR (S₁) (S₂) (S₃) (S₄) (S₅) Filitos com lentes de metacalcários (M₁) arenitos micáceos quartzitos granitos - carnio quartzitos (G₁) mica xistos (X₁) granitos de alto nível mica calcários (C₁) granitos gnéisicos (granulíticos) gnéisicos com intercalações quartzíticas e anfífolias (I₁) gnéisicos (gnéisicos com epidoto e/ou muscovita) metagranulitos (metagranulitos com epidoto e/ou muscovita) metapelite (metapelite com epidoto e/ou muscovita) metacalcários com rochas metamórficas associadas (M₂)
- ARQUEANO**
 Cinturão de rochas sedimentares do ferro (Am₁) (Am₂) (Am₃) (Am₄) (Am₅) (Am₆) (Am₇) (Am₈) (Am₉) (Am₁₀) (Am₁₁) (Am₁₂) (Am₁₃) (Am₁₄) (Am₁₅) (Am₁₆) (Am₁₇) (Am₁₈) (Am₁₉) (Am₂₀) (Am₂₁) (Am₂₂) (Am₂₃) (Am₂₄) (Am₂₅) (Am₂₆) (Am₂₇) (Am₂₈) (Am₂₉) (Am₃₀) (Am₃₁) (Am₃₂) (Am₃₃) (Am₃₄) (Am₃₅) (Am₃₆) (Am₃₇) (Am₃₈) (Am₃₉) (Am₄₀) (Am₄₁) (Am₄₂) (Am₄₃) (Am₄₄) (Am₄₅) (Am₄₆) (Am₄₇) (Am₄₈) (Am₄₉) (Am₅₀) (Am₅₁) (Am₅₂) (Am₅₃) (Am₅₄) (Am₅₅) (Am₅₆) (Am₅₇) (Am₅₈) (Am₅₉) (Am₆₀) (Am₆₁) (Am₆₂) (Am₆₃) (Am₆₄) (Am₆₅) (Am₆₆) (Am₆₇) (Am₆₈) (Am₆₉) (Am₇₀) (Am₇₁) (Am₇₂) (Am₇₃) (Am₇₄) (Am₇₅) (Am₇₆) (Am₇₇) (Am₇₈) (Am₇₉) (Am₈₀) (Am₈₁) (Am₈₂) (Am₈₃) (Am₈₄) (Am₈₅) (Am₈₆) (Am₈₇) (Am₈₈) (Am₈₉) (Am₉₀) (Am₉₁) (Am₉₂) (Am₉₃) (Am₉₄) (Am₉₅) (Am₉₆) (Am₉₇) (Am₉₈) (Am₉₉) (Am₁₀₀) (Am₁₀₁) (Am₁₀₂) (Am₁₀₃) (Am₁₀₄) (Am₁₀₅) (Am₁₀₆) (Am₁₀₇) (Am₁₀₈) (Am₁₀₉) (Am₁₁₀) (Am₁₁₁) (Am₁₁₂) (Am₁₁₃) (Am₁₁₄) (Am₁₁₅) (Am₁₁₆) (Am₁₁₇) (Am₁₁₈) (Am₁₁₉) (Am₁₂₀) (Am₁₂₁) (Am₁₂₂) (Am₁₂₃) (Am₁₂₄) (Am₁₂₅) (Am₁₂₆) (Am₁₂₇) (Am₁₂₈) (Am₁₂₉) (Am₁₃₀) (Am₁₃₁) (Am₁₃₂) (Am₁₃₃) (Am₁₃₄) (Am₁₃₅) (Am₁₃₆) (Am₁₃₇) (Am₁₃₈) (Am₁₃₉) (Am₁₄₀) (Am₁₄₁) (Am₁₄₂) (Am₁₄₃) (Am₁₄₄) (Am₁₄₅) (Am₁₄₆) (Am₁₄₇) (Am₁₄₈) (Am₁₄₉) (Am₁₅₀) (Am₁₅₁) (Am₁₅₂) (Am₁₅₃) (Am₁₅₄) (Am₁₅₅) (Am₁₅₆) (Am₁₅₇) (Am₁₅₈) (Am₁₅₉) (Am₁₆₀) (Am₁₆₁) (Am₁₆₂) (Am₁₆₃) (Am₁₆₄) (Am₁₆₅) (Am₁₆₆) (Am₁₆₇) (Am₁₆₈) (Am₁₆₉) (Am₁₇₀) (Am₁₇₁) (Am₁₇₂) (Am₁₇₃) (Am₁₇₄) (Am₁₇₅) (Am₁₇₆) (Am₁₇₇) (Am₁₇₈) (Am₁₇₉) (Am₁₈₀) (Am₁₈₁) (Am₁₈₂) (Am₁₈₃) (Am₁₈₄) (Am₁₈₅) (Am₁₈₆) (Am₁₈₇) (Am₁₈₈) (Am₁₈₉) (Am₁₉₀) (Am₁₉₁) (Am₁₉₂) (Am₁₉₃) (Am₁₉₄) (Am₁₉₅) (Am₁₉₆) (Am₁₉₇) (Am₁₉₈) (Am₁₉₉) (Am₂₀₀) (Am₂₀₁) (Am₂₀₂) (Am₂₀₃) (Am₂₀₄) (Am₂₀₅) (Am₂₀₆) (Am₂₀₇) (Am₂₀₈) (Am₂₀₉) (Am₂₁₀) (Am₂₁₁) (Am₂₁₂) (Am₂₁₃) (Am₂₁₄) (Am₂₁₅) (Am₂₁₆) (Am₂₁₇) (Am₂₁₈) (Am₂₁₉) (Am₂₂₀) (Am₂₂₁) (Am₂₂₂) (Am₂₂₃) (Am₂₂₄) (Am₂₂₅) (Am₂₂₆) (Am₂₂₇) (Am₂₂₈) (Am₂₂₉) (Am₂₃₀) (Am₂₃₁) (Am₂₃₂) (Am₂₃₃) (Am₂₃₄) (Am₂₃₅) (Am₂₃₆) (Am₂₃₇) (Am₂₃₈) (Am₂₃₉) (Am₂₄₀) (Am₂₄₁) (Am₂₄₂) (Am₂₄₃) (Am₂₄₄) (Am₂₄₅) (Am₂₄₆) (Am₂₄₇) (Am₂₄₈) (Am₂₄₉) (Am₂₅₀) (Am₂₅₁) (Am₂₅₂) (Am₂₅₃) (Am₂₅₄) (Am₂₅₅) (Am₂₅₆) (Am₂₅₇) (Am₂₅₈) (Am₂₅₉) (Am₂₆₀) (Am₂₆₁) (Am₂₆₂) (Am₂₆₃) (Am₂₆₄) (Am₂₆₅) (Am₂₆₆) (Am₂₆₇) (Am₂₆₈) (Am₂₆₉) (Am₂₇₀) (Am₂₇₁) (Am₂₇₂) (Am₂₇₃) (Am₂₇₄) (Am₂₇₅) (Am₂₇₆) (Am₂₇₇) (Am₂₇₈) (Am₂₇₉) (Am₂₈₀) (Am₂₈₁) (Am₂₈₂) (Am₂₈₃) (Am₂₈₄) (Am₂₈₅) (Am₂₈₆) (Am₂₈₇) (Am₂₈₈) (Am₂₈₉) (Am₂₉₀) (Am₂₉₁) (Am₂₉₂) (Am₂₉₃) (Am₂₉₄) (Am₂₉₅) (Am₂₉₆) (Am₂₉₇) (Am₂₉₈) (Am₂₉₉) (Am₃₀₀) (Am₃₀₁) (Am₃₀₂) (Am₃₀₃) (Am₃₀₄) (Am₃₀₅) (Am₃₀₆) (Am₃₀₇) (Am₃₀₈) (Am₃₀₉) (Am₃₁₀) (Am₃₁₁) (Am₃₁₂) (Am₃₁₃) (Am₃₁₄) (Am₃₁₅) (Am₃₁₆) (Am₃₁₇) (Am₃₁₈) (Am₃₁₉) (Am₃₂₀) (Am₃₂₁) (Am₃₂₂) (Am₃₂₃) (Am₃₂₄) (Am₃₂₅) (Am₃₂₆) (Am₃₂₇) (Am₃₂₈) (Am₃₂₉) (Am₃₃₀) (Am₃₃₁) (Am₃₃₂) (Am₃₃₃) (Am₃₃₄) (Am₃₃₅) (Am₃₃₆) (Am₃₃₇) (Am₃₃₈) (Am₃₃₉) (Am₃₄₀) (Am₃₄₁) (Am₃₄₂) (Am₃₄₃) (Am₃₄₄) (Am₃₄₅) (Am₃₄₆) (Am₃₄₇) (Am₃₄₈) (Am₃₄₉) (Am₃₅₀) (Am₃₅₁) (Am₃₅₂) (Am₃₅₃) (Am₃₅₄) (Am₃₅₅) (Am₃₅₆) (Am₃₅₇) (Am₃₅₈) (Am₃₅₉) (Am₃₆₀) (Am₃₆₁) (Am₃₆₂) (Am₃₆₃) (Am₃₆₄) (Am₃₆₅) (Am₃₆₆) (Am₃₆₇) (Am₃₆₈) (Am₃₆₉) (Am₃₇₀) (Am₃₇₁) (Am₃₇₂) (Am₃₇₃) (Am₃₇₄) (Am₃₇₅) (Am₃₇₆) (Am₃₇₇) (Am₃₇₈) (Am₃₇₉) (Am₃₈₀) (Am₃₈₁) (Am₃₈₂) (Am₃₈₃) (Am₃₈₄) (Am₃₈₅) (Am₃₈₆) (Am₃₈₇) (Am₃₈₈) (Am₃₈₉) (Am₃₉₀) (Am₃₉₁) (Am₃₉₂) (Am₃₉₃) (Am₃₉₄) (Am₃₉₅) (Am₃₉₆) (Am₃₉₇) (Am₃₉₈) (Am₃₉₉) (Am₄₀₀) (Am₄₀₁) (Am₄₀₂) (Am₄₀₃) (Am₄₀₄) (Am₄₀₅) (Am₄₀₆) (Am₄₀₇) (Am₄₀₈) (Am₄₀₉) (Am₄₁₀) (Am₄₁₁) (Am₄₁₂) (Am₄₁₃) (Am₄₁₄) (Am₄₁₅) (Am₄₁₆) (Am₄₁₇) (Am₄₁₈) (Am₄₁₉) (Am₄₂₀) (Am₄₂₁) (Am₄₂₂) (Am₄₂₃) (Am₄₂₄) (Am₄₂₅) (Am₄₂₆) (Am₄₂₇) (Am₄₂₈) (Am₄₂₉) (Am₄₃₀) (Am₄₃₁) (Am₄₃₂) (Am₄₃₃) (Am₄₃₄) (Am₄₃₅) (Am₄₃₆) (Am₄₃₇) (Am₄₃₈) (Am₄₃₉) (Am₄₄₀) (Am₄₄₁) (Am₄₄₂) (Am₄₄₃) (Am₄₄₄) (Am₄₄₅) (Am₄₄₆) (Am₄₄₇) (Am₄₄₈) (Am₄₄₉) (Am₄₅₀) (Am₄₅₁) (Am₄₅₂) (Am₄₅₃) (Am₄₅₄) (Am₄₅₅) (Am₄₅₆) (Am₄₅₇) (Am₄₅₈) (Am₄₅₉) (Am₄₆₀) (Am₄₆₁) (Am₄₆₂) (Am₄₆₃) (Am₄₆₄) (Am₄₆₅) (Am₄₆₆) (Am₄₆₇) (Am₄₆₈) (Am₄₆₉) (Am₄₇₀) (Am₄₇₁) (Am₄₇₂) (Am₄₇₃) (Am₄₇₄) (Am₄₇₅) (Am₄₇₆) (Am₄₇₇) (Am₄₇₈) (Am₄₇₉) (Am₄₈₀) (Am₄₈₁) (Am₄₈₂) (Am₄₈₃) (Am₄₈₄) (Am₄₈₅) (Am₄₈₆) (Am₄₈₇) (Am₄₈₈) (Am₄₈₉) (Am₄₉₀) (Am₄₉₁) (Am₄₉₂) (Am₄₉₃) (Am₄₉₄) (Am₄₉₅) (Am₄₉₆) (Am₄₉₇) (Am₄₉₈) (Am₄₉₉) (Am₅₀₀) (Am₅₀₁) (Am₅₀₂) (Am₅₀₃) (Am₅₀₄) (Am₅₀₅) (Am₅₀₆) (Am₅₀₇) (Am₅₀₈) (Am₅₀₉) (Am₅₁₀) (Am₅₁₁) (Am₅₁₂) (Am₅₁₃) (Am₅₁₄) (Am₅₁₅) (Am₅₁₆) (Am₅₁₇) (Am₅₁₈) (Am₅₁₉) (Am₅₂₀) (Am₅₂₁) (Am₅₂₂) (Am₅₂₃) (Am₅₂₄) (Am₅₂₅) (Am₅₂₆) (Am₅₂₇) (Am₅₂₈) (Am₅₂₉) (Am₅₃₀) (Am₅₃₁) (Am₅₃₂) (Am₅₃₃) (Am₅₃₄) (Am₅₃₅) (Am₅₃₆) (Am₅₃₇) (Am₅₃₈) (Am₅₃₉) (Am₅₄₀) (Am₅₄₁) (Am₅₄₂) (Am₅₄₃) (Am₅₄₄) (Am₅₄₅) (Am₅₄₆) (Am₅₄₇) (Am₅₄₈) (Am₅₄₉) (Am₅₅₀) (Am₅₅₁) (Am₅₅₂) (Am₅₅₃) (Am₅₅₄) (Am₅₅₅) (Am₅₅₆) (Am₅₅₇) (Am₅₅₈) (Am₅₅₉) (Am₅₆₀) (Am₅₆₁) (Am₅₆₂) (Am₅₆₃) (Am₅₆₄) (Am₅₆₅) (Am₅₆₆) (Am₅₆₇) (Am₅₆₈) (Am₅₆₉) (Am₅₇₀) (Am₅₇₁) (Am₅₇₂) (Am₅₇₃) (Am₅₇₄) (Am₅₇₅) (Am₅₇₆) (Am₅₇₇) (Am₅₇₈) (Am₅₇₉) (Am₅₈₀) (Am₅₈₁) (Am₅₈₂) (Am₅₈₃) (Am₅₈₄) (Am₅₈₅) (Am₅₈₆) (Am₅₈₇) (Am₅₈₈) (Am₅₈₉) (Am₅₉₀) (Am₅₉₁) (Am₅₉₂) (Am₅₉₃) (Am₅₉₄) (Am₅₉₅) (Am₅₉₆) (Am₅₉₇) (Am₅₉₈) (Am₅₉₉) (Am₆₀₀) (Am₆₀₁) (Am₆₀₂) (Am₆₀₃) (Am₆₀₄) (Am₆₀₅) (Am₆₀₆) (Am₆₀₇) (Am₆₀₈) (Am₆₀₉) (Am₆₁₀) (Am₆₁₁) (Am₆₁₂) (Am₆₁₃) (Am₆₁₄) (Am₆₁₅) (Am₆₁₆) (Am₆₁₇) (Am₆₁₈) (Am₆₁₉) (Am₆₂₀) (Am₆₂₁) (Am₆₂₂) (Am₆₂₃) (Am₆₂₄) (Am₆₂₅) (Am₆₂₆) (Am₆₂₇) (Am₆₂₈) (Am₆₂₉) (Am₆₃₀) (Am₆₃₁) (Am₆₃₂) (Am₆₃₃) (Am₆₃₄) (Am₆₃₅) (Am₆₃₆) (Am₆₃₇) (Am₆₃₈) (Am₆₃₉) (Am₆₄₀) (Am₆₄₁) (Am₆₄₂) (Am₆₄₃) (Am₆₄₄) (Am₆₄₅) (Am₆₄₆) (Am₆₄₇) (Am₆₄₈) (Am₆₄₉) (Am₆₅₀) (Am₆₅₁) (Am₆₅₂) (Am₆₅₃) (Am₆₅₄) (Am₆₅₅) (Am₆₅₆) (Am₆₅₇) (Am₆₅₈) (Am₆₅₉) (Am₆₆₀) (Am₆₆₁) (Am₆₆₂) (Am₆₆₃) (Am₆₆₄) (Am₆₆₅) (Am₆₆₆) (Am₆₆₇) (Am₆₆₈) (Am₆₆₉) (Am₆₇₀) (Am₆₇₁) (Am₆₇₂) (Am₆₇₃) (Am₆₇₄) (Am₆₇₅) (Am₆₇₆) (Am₆₇₇) (Am₆₇₈) (Am₆₇₉) (Am₆₈₀) (Am₆₈₁) (Am₆₈₂) (Am₆₈₃) (Am₆₈₄) (Am₆₈₅) (Am₆₈₆) (Am₆₈₇) (Am₆₈₈) (Am₆₈₉) (Am₆₉₀) (Am₆₉₁) (Am₆₉₂) (Am₆₉₃) (Am₆₉₄) (Am₆₉₅) (Am₆₉₆) (Am₆₉₇) (Am₆₉₈) (Am₆₉₉) (Am₇₀₀) (Am₇₀₁) (Am₇₀₂) (Am₇₀₃) (Am₇₀₄) (Am₇₀₅) (Am₇₀₆) (Am₇₀₇) (Am₇₀₈) (Am₇₀₉) (Am₇₁₀) (Am₇₁₁) (Am₇₁₂) (Am₇₁₃) (Am₇₁₄) (Am₇₁₅) (Am₇₁₆) (Am₇₁₇) (Am₇₁₈) (Am₇₁₉) (Am₇₂₀) (Am₇₂₁) (Am₇₂₂) (Am₇₂₃) (Am₇₂₄) (Am₇₂₅) (Am₇₂₆) (Am₇₂₇) (Am₇₂₈) (Am₇₂₉) (Am₇₃₀) (Am₇₃₁) (Am₇₃₂) (Am₇₃₃) (Am₇₃₄) (Am₇₃₅) (Am₇₃₆) (Am₇₃₇) (Am₇₃₈) (Am₇₃₉) (Am₇₄₀) (Am₇₄₁) (Am₇₄₂) (Am₇₄₃) (Am₇₄₄) (Am₇₄₅) (Am₇₄₆) (Am₇₄₇) (Am₇₄₈) (Am₇₄₉) (Am₇₅₀) (Am₇₅₁) (Am₇₅₂) (Am₇₅₃) (Am₇₅₄) (Am₇₅₅) (Am₇₅₆) (Am₇₅₇) (Am₇₅₈) (Am₇₅₉) (Am₇₆₀) (Am₇₆₁) (Am₇₆₂) (Am₇₆₃) (Am₇₆₄) (Am₇₆₅) (Am₇₆₆) (Am₇₆₇) (Am₇₆₈) (Am₇₆₉) (Am₇₇₀) (Am₇₇₁) (Am₇₇₂) (Am₇₇₃) (Am₇₇₄) (Am₇₇₅) (Am₇₇₆) (Am₇₇₇) (Am₇₇₈) (Am₇₇₉) (Am₇₈₀) (Am₇₈₁) (Am₇₈₂) (Am₇₈₃) (Am₇₈₄) (Am₇₈₅) (Am₇₈₆) (Am₇₈₇) (Am₇₈₈) (Am₇₈₉) (Am₇₉₀) (Am₇₉₁) (Am₇₉₂) (Am₇₉₃) (Am₇₉₄) (Am₇₉₅) (Am₇₉₆) (Am₇₉₇) (Am₇₉₈) (Am₇₉₉) (Am₈₀₀) (Am₈₀₁) (Am₈₀₂) (Am₈₀₃) (Am₈₀₄) (Am₈₀₅) (Am₈₀₆) (Am₈₀₇) (Am₈₀₈) (Am₈₀₉) (Am₈₁₀) (Am₈₁₁) (Am₈₁₂) (Am₈₁₃) (Am₈₁₄) (Am₈₁₅) (Am₈₁₆) (Am₈₁₇) (Am₈₁₈) (Am₈₁₉) (Am₈₂₀) (Am₈₂₁) (Am₈₂₂) (Am₈₂₃) (Am₈₂₄) (Am₈₂₅) (Am₈₂₆) (Am₈₂₇) (Am₈₂₈) (Am₈₂₉) (Am₈₃₀) (Am₈₃₁) (Am₈₃₂) (Am₈₃₃) (Am₈₃₄) (Am₈₃₅) (Am₈₃₆) (Am₈₃₇) (Am₈₃₈) (Am₈₃₉) (Am₈₄₀) (Am₈₄₁) (Am₈₄₂) (Am₈₄₃) (Am₈₄₄) (Am₈₄₅) (Am₈₄₆) (Am₈₄₇) (Am₈₄₈) (Am₈₄₉) (Am₈₅₀) (Am₈₅₁) (Am₈₅₂) (Am₈₅₃) (Am₈₅₄) (Am₈₅₅) (Am₈₅₆) (Am₈₅₇) (Am₈₅₈) (Am₈₅₉) (Am₈₆₀) (Am₈₆₁) (Am₈₆₂) (Am₈₆₃) (Am₈₆₄) (Am₈₆₅) (Am₈₆₆) (Am₈₆₇) (Am₈₆₈) (Am₈₆₉) (Am₈₇₀) (Am₈₇₁) (Am₈₇₂) (Am₈₇₃) (Am₈₇₄) (Am₈₇₅) (Am₈₇₆) (Am₈₇₇) (Am₈₇₈) (Am₈₇₉) (Am₈₈₀) (Am₈₈₁) (Am₈₈₂) (Am₈₈₃) (Am₈₈₄) (Am₈₈₅) (Am₈₈₆) (Am₈₈₇) (Am₈₈₈) (Am₈₈₉) (Am₈₉₀) (Am₈₉₁) (Am₈₉₂) (Am₈₉₃) (Am₈₉₄) (Am₈₉₅) (Am₈₉₆) (Am₈₉₇) (Am₈₉₈) (Am₈₉₉) (Am₉₀₀) (Am₉₀₁) (Am₉₀₂) (Am₉₀₃) (Am₉₀₄) (Am₉₀₅) (Am₉₀₆) (Am₉₀₇) (Am₉₀₈) (Am₉₀₉) (Am₉₁₀) (Am₉₁₁) (Am₉₁₂) (Am₉₁₃) (Am₉₁₄) (Am₉₁₅) (Am₉₁₆) (Am₉₁₇) (Am₉₁₈) (Am₉₁₉) (Am₉₂₀) (Am₉₂₁) (Am₉₂₂) (Am₉₂₃) (Am₉₂₄) (Am₉₂₅) (Am₉₂₆) (Am₉₂₇) (Am₉₂₈) (Am₉₂₉) (Am₉₃₀) (Am₉₃₁) (Am₉₃₂) (Am₉₃₃) (Am₉₃₄) (Am₉₃₅) (Am₉₃₆) (Am₉₃₇) (Am₉₃₈) (Am₉₃₉) (Am₉₄₀) (Am₉₄₁) (Am₉₄₂) (Am₉₄₃) (Am₉₄₄) (Am₉₄₅) (Am₉₄₆) (Am₉₄₇) (Am₉₄₈) (Am₉₄₉) (Am₉₅₀) (Am₉₅₁) (Am₉₅₂) (Am₉₅₃) (Am₉₅₄) (Am₉₅₅) (Am₉₅₆) (Am₉₅₇) (Am₉₅₈) (Am₉₅₉) (Am₉₆₀) (Am₉₆₁) (Am₉₆₂) (Am₉₆₃) (Am₉₆₄) (Am₉₆₅) (Am₉₆₆) (Am₉₆₇) (Am₉₆₈) (Am₉₆₉) (Am₉₇₀) (Am₉₇₁) (Am₉₇₂) (Am₉₇₃) (Am₉₇₄) (Am₉₇₅) (Am₉₇₆) (Am₉₇₇) (Am₉₇₈) (Am₉₇₉) (Am₉₈₀) (Am₉₈₁) (Am₉₈₂) (Am₉₈₃) (Am₉₈₄) (Am₉₈₅) (Am₉₈₆) (Am₉₈₇) (Am₉₈₈) (Am₉₈₉) (Am₉₉₀) (Am₉₉₁) (Am₉₉₂) (Am₉₉₃) (Am₉₉₄) (Am₉₉₅) (Am₉₉₆) (Am₉₉₇) (Am₉₉₈) (Am₉₉₉) (Am₁₀₀₀) (Am₁₀₀₁) (Am₁₀₀₂) (Am₁₀₀₃) (Am₁₀₀₄) (Am₁₀₀₅) (Am₁₀₀₆) (Am₁₀₀₇) (Am₁₀₀₈) (Am₁₀₀₉) (Am₁₀₁₀) (Am₁₀₁₁) (Am₁₀₁₂) (Am₁₀₁₃) (Am₁₀₁₄) (Am₁₀₁₅) (Am₁₀₁₆) (Am₁₀₁₇) (Am₁₀₁₈) (Am₁₀₁₉) (Am₁₀₂₀) (Am₁₀₂₁) (Am₁₀₂₂) (Am₁₀₂₃) (Am₁₀₂₄) (Am₁₀₂₅) (Am₁₀₂₆) (Am₁₀₂₇) (Am₁₀₂₈) (Am₁₀₂₉) (Am₁₀₃₀) (Am₁₀₃₁) (Am₁₀₃₂) (Am₁₀₃₃) (Am₁₀₃₄) (Am₁₀₃₅) (Am₁₀₃₆) (Am₁₀₃₇) (Am₁₀₃₈) (Am₁₀₃₉) (Am₁₀₄₀) (Am₁₀₄₁) (Am₁₀₄₂) (Am₁₀₄₃) (Am₁₀₄₄) (Am₁₀₄₅) (Am₁₀₄₆) (Am₁₀₄₇) (Am₁₀₄₈) (Am₁

MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA ÁREA DE MINDURI - MG

Fábio Vito Pentagna Paciullo
Instituto de Geociências - UFRJ - Rio de Janeiro - RJ

ABSTRACT

In the Minduri area, a sequence of metasedimentary rocks mainly composed of greenish muscovite-quartzite and garnet-staurolite-schists with quartzite levels, overlies a basement of tonalitic gneiss with minor metaultramafic bodies and amphibolites.

The metasedimentary sequence was denominated by Trouw, Ribeiro and Paciullo (1980) as the Carrancas Group.

Three deformation phases affected the rocks in the general area. The last one, D_3 , is represented by open anti- and sinforms with SW axes and subvertical axial planes. Crenulation developed in this phase with a crenulation lineation of 230/10 attitude. The first and second deformation phases, D_1 and D_2 , are thought to be related to a continuous deformation phase with initial NW-SE fold axes rotated to E-W direction, accompanied by development of E-W fold axes with subhorizontal axial planes.

Metamorphism of intermediate pressure-type and amphibolite facies originated rock assemblages carrying staurolite, garnet and kyanite. The metamorphic peak was contemporaneous with the second deformation phase D_2 . Muscovite, chlorite and chloritoid formed later and may represent products of retrograde metamorphism, or a second one.

1. INTRODUÇÃO

Esta comunicação pretende mostrar os resultados parciais obtidos durante o mapeamento da área de Minduri, parte deles publicados em Trouw et alii, 1980, 1982, 1983 e Trouw e Dayan, 1982, fazendo-se uma síntese das interpretações obtidas e dos novos dados coletados em áreas adjacentes, e problemas a serem solucionados.

2. UNIDADES LITOLÓGICAS

EMBASAMENTO

Considerados como pertencentes ao embasamento dos metassedimentos, na área, afloram nas baixadas biotita-gnaiss bandeado com leitos anfibolíticos; microclina-gnaiss; gnaiss migmatítico; corpos meta ultramáficos e anfibolíticos, com quartzito grosseiro, formação manganezífera, e quartzito ferruginoso associados (Fig. 1).

Biotita-Gnaiss Bandeado

Aflora dentro das ravinas ao longo do contato com os metassedimentos. É um gnaiss de granulometria média à fina, com leitos centimétricos ricos em biotita e, às vezes, hornblenda em quantidades que chega a formar leitos anfibolíticos, e outros, félsicos, ricos em quart

zo e feldspato. Tem mineralogia constituída de quartzo, plagioclásio (An₁₅), biotita, epidoto. Localmente encontra-se porfiroblastos milimétricos de feldspato.

Microclina-Gnaiss

Aflorando em contato com os metassedimentos na Estação de Traituba, tem granulometria grosseira, com porfiroblastos de microclina de até 3 cm de comprimento maior, envoltas por uma matriz biotítica, sem bandejamento.

Gnaiss Migmatítico

Aproximadamente a 2 km da saída de Minduri para Cruzília, existe uma pequena pedreira abandonada onde aflora um biotita-gnaiss muito fino, homogêneo, em contato brusco com um biotita-gnaiss grosseiro, de composição granodiorítica. Ambos são cortados por veios graníticos e pegmatíticos, ora concordantes e/ou discordantes, dando à rocha um caráter migmatítico por injeção de veios.

Metaultramáficas e Anfibolitos

Anfibolitos ocorrem principalmente nas regiões sul e sudeste da área mapeada, aflorando como lamedos rasteiros, cascalheiros anfibolíticos com quartzito grosseiro e formação manganesífera, associados, e junto com corpos metaultramáficos. São biotita-anfibolitos, granada-anfibolitos e, principalmente oligoclásio-anfibolitos.

Aflorando como corpos isolados, e até mesmo pontuais, encontra-se nas áreas de gnaisses, rochas como talco-xisto e tremolita-xisto, muitas vezes com anfibolito, e ainda quartzito ferruginoso (tipo itabirito).

Apesar dos diferentes tipos de gnaisses, não foi possível até o momento traçar contatos entre eles devido à escassez de afloramentos, assim como não se sabe se as metaultramáficas e os anfibolitos são camadas contínuas e/ou corpos isolados. Mapeamentos em outras áreas vem demonstrando que associações do tipo faixas de rochas metaultramáficas, anfibolitos e metassedimentos interestratificados compõem o Grupo Barbacena, associado a migmatitos e granodioritos. O gnaiss bandeado, com leitos anfibolíticos será, por enquanto, considerado como pertencente ao Grupo Mantiqueira.

OS METASSEDIMENTOS

Formam as serras da região e às da área mapeada, possuindo continuidade física marcante. São representados por um muscovita esverdeada-quartzito e um cianita-granada-estaurolita-xisto com níveis de quartzito (Grupo Carrancas de Trouw et alii, 1980) (Fig. 1).

Muscovita Esverdeada-Quartzito - Formação São Tomé das Letras

De granulometria média à grosseira, tem micas verdes que, junto com minerais metálicos como magnetita, hematita, ilmenita e rutilo, o caracterizam. Esses minerais formam leitos amorfos paralelos ao acamamento sedimentar, ocorrem também disseminados como minúsculos cristais na rocha ou como blocos rolados. Turmalina preta (milimétrica à centimétrica) é típico, localmente ocorrendo também cianita, microclina e biotita (próximo ao contato com gnaiss). Estima-se sua espessura original em torno de 50 m, tomando-se em conta os dobramentos.

Os Xistos - Formação Campestre

Por cima do quartzito, mica-verde, ocorre uma seqüência de muscovita-quartzito-xisto com granada, estaurolita e cianita, na base e,

granada (milimétrica)-filito cinza, localmente com grafita, no topo. Bandas de muscovita-quartzito, centimétricas à métricas, ocorrem interstratificadas nos xistos e filitos. O tipo litológico predominante é o granada-estaurolita-xisto, rico em muscovita, com cianita azulada na rocha e/ou associada a veios de quartzo chegando a formar agregados cianitíferos. Quando rico em granada e estaurolita (ambos centimétricos) torna-se grosseiro, formando relevo peculiar, tipo almofada, que sobressai na topografia.

Próximo a Fazenda Araújo ocorre um xisto grosseiro com granada, estaurolita, cianita, muscovita e biotita, que parece não pertencer a sequência dos xistos, uma vez que estes não tem biotita. Um xisto semelhante ocorre no Grupo Andrelândia, sugerindo ser a ele pertencente.

Na porção SE da área foi mapeada uma outra litologia, representada por um gnaiss muito fino, localmente com talco-xisto, e com níveis métricos de quartzito e filitos cinza, pertencentes ao Grupo Andrelândia. Como se trata de um contato entre gnaisses ainda não foi possível encontrar critérios de reconhecimento entre os dois. (ver item 6)

3. ESTRUTURAS

Dobras redobradas, lineações dobradas e clivagem de crenulação evidenciam deformações superpostas. Um modelo de três fases de deformação foi adotado, sendo as duas últimas mais evidentes.

Última Fase de Deformação - D₃

Está representada por grandes sinformes e antiformes abertos, F₃, de eixos subhorizontais plunjeando para SW-SE e planos axiais subverticais mergulhando NW-SE (Fig. 2). Não há formação de clivagem nessa fase mas, uma marcante crenulação com microdobras abertas deforma a xistosidade principal, S₂, causando uma lineação de crenulação, L₃, de atitude geral 230/10. Nos filitos cinza, por serem menos competentes, microdobras F₃ tipo "en chevron" são encontradas.

Penúltima Fase de Deformação - D₂

As dobras F₂ redobram dobras anteriores, assim como elementos lineares, considerados como representantes da penúltima fase de deformação, D₂. Usando-se o quartzito mica-verde como camada-guia, pode-se observar, na escala macroscópica (Figs. 1 e 2) uma grande dobra deitada, com o flanco invertido aflorando no NW da área (gnaiss/quartzito mica-verde/xisto) desde a Fazenda Bananal, seguindo para a Serra das Bicás, e o flanco normal (xisto/quartzito mica-verde/gnaiss), contornando as serras, até próximo a Minduri. Nos afloramentos, observa-se dobras assimétricas abertas, principalmente as do flanco normal, em Z olhando-se para W, com eixos 270°-90°/0°-20° e planos axiais subhorizontais, e dobras simétricas nas regiões de charneiras. Lineação mineral, de interseção SS/S₂, de estiramento e de crenulação são frequentes, geralmente paralelas, ou quase, aos eixos F₂. É a fase responsável pela xistosidade regional S₂, sendo plano axial nas dobras F₂. Apesar do frequente paralelismo e constância em atitude entre lineações L₂ e eixos F₂, nem sempre eles coincidem. É o caso de uma grande dobra deitada cuja charneira aflora no quartzito mica-verde da Estação de Traituba. Aqui, dobras simétricas com eixos 350/10 parecem girar na superfície S₂, para uma atitude 70/15 e finalmente 270°-90°/0°-20° (Fig. 3). Aonde os eixos F₂ tem direção NW-SE, lineações L₂ são escassas, tendo direção E-W. Mais a norte-nordeste, os eixos são E-W com frequentes lineações L₂ na mesma direção. Outras dobras menores F₂ com eixos NW-SE foram encontradas porém, raras.

Primeira Fase de Deformação - D₁

Pelo fato das dobras F₂ nos quartzitos dobrarem uma clivagem já existente e, nos filitos cinza haver uma clivagem de crenulação S₂, uma fase de deformação anterior a D₂ fica sugerida. Apesar de não terem sido observadas dobras tipicamente F₁, sendo sua existência interpretada pelos dados acima, sua existência foi comprovada em mapeamentos de áreas vizinhas (Trouw et alii, 1982, 1983).

As evidências de giros de eixos pré-F₁ e o paralelismo de li neações e eixos da penúltima fase sugerem um modelo de deformação no qual dobramento é seguido de cisalhamento E-W, de maneira que, eixos originalmente NW-SE tenham sido girados para a direção E-W (Trouw et alii, 1982). Como não há evidências concretas de dobras que caracterizem, na área, a primeira fase de deformação, D₁, ou seja, observa-se somente duas fases de dobramento, fica em discussão se esses giros de eixos pré -F₁ não seriam um efeito contínuo de D₁ e D₂, com eixos originalmente NW-SE (D₁), girados para E-W junto com formação de novas dobras F₂, com eixos E-W (D₂).

4. MICROESTRUTURAS X FASES DE DEFORMAÇÃO X METAMORFISMO

A clivagem S₁ tem sua morfologia condicionada pela litologia. Nos filitos cinza uma clivagem de crenulação apertada é encontrada, frequentemente mascarada pelo crescimento de micas. Isso fica mais evidente nos granada-xistos onde uma xistosidade pouco perfeita, mas que guarda vestígios de uma clivagem de crenulação, é encontrada. A presença de subgrãos em muscovitas e quartzo, arcos poligonais em charneiras F₂, contatos poligonais e bandas de deformação em quartzos evidenciam efeitos de recuperação e recristalização da clivagem principal que, junto com dobramento, fez com que as micas aumentassem de tamanho mascarando as microdobras, e formando uma xistosidade grosseira. Assim sendo, S₁, na verdade poderia ser a clivagem S₁ crenulada, recristalizada e transformada em xistosidade em D₂. De qualquer maneira as micas parecem ter crescido durante D₁, tendo sido recristalizadas, aumentando de tamanho, em D₂. São crenuladas em D₁.

Porfiroblastos de estauroлита, cianita e granada apresentam inclusões internas em formas onduladas e retas de quartzo, muscovita, opacos e estauroлита, sem continuidade com a xistosidade externa. Sendo considerado o desenvolvimento da xistosidade em D₂, esses porfiroblastos teriam sua cristalização tardi-tectônica à D₁ (S₁ atualmente re apresentada pelas inclusões), até antes o desenvolvimento da xistosidade S₂ (porfiroblastos com S₁ como inclusões e contínua recristalização da clivagem externa S₁₊₂=S₂) (Fig. 4). Bordos limpos em estauroлитas e granadas sugerem também recristalização desses minerais, em D₂.

Clorita substituindo granada e também na xistosidade, cloritóide com geminação polissintética e placas de muscovita, mostram relações de terem cristalização tardi à pós-tectônicas à D₁.

5. METAMORFISMO

É do tipo pressão intermediária, fácies anfíbolito (Winkler, 1977) com as paragéneses:

muscovita+granada+estauroлита-quartzo+cianita e, muscovita+quartzo+ muscovita+quartzo+cianita no quartzito mica-verde

Muscovita, clorita e cloritóide tardi-pós-tectônicos à D₁ sugerem um decaimento na temperatura metamórfica em D₁, ou ainda, um outro metamorfismo.

6. COMENTÁRIOS

Algumas questões ainda estão para serem solucionadas. Uma delas é o problema dos gnaisses. No canto SE da área mapeada (Fig. 1) aflora um conjunto litológico que, em mapeamentos recentes em áreas vizinhas (Trouw, 1983), mostrou-se ser aqui a base do Grupo Andreilândia: um

gnaisse bandeado muito fino, cinza, rico em biotita milimétrica e com muscovita, com quartzitos micáceos (mica branca e esverdeada) e filitos cinza com biotita e feldspato, interestratificados. Possui também leitões centimétricos anfibolíticos e rochas metaultramáficas como talco-xisto e tremolita-xisto. Por outro lado, no canto NW da área afloram rochas metaultramáficas com quartzitos; microclina-gnaisse grosseiro e gnaisse bandeado, rico em muscovita, cujos contatos parecem estar truncados pelos metassedimentos do Grupo Carrancas (Magalhães, 1983). Estão sendo considerados, em parte como Grupo Barbacena, e em parte como Grupo Andrelândia (Trouw, 1983). A falta de afloramentos contínuos nas baixadas faz com que seja difícil se estabelecer critérios que diferenciem os gnaisses, porém uma coisa é certa: microclina-gnaisse grosseiro e gnaiss migmatítico constituem gnaisses do embasamento e, associações do tipo rochas metaultramáficas, quartzitos, anfibolitos, formação manganésifera e quartzitos ferruginosos, fazem parte do Grupo Barbacena.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao professor Rudolph A.J. Trouw e equipe, pelo apoio técnico e, ao CNPq e FINEP, pelo apoio financeiro.

BIBLIOGRAFIA

- MAGALHÃES, A. (1983) - Estudo Preliminar de Rochas Ultramáficas do Sul de Minas Gerais. II Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-cambriano, inédito.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. (1980) - Evolução Estrutural e Metamórfica de uma Área a SE de Lavras, MG. An. XXXI Congr. Bras. de Geol., Camboriú, SC, v. 5, pp. 2273-2784.
- TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P.; CHRISPIM, S.J. e DAYAN, H. (1982) - Análise de Deformação numa Área a SE de Lavras, MG. An. XXXII Congr. Bras. de Geol., Salvador, BA, v. 5, pp. 187-198.
- TROUW, R.A.J. e DAYAN, H. (1982) - Small and Large Scale Structures at the Junction of Three Precambrian Fold Belts, SE Brazil. Mitt. Aus. der Geol., INT. EHT, Zurich, Neue Folge, 239a, pp. 273-275.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. (1983) - Geologia Estrutural dos Grupos São João del Rey, Carrancas e Andrelândia, Sul de MG. An. Acad. Bras. Ciênc., v. 55(1), pp. 71-85.
- TROUW, R.A.J. (1983) - Novos dados sobre os Grupos São João del Rey, Carrancas e Andrelândia. II Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Precambriano, inédito.
- WINKLER, H.G.F. (1977) - Petrogênese das Rochas Metamórficas. Editora Edgar Blücher Ltda., Porto Alegre, 4ª edição.

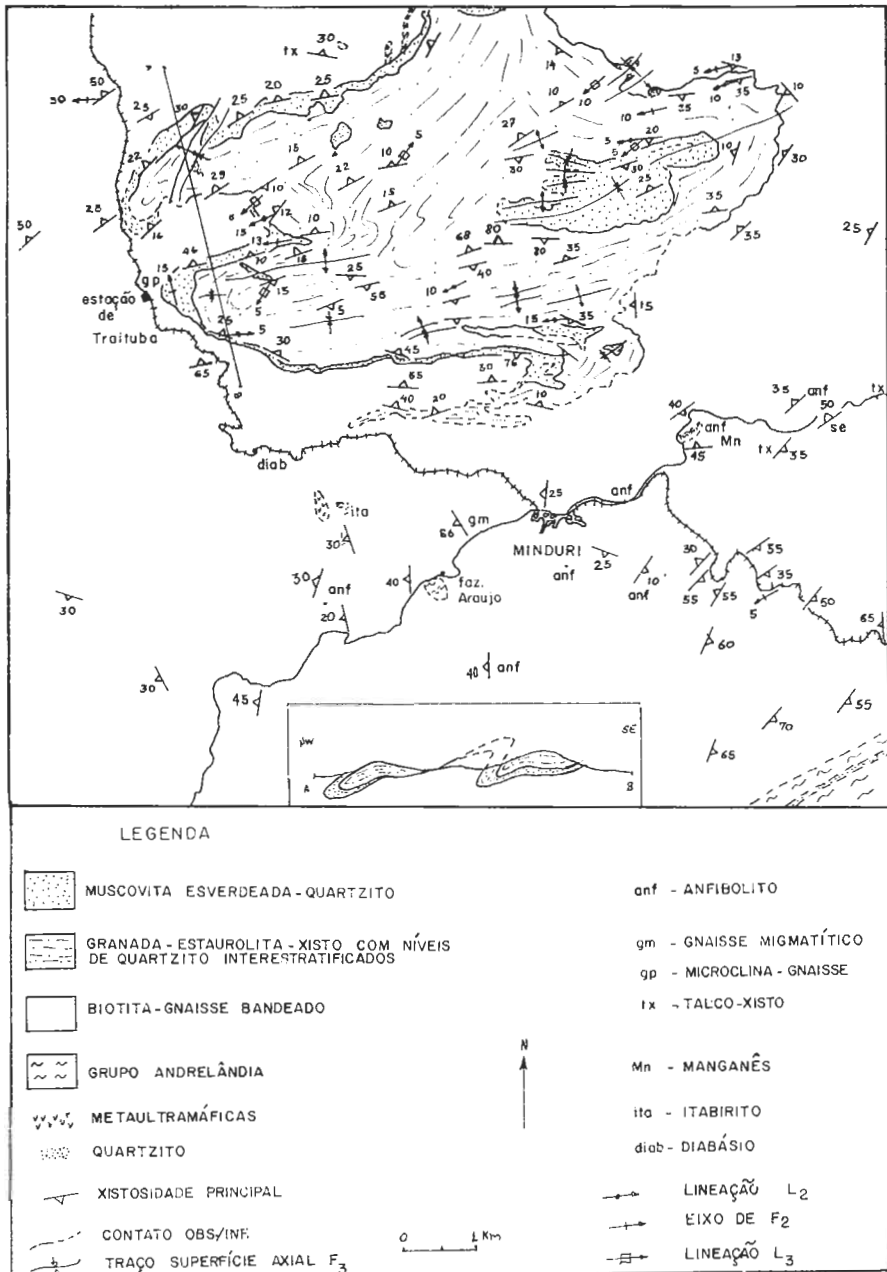


Fig. 1 - Mapa litológico da área de Minduri.

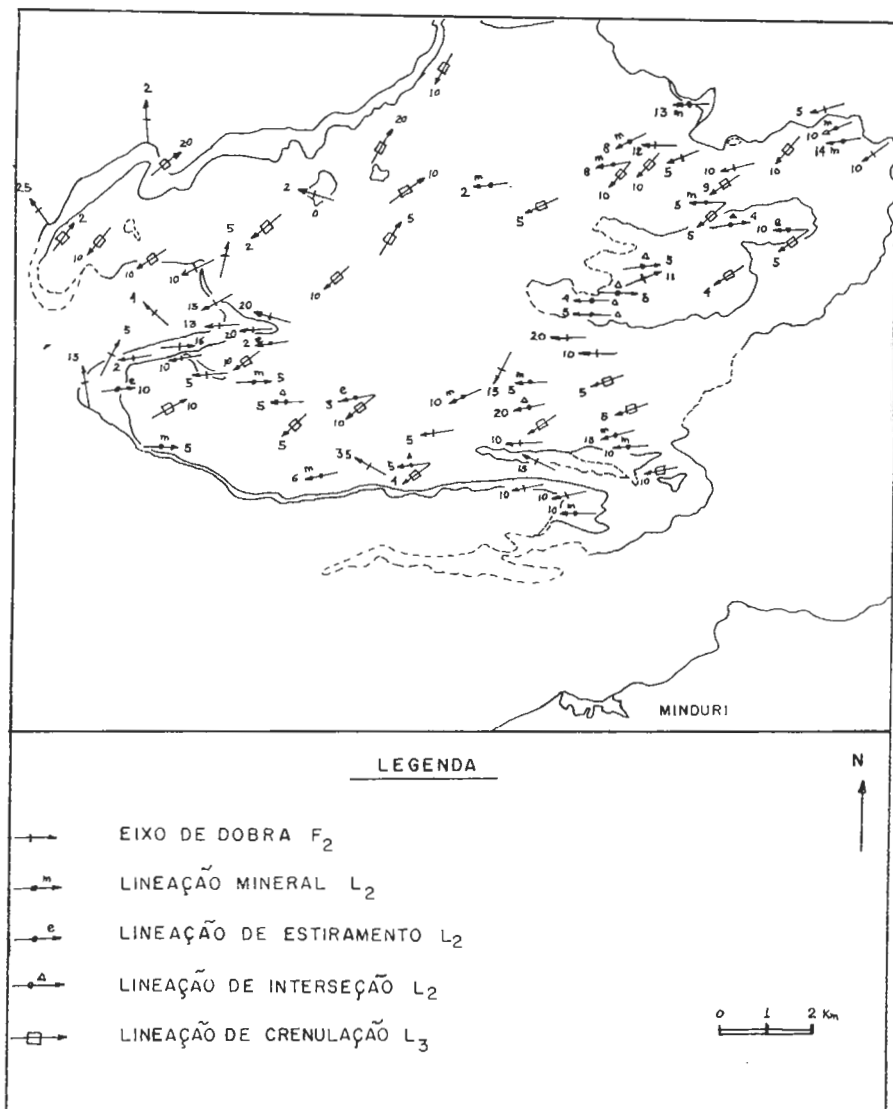


Fig. 2 - Mapa de lineações da área de Minduri.

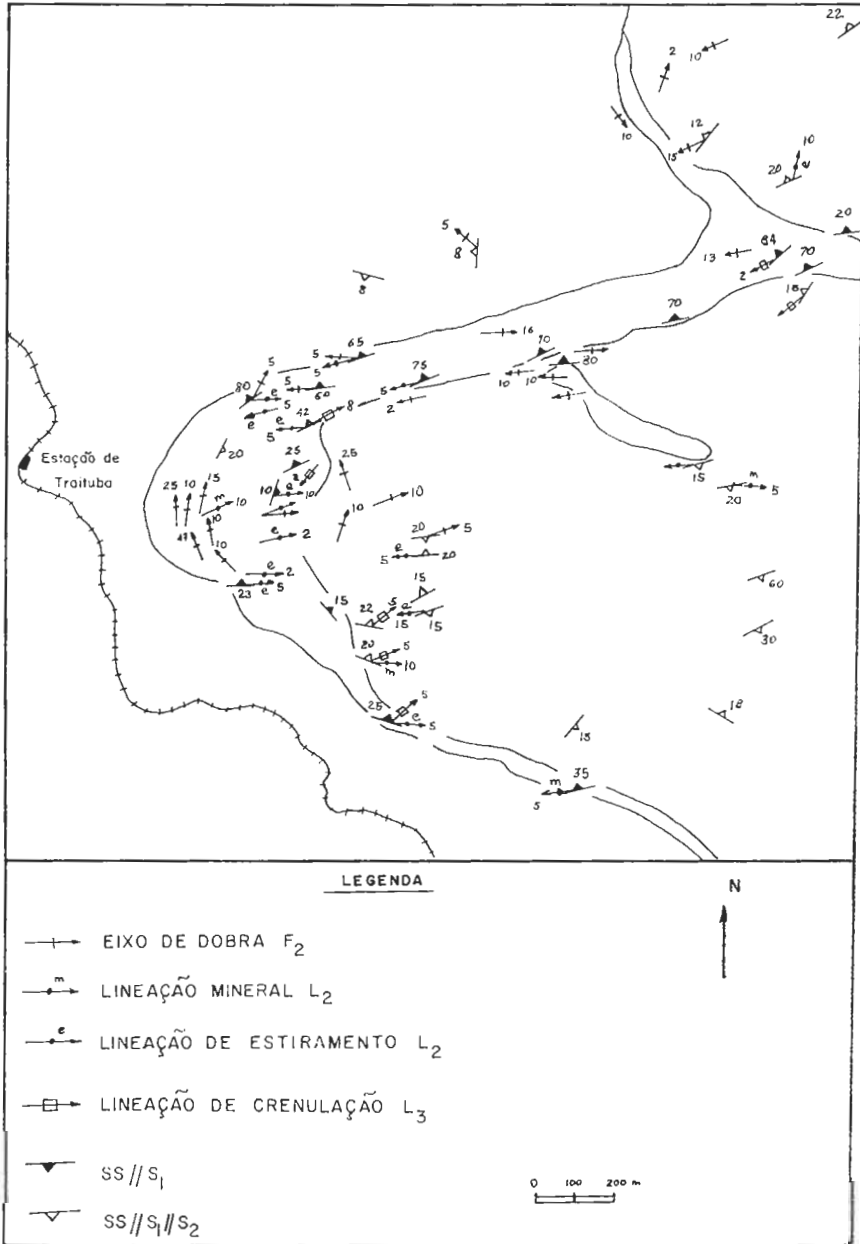


Fig. 3 - Mapa de lineações e eixos. Área da Estação de Traituba.

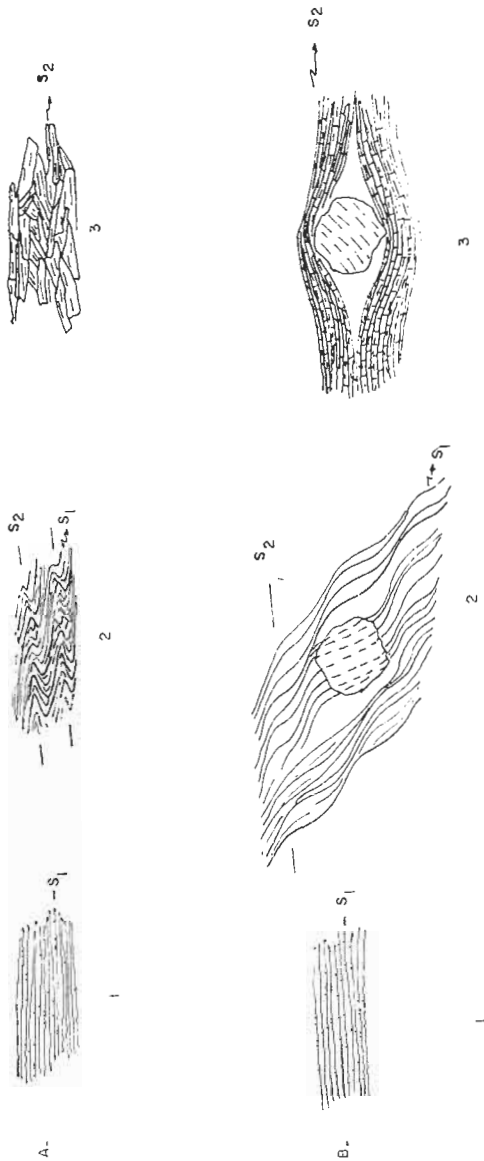


Fig. 4 - Modelo da cristalização tardi-D₁, cedo-sin-D₂, de granada. (a) Desenvolvimento da xistosidade S_2 (seg. Trouw et alii, 1980). 1.- Clivagem ardosiana S_1 . 2.- Clivagem de crenulação (ou crenulação muito apertada) S_2 . 3.- Xistosidade pouco perfeita S_2 . (b) Granada com S_1 dada por inclusões em padrões curvos e retos, sugerindo cristalização sin-tectônica, porém com S_1 descon-tínuo com S_2 . A cristalização da granada é interpretada como tendo ocorrido entre o final do desenvolvimento de S_1 (1) e antes do desenvolvimento da clivagem de crenulação S_2 (2). A de- formação é contínua, com desenvolvimento da xistosidade S_2 .

ESTRUTURA DO EMBASAMENTO ARQUEANO E GEOLOGIA ECONÔMICA
DA ÁREA PEGMATÍTICA DE SÃO JOÃO DEL REI - MG

J. Quéméneur

UFMG-IGC - Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa

R. Baraud

Observatório Nacional do Rio de Janeiro

ABSTRACT

Structure and economic geology of the shield area of the pegmatite region between São João del Rey and Bom Sucesso are very interesting for research in economic geology because there pegmatites, mangan and chromite ore crop out.

The major portion of the area consist of a gneiss-amphibolite complex named Conselheiro Lafaiete-Barbacena complex. It is partly covered by supra crustal formations. This archean complex is the country rock of an extensive granitisation wich seems to be locally syntectonic. The pegmatites can be related to this granitisation.

INTRODUÇÃO

Este trabalho é baseado no mapeamento na escala de 1:50.000 das folhas de Nazareno e São João del Rey realizado no quadro do projeto "Pegmatitos de Minas Gerais" no Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa da UFMG. A área que engloba a província dos pegmatitos mineralizados em lítio, estanho e tantaló, suscitou muitos estudos geológicos entre os quais se destacam:

Pela geologia geral

- L.J. de Moraes - na região de Bom Sucesso
- H. Ebert (1955-1958-1971) que mapeou na escala de 1:200.000 a faixa entre Lavras e Barbacena e definiu as principais unidades litoestratigráficas.

Pela mineralogia e geoquímica dos pegmatitos

- D. Guimarães (1972)
- R. Francesconi (1972)

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL:

São João del Rey está localizado na margem meridional do Cráton do São Francisco perto do contato com o cinturão dobrado Mantiqueira - Serra do Mar.

Podemos assim, considerar a área cratônica, a norte de São João del Rey, como o ante-país de uma cadeia dobrada de tipo alpino (c.f. folha do Rio de Janeiro 1:1.000.00). É então de esperar a fraturação deste ante-país segundo as direções estruturais da cadeia e encontrar restos de recobrimento tectônico por formações pouco metamorfizadas na zona externa. De fato existe a sul de Lavras e Itinga quartzitos e filitos submetidos a dobras de baixo ângulo.

A serra de Bom Sucesso representa provavelmente uma testemunha duma orgênese anterior.

Nota-se também na área estudada duas faixas de intenso fra

no e São João del Rey, limitada ao norte pelo granito de cassiterita e ao Sul pelos xistos verdes. Eles parecem afetados pela tectônica destes xistos. Mineralogicamente distinguem-se pela presença de actinolita associada a clorita provavelmente secundária. Formam faixas alternando com níveis estreitos de gnaiss de tipo leptinito e que podem ser seguidas sobre dezenas de quilômetros. Os níveis mais largos são parcialmente granitizados, o que impede o conjunto de ser cortado pelos granitos maiores. Existem também intercalações delgadas de biotita e grafitaxistos que podem ser de origem tectônica. A presença de um nível manganesífero perto de Coronel Xavier Chaves permite correlacionar estratigraficamente estes anfibolitos aos primeiros.

Os gnaisses:

Nota-se três ripos principais em função da localização relativamente aos anfibolitos e granitos.

1. Gnaiss homogêneo com foliação regular; ele forma grandes maciços a sul e a norte da área estudada.
2. Gnaiss bandeado; ele apresenta aspecto muito variável, aflora em intercalações nos anfibolitos ou forma transição entre este último e os gnaisses homogêneos.
3. Gnaisses graníticos pouco orientados nas bordas de maciços graníticos.

Os gnaisses bandeados apresentam um interesse particular em relação à gênese. Eles são constituídos com uma alternância de gnaiss anfibolítico de granulação fina e de leptinitos. Estes últimos apresentam grãos ovóides de plagioclásios e quartzo numa matriz de quartzo, feldspatos potássicos e plagioclásios; composição e estrutura que evocam rochas vulcânicas ácidas ou tufe. Isto nos leva a imaginar a possibilidade pelo complexo Conselheiro Lafaiete de ter sido um conjunto vulcano-sedimentar com sucessão de basaltos, vulcanitos ácidos e sedimentos intercalados.

QUADRO 1: QUADRO ESTRATIGRÁFICO DA REGIÃO ENTRE SÃO JOÃO DEL REY E BOM SUCESSO

TERCIÁRIO	SUPERFÍCIE DE APLAINAMENTO OU LATERITO	
MESOZÓICO	DIQUES DE GABRO OU DE DOLERITO	
PROTEROZÓICO	GRUPO S.J. DEL REY; Quartzitos, Xistos e Filitos GRUPO MINAS: Itabiritos, Quartzitos, Xistos	
CRIPTOZÓICO	EMBASAMENTO:	{ COMPLEXO CONSELHEIRO LAFAIETE: Anfibolitos, Gonditos. COMPLEXO BARBACENA: Gnaiss, Micaxistos, Migmatitos, Gabros.

3 - ROCHAS INTRUSIVAS

Rochas Ultrabásicas e Básicas:

Estas rochas são anteriores a última granitização. As ultrabásicas aparecem fortemente alteradas na forma de "Pedra Sabão".

Existe uma ocorrência principal que forma o maciço do Morro

turamento de direção E.W. Uma a norte perto de Bom Sucesso, outra mais importante entre São João del Rey e Nazareno.

GEOLOGIA DA ÁREA MAPEADA:

Nesta área predominam gnaisses e anfibolitos do Arqueano parcialmente granitizados com pequenos restos de formações supracrustais: metassedimentos do grupo São João del Rey a Sul da cidade homônima e do grupo na Serra de Bom Sucesso.

A - ESTRATIGRAFIA - LITOLOGIA

Podemos separar três grandes conjuntos:

1. Formações metassedimentares supracrustais
2. Embasamento arqueano
3. Rochas intrusivas

I - FORMAÇÕES SUPRACRUSTAIS

São três formações distintas:

Rochas do grupo São João del Rey
Xistos do "sinclinal do Lenheiro"
Serra de Bom Sucesso.

Grupo São João del Rey:

As rochas deste grupo formam as serra de Lenheiro e de São José e as colinas ao sul da cidade. Seguindo a estratigrafia tradicional elas apresentam a sequência seguinte:

- Filitos e xistos Carandaí
- Metassiltitos, calcoxistos e calcários de Prados
- Quartzitos Tiradentes.

Xistos do Sinclinal do Lenheiro:

São xistos e milonitos formando uma faixa estreita no prolongamento da serra pelo W. Este material que parece mais antigo do que os quartzitos do Lenheiro (f. Tiradentes) é afetado por um metamorfismo de grau xisto verde provavelmente provocado pela tectônica do Lenheiro.

Serra de Bom Sucesso:

As formações desta Serra pertencem ao grupo Minas apesar de terem sofrido um intenso metamorfismo. Um corte NWSE da serra mostra a sequência seguinte:

- Milonitos
- Biotitaxistos quartzíferos com intercalações de rochas ultrabásicas no sul
- Quartzitos brancos
- Xistos ferruginosos
- Itabiritos
- Quartzitos ou xistos ferruginosos
- Xistos granatíferos e anfibolitos

Esta estratigrafia está parcialmente mascarada por um importante metamorfismo de contato ao Norte.

O dobramento muito intenso, que desenvolveu xistosidade de fluxo e milonitos torna difícil o estabelecimento duma coluna estratigráfica comparável à do Quadrilátero Ferrífero.

Ele é constituído por uma trama de gnaisses e anfibolitos em parte granitizados.

Os gnaisses e migmatitos predominam a norte da Serra de Bom Sucesso e margem meridional da área estudada entre São Sebastião da Vitória e Nazareno. Eles formam também um eixo particularmente granitizado no centro do mapa, de Caburú até o Rio Grande.

Os anfibolitos são divididos em dois conjuntos pelo eixo gnáissico central: os anfibolitos do Vale inferior do Rio das Mortes e os anfibolitos "meridionais" limitados numa faixa estreita entre os granitos e gnaisses do morro do Resende e o gabro e os gnaisses de São Sebastião da Vitória.

Os únicos níveis susceptíveis de terem valor estratigráfico são os de gonditos e queluzitos grafitosos.

Não foi possível estabelecer uma polaridade nem evidenciar discordâncias tanto nos anfibolitos e gnaisses como no contato entre os dois fáceis.

Em um local todavia na estrada Capelinha - São Tiago, o gnaisse encontra-se geometricamente em baixo de anfibolitos, mas pelo fato deste gnaisse se transformar gradativamente em granito, ele seria somente um granito orientado. Os anfibolitos apresentam numerosas intercalações de gnaisses, uma tal alternância pode corresponder tanto as interdigitações duma mudança lateral de fáceis como à dobras isoclinais.

Desta maneira é difícil de falar em "grupo" ou "série" ou qualquer outro termo estratigráfico, o que nos leva a propor o termo provisório de "complexo" para definir conjuntos litológicos apresentando uma certa uniformidade.

Assim o complexo Conselheiro Lafaiete seria o conjunto onde predominam os anfibolitos, e o complexo Barbacena seria caracterizado pela predominância dos gnaisses.

Resolvemos então mapear por unidades litológicas: gnaisses, migmatitos, anfibolitos, quartzitos, etc.

Anfibolitos do Rio das Mortes:

Estes anfibolitos afloram numa depressão de relevo suave que segue o Rio das Mortes entre Cassiterita e Ibituruna. Mais para leste, eles aparecem esparsos no interior do maciço granítico de Santiago. Nota-se também uma faixa estreita de anfibolitos entre o granito dos Tabuões e a serra de Bom Sucesso, e cuja lineação é paralela a direção da serra. A composição mineralógica caracteriza-se pela ocorrência de hornblenda verde, plagioclásio labradorítico, quartzo, e epidoto com presença quase constante. Este último mineral torna-se mais abundante perto dos granitos e na beira meridional da faixa de anfibolito. Nas áreas de transição com o gnaisse encontra-se biotita e moscovita. Esta faixa de anfibolitos pertencem tectonicamente ao complexo da serra.

Existe uma grande variação nas proporções dos minerais conforme se trata de anfibolito, anfibolitoxisto e anfibolitognaisse. Localmente observa-se uma transição gradativa de anfibolitos para gnaisses com alternância decimétrica de níveis gnáissicos e anfibolíticos, assim como aparição na borda sul a leste de Volta Grande de intercalações de faixas alongadas de gnaisse que chegam a atingir algumas centenas de m de espessura e até 10 km de extensão.

Os níveis manganésíferos podem fornecer uma indicação relativa à origem dos anfibolitos: eles contêm grafita, são associados a lentes de quartzitos e além do mais, o gondito passa gradativamente ao anfibolito, o que deixa supor que pelo menos uma parte dos anfibolitos é de origem metassedimentar.

Anfibolitos meridionais:

Estes anfibolitos afloram numa faixa estreita entre Nazareno

das Almas ao Sul da Serra de Bom Sucesso, e numerosos pequenos corpos provavelmente associados a falhas, em particular no contato entre o gabbro e os anfíbolitos.

Mineralogicamente estas rochas são constituídas por talco, clorita, anfíbólio. Nas partes mais xistosas predomina a clorita. Localmente, encontram-se níveis ricos em amianto onde se observa cromita. A maior destas ocorrências cromitíferas, a do Morro das Almas, foi por nós identificada há já alguns anos (QUEMENEUR, 1978).

O grande maciço de gabro de SW de Lenheiro parece remanescente do embasamento mais antigo da área, talvez de idade ante-Conselheiro Lafaete. Ele se apresenta parcialmente granitizado até adquirir uma composição global de diorito ou granodiorito na sua extremidade ocidental.

Granitóides:

Os granitóides cobrem quase um terço da área estudada, sendo a maior extensão ao norte do Rio das Mortes.

Apresentam-se de dois tipos diferentes: os granitos associados à migmatitos e os granitos novos posteriores aos anfíbolitos.

Os granitos associados à migmatitos foram encontrados somente na parte NW da área, perto de Bom Sucesso. Estes granitos podem ser cristalizado num ciclo arqueano.

Os granitos novos que dividimos, na área mapeada, em maciços "de Tabuões", "de Ritópolis", e "de Cassiterita", pertencem na realidade a um complexo maior que o batólito de São Tiago. Este apresenta uma grande extensão ao Norte da área mapeada mas não foi ainda delimitado.

Este batólito apresenta simultaneamente caráter de granito autóctone ("de anatexia") e de granito alóctone ("intrusivo"). Ele contém muitas enclaves, principalmente de anfíbolito. Existe transição entre gnaiss e granito perto do rio do Peixe. O granito de Cassiterita forma uma lente alongada, é orientado e passa gradativamente ao gnaiss do Morro do Resende. Ele pode ser relativamente independente do resto do batólito, e ter sido formado em outra fase. No Centro das numerosas faixas de gnaiss ao N de São João del Rey a granitização intensifica-se, provavelmente devido a maior facilidade deste material gnáissico em derreter na temperatura de fusão do granito. Nota-se uma grande área de assimilação das encaixantes no contato com anfíbolitos nas bordas dos maciços. O granito de Tabuões está parcialmente envolvido por uma auréola de diorito. Ao Sul de Ritópolis existe um complexo gabro-diorítico com restos de anfíbolitos mal assimilados. Por outro lado o granito de Tabuões desenvolve uma auréola de metamorfismo de contato nos anfíbolitos caracterizada pela transformação de hornblenda em ferrohastingsita.

O batólito de São Tiago é provavelmente o gerador dos pegmatitos estaníferos. Porém isto pode-se questionar porque os pegmatitos são estaníferos somente na borda meridional.

B - GEOLOGIA ESTRUTURAL

A região estudada tem marcas de pelo menos três eventos tectônicos:

1. O mais antigo - idade arqueana
2. O dobramento da Serra de Bom Sucesso, de idade pós-Minas.
3. O dobramento da Serra do Lenheiro, afetando o grupo São João del Rey. Entre os eventos 2 e 3 houve uma extensa granitização.

1 - EVENTO MAIS ANTIGO

Este evento definiu a estrutura geral do embasamento.

As lineações são materializadas por uma foliação que concorda geralmente com os contatos litológicos. Tais como quartzitos intercalados nos gnaisses, e níveis manganésíferos nos anfibolitos. Essas lineações, apresentam uma direção 60E, 80E na parte ocidental, tornando-se 40E, 60E perto de São João del Rey e quase NS perto de Conselheiro Lafaiete. Estas direções formam um arco provavelmente em volta do resto de um cráton mais antigo; em detalhe os anfibolitos são afetados por dobras fluídais localmente deitadas, como se nota na jazida de manganês da fazenda Sobradinho. O mergulho geral da foliação é para Sul. A incerteza das interpretações estratigráficas torna difícil um esquema tectônico mais detalhado. Por exemplo podemos supor que os anfibolitos sejam superpostos aos gnaisses e que perto do contato as intercalações multipliquem-se. Porém, a mesma aparência pode ser obtida com o dobramento de somente uma camada de anfibolito diretamente superposta ao gnaisse.

2 - DOBRAMENTO DA SERRA DE BOM SUCESSO

A serra de Bom Sucesso forma uma estrutura quase linear de direção NE-SW isolada no meio do embasamento arqueano. Ela parece ser o último testemunho do Quadrilátero Ferrífero ao Sul como sugere a anomalia magnetométrica contínua que liga esta serra a extremidade da serra da Moeda em Jeceaba.

No detalhe as rochas da serra sofreram uma tectônica polifásica comparável à do Quadrilátero como a sucessão de pelo menos três fases:

1. Dobras cujo o eixo mergulha com 50° até 70° NE ou SW e plano axial mergulhando a NW ou SE segundo o local. Chamamos a xistosidade associada S₁.
2. Xistosidade de fluxo S₂ paralela a linha de crista da serra mergulhando a NW ou SE e formando um ângulo de 5 até 15° com S₂.
3. Xistosidade S₃ de direção N60 N70 correspondente a pequenas dobras em chevron. É possível que esta xistosidade seja anterior a S₂.

Podemos então imaginar a seguinte sucessão:

1. Dobramento S₁ segundo um estilo isoclinal e provavelmente com plano axial de baixo ângulo.
2. Forte movimento de componente horizontal com xistosidade de fluxo S₂.
3. Dobramento S₃?
4. Compressão e verticalização das camadas com fraturação perpendicular a direção da serra.
5. Basculamento de pequena amplitude provocada pela intrusão de granitos.

3 - OROGÊNESE AFETANDO O GRUPO SÃO JOÃO DEL REY E OS XISTOS DO LENHEIRO.

Evento caracterizado a W da Serra do Lenheiro:

Este evento caracteriza-se na faixa de quase 50 km de comprimento e de até 2 km de largura que desaparece por baixo dos quartzitos do Lenheiro. Ela apresenta um caráter tectônico evidente caracterizado pela presença de escamas de granito e gnaisse. Em particular nota-se uma lente de 10 km de comprimento e 500m de largura de granito e gnaisse tectonizados. Existe alternância de xisto e gnaisse perto de Capela de Santo Antônio sugerindo que esta faixa seja simplesmente uma área de milonito. A presença em alguns locais de duas xistosidades e de uma diferenciação litológica induz-nos a pensar que alguns xistos

foram preservados em favor desta zona de falhas.

O fato da xistosidade girar em volta da ponta da Lenheiro sugere uma certa contemporaneidade entre a última fase de xistosidade e o dobramento do Lenheiro; idéia reforçada pela presença de quartzitos nos xistos.

Grupo São João del Rey:

A Serra do Lenheiro apresenta-se como um corpo de quartzitos quase tabular que mergulha ao sul por baixo dos calcoxistos e siltitos da formação prados. Pode-se também imaginar o Lenheiro totalmente superposto às outras formações, cavalcando horizontalmente tanto as rochas da formação Carandaí como o embasamento, interpretação sugerida pelos milonitos da borda W e N do maciço.

Esta fase tectônica, talvez de idade brasileira, pode ser responsável pela formação de clorita e calcita nos anfibolitos "meridionais". A epidotização geral da área e provavelmente ligada a um retrometamorfismo posterior a cristalização dos últimos granitos.

Existe outra faixa tectonizada de direção EW preenchida por xistos e quartzitos e gnaisses milonitizados perto da cidade de Bom Sucesso. O alto grau de metamorfismo dos xistos pode ser o indício de uma fase tectônica meio antiga talvez pré-Minas.

C - GRANITIZAÇÕES

Uma ampla granitização de nível intermediário entre "anatexia" e "intrusão" oblitera uma parte das estruturas do embasamento.

Essa granitização divide-se em dois tipos: uma granitização difusa representada por vênulas graníticas, níveis de feldspatos nos anfibolitos, granitização nos eixos dos gnaisses, e uma outra de caráter intrusivo. Esta segunda corta as estruturas, modifica as encaixantes, e mostra localmente auréolas de metamorfismo de contato.

Esta granitização não afeta a formação São João del Rey nem os xistos.

D - GEOLOGIA ECONÔMICA

As ocorrências com maior interesse econômico na região referem-se aos pegmatitos, itabiritos, cromitas e minérios de manganês, as quais analisaremos sucintamente a seguir.

Pegmatitos:

São numerosos os corpos pegmatíticos espalhados numa área de 8 km x 40 km entre Volta Grande e Ritópolis.

Os pegmatitos são de tamanho e forma muito variados. Geralmente os maiores corpos, localizados na parte ocidental da área, estão encaixados nos anfibolitos. Encaixados nos granitos aparecem somente corpos pequenos em forma de veios. Existem pelo menos 20 pegmatitos com mais de 500m de comprimento. Os situados nos anfibolitos, formam alinhamentos mais ou menos segundo a direção dos anfibolitos. Na área de maior concentração encontram-se muitos veios de quartzo que podem ajudar na prospecção. Os anfibolitos são cortados por numerosas vênulas centimétricas ou decimétricas de caráter pegmatítico.

Os grandes corpos que geralmente apresentam uma extensão horizontal maior, desenvolvem uma auréola de metamorfismo caracterizada pela ocorrência de agulhas de anfibólio roxo, que é provavelmente Holmquistita, e localmente pela formação de granadas e silicificação. A presença deste anfibólio litinífero no contato parece em acordo com altíssimo teor em lítio dos pegmatitos, pois são constituídos por uma média de 40% de espodumênio (Volta Grande, Minas Brasil e Mojolo). Os outros minerais importantes são quartzo, moscovita, feldspatos potássicos e albita. Existe um pouco de lepidolita e berilo no Fumal e Ritópolis. A Cassiterita, a tantalita, a microlita, assim com magnetita e il

menita, são minerais acessórios raramente visíveis a olho nũ.

Apesar de ser potencialmente uma das maiores jazidas do mundo para lítio, só o estanho e o tântalo estão sendo lavrados. Os teores destes elementos são relativamente baixos: aproximadamente 1,1% para o estanho e 200 ppm para o tântalo (inf. oral Sociedade Minas Brasil).

Os minérios são cassiterita, tantalita e microlita. A cassiterita, geralmente muito fina, está mais concentrada na periferia dos corpos pegmatíticos. Os cristais visíveis encontram-se principalmente num greisen desenvolvido no corpo B de Volta Grande. Além deste detalhe os pegmatitos não apresentam o zoneamento clássico. Porém apresentam núcleos de quartzo espalhados e raros corpos de substituição com lepidolita. A tantalita ocorre irregularmente disseminada no pegmatito todo. Ela predomina sobre a cassiterita na área entre o Fumal e a Barra. A microlita é o principal minério de tântalo na fazenda Manjolo e está associada com a lepidolita em Volta Grande. A cassiterita costuma conter teor importante em Ta na forma de inclusões de tantalatos complexos com Nb, Sn, Ti e Mn.

Itabirito:

O itabirito corresponde a nível estratigráfico que forma uma camada irregular de 40m até 250m de espessura e uma extensão de cerca de 30 km. Este Itabirito é constituído por uma alternância de níveis ricos em magnetita e ricos em quartzo. Sondagens revelaram também carbonatos (inf. oral a MBR). Esta jazida foi explorada por método semi-artesanal. O teor médio é relativamente baixo por volta de 40% em Fe, mas a presença de magnetita valoriza o minério.

Cromita:

Existe, no maciço ultrabásico do Morro das Almas, um nível de 1 até 3m e espessura de cromita que pode ser seguido numa distância de cerca de 900m. Esta cromita, muito ferrífero (30% FeO), não parece ter mercado no momento. No mesmo maciço ocorre um nível magnetita com ilmenita e já foram lavrados pequenos níveis de amianto.

Manganês:

O manganês ocorre em várias lentes segundo um nível estratigráfico cuja extensão mínima é de 80 km, de Ibituruna até Lagoa Dourada. Nele se situa também a Jazida de Morro de Mina, em Conselheiro Lafaiete, localizada numa estrutura mais setentrional. Segue-se sem interrupção o nível de Manganês na folha de Nazareno. Na folha de São João del Rey, este nível foi preservado da granitização somente em dois pontos principais: Cachoeira e Penedo, onde ocorre no encaixante anfibolítico.

Em vários lugares este nível é acompanhado por quartzitos. Ele é geralmente constituído, em raros locais onde não está oxidado, por granada (espessartita). Em particular na jazida de Cachoeira aparecem granadas de mais de 2cm de diâmetro. Nota-se a presença de grafita que pode também constituir níveis isolados dentro dos anfibolitos. Estas jazidas serão assunto dum estudo particular. Perto de Penedo o nível manganífero é acompanhado por xistos verdes grafitosos.

Conclusão:

Nós tentamos reconstituir a história geológica desta área afim, principalmente, de relacionar as mineralizações com eventos geológicos.

Os resultados adquiridos nesta primeira etapa vão permitir novos estudos mais específicos.

Em resumo, foi estabelecida a sucessão dos principais eventos tectônicos e magmáticos da área:

- Dobramento do embasamento arqueano
- Sedimentação e dobramento do Minas
- Granitização com formação do batolito de São Tiago e dos pegmatitos
- Sedimentação e dobramento da rocha do Grupo São João del Rey.

Um dos resultados mais relevantes foi de evidenciar alguns lineamentos da estrutura do Arqueano.

Podemos esperar com estudos geoquímico e petrográficos, chegar até uma reconstituição da litologia inicial e talvez da paleogeografia do "complexo" Conselheiro Lafaiete.

AGRADECIMENTOS:

Este trabalho foi realizado com o auxílio da Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) pelo convênio 227, UFMG/FINEP e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Os nossos agradecimentos a estas Instituições que, no Brasil apoiam e fomentam a pesquisa científica, e ao Centro de Pesquisa do Instituto de Geociências da UFMG que nos propiciou espaço físico e equipamentos laboratoriais para este trabalho.

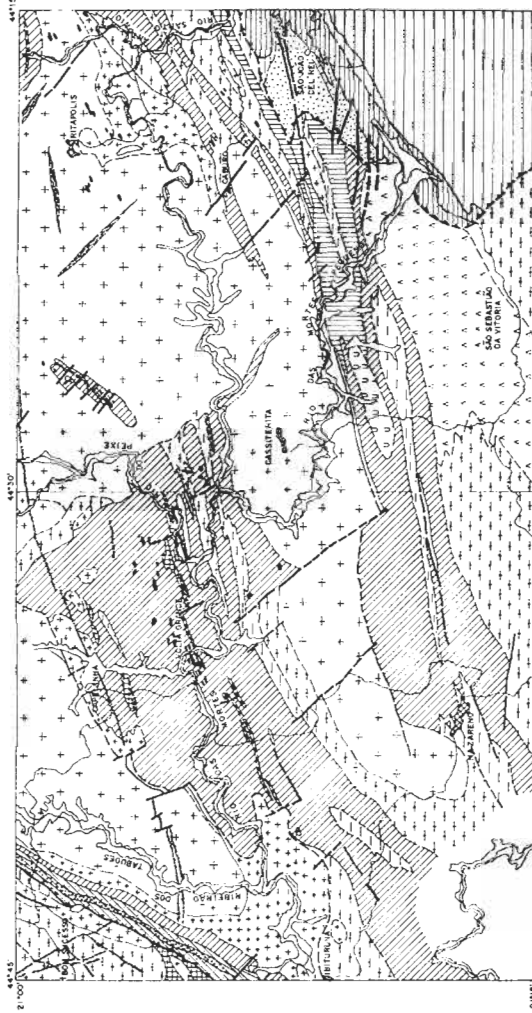
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1977) - O Craton do São Francisco - Rev. Bras. Geol. Vol. 7 nº 4.
- ALMEIDA, F.F.M., Hasui Y., DAVINO A., HARALYL N.L.E. (1980) - informações geológicas sobre o Oeste Mineiro e seu significado geotectônico - Anais da Acad. Bras. de Ciências Vol. 52 nº 1.
- BARBOSA, O. (1949) - Contribuição a geologia do Centro de Minas Gerais Min. Met. Vol. 14 nº 79.
- BARBOSA O., BRAUN O.P.G., DYER R.C., CUNHA C.A.B.R. (1970) - Geologia da Região do Triângulo Mineiro. DNPM Bol. 136.
- BRANT A.A., FULLER B.D. (1975) - Geophysical Exploration and problems in metamorphic Terranes - Geokongres 75, Stellenbosch, South Africa.
- BOSUM W. (1973) - O Levantamento aeromagnético de Minas Gerais e sua consequência quanto a estrutura geológica - Rev. Brasil de geol. 3:149-159.
- BESANG C. et Alii (1977) - Datação Radiométrica em rochas de Minas Gerais e Espírito Santo - CPRM - Belo Horizonte.
- BRAUN, O.P.G. (1975) - The Coastal-orogenic-belt structure of South-eastern Brazil - CPRM - São Paulo.
- BRANDALISE, L.A. (1971) - Projeto Folha do Rio de Janeiro. Geologia Preliminar da região meridional de Minas Gerais na escala 1:250.000 - CPRM/DNPM - Belo Horizonte.
- BRANDALISE L.A., SOUZA A.A., QUEIROZ E.T., VIANA I.A., SILVA J.N., NERY J.R.D. (1971) - Projeto da folha do Rio de Janeiro - Geologia da região meridional de Minas Gerais. CPRM.
- CORDANI U.G. (1973) - Definição e caracterização do Cráton do São Francisco - Anais XXVII Congres. Bras. Geol.
- CORDANI U.G., DELHAL J., LEDENT D. (1973) - Orogeneses superposés dans le Precambrien du Brésil sud-oriental (Estado do Rio de Janeiro et de Minas Gerais) - Rev. Bras. Geol. 3:1-22.
- CHOBENHAUS F. (1975) - Folhas SF 23/SF 24/SG 23 - coordenador. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - DNPM.

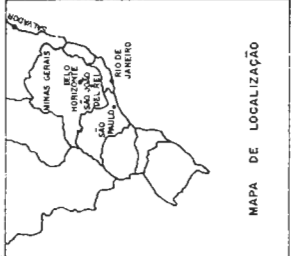
- CPRM - Projeto Manganês no Centro-Sul de Minas Gerais. Relatório.
- CPRM - DNPM (1978) - Projeto Mantiqueira Furnas. Rel. Final, Vol. 1, Ministério das Minas e Energia.
- DAVINO A. (1980) - Delineamento dos limites e estruturas do Cráton do Paramirim por granimetria, Anais XXXI Congr. Bras. Geol.
- DIRAC, F., EBERT, H. (1967) - Isotopic age from the pegmatite provins of Eastern Brazil. Nature, 215, 948-949.
- DNPM - Carta geológica do Brasil ao milionésimo (1979) - folhas do Rio de Janeiro, Vitória, Iguapé - SF 23/SF 24/SG 23.
- DUTRA C.V., Costa M.T. (1966) - Idade chumbo alfa de zircões do maciço alcalino de Matola, São João del Rey B. Inst. Geol. Ouro Preto 1(3/4).
- EBERT H., (1955) - Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais An, Dir., DGM. DFPM-DNPM.
- EBERT H. (1957) - Beitrag zur gliederung ds Prekambrium in Minas Gerais geol. Rdsch. 45.
- EBERT H. (1958) - Discordancias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais B. Div. Geol. Mineral, DNPM, 183.
- EBERT H., (1968) - Ocorrência de fácies granulítico no Sul de Minas Gerais. Anais Acad. Bras. de Ciências Vol. 40, pp. 229.
- EBERT H., (1971) - Mapa geológico do Sul de Minas Gerais na escala 1:300.000.
- FRANCESCONI R. (1972) - Pegmatitos da região de São João del Rey, MG., U.S.P. Inst. Geoc. São Paulo.
- GIBB R.A., THOMAS M.D. (1976) - Gravity Signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield - Nature 262.
- GUIMARÃES, D., GUEDES S.V. (1964) - Nota Preliminar sobre a região estanífera de São João del Rey MG., DNPM-DFPM., Avulso nº 58.
- HARALYI N. (1980) - Carta gravimétrica do Oeste de Minas Gerais, Sudeste de Goiás e Norte de São Paulo - Anais XXI Congr. Bras. Geol.
- HASUI Y., ALMEIDA F.F.M. (1970) - Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro. Soc. Bras. Geol. Bol. 19.
- MASCARENHAS, J. de F. (1978) - Sobre alguns elementos geotectônicos do pré-cambriano da Bahia e a evolução da crosta, XXX Congr. Bras. Geol. Recife.
- MORAES L.J. (1937) - Geologia e Movimentos Sísmicos de Bom Sucesso, Minas Gerais - DNPM - Boletim nº 17 - 1973.
- NEVES, J.M.C., KARFUNKEL, J., GOMIDE, L.C. (1978) contribuição para o estudo de espodumênio de Minas Gerais e seus produtos de alteração. XXX Congr. Bras. Geol. Recife.
- OSTWALD J., EBERLE W., PAULINO J. (1973) - Prospecção geofísica, geológica e geológica de anomalias aeromagnéticas isoladas da área de Coromandel, oeste de Minas Gerais - Anais XXVII Cong. Bras. Geol.
- PARISOT J.C. (1980) - L'alteration météorique de sills de pegmatites lithinifères de São João del Rey - MG. - Brasil Ch. ORSTOM. Vol. XI nº 1.
- QUÉMÉNEUR, J.J. e BARAUD, R. (1982) - Geologia da área pegmatítica de São João del Rey, Minas Gerais - Brasil. 5º Congresso Latinoamericano de Geologia, Actas I:39-53. Argentina.

- RICOMINI, C. (1982) - Geologia regional do Quadrilátero Ferrífero (MG. Brasil). Uma tentativa de síntese e novas idéias. Anais XXXII Cong. Bras. Geol., 1:199-211. Salvador.
- ROLFF, P.A. (1952) - Geologia da província estanífera do Rio das Mortes, Minas Gerais. Rev. Escol. Minas. Ouro Preto. 1-12.
- SÁ, J.H.S., KAWASHITA, K. (1976) - Idades Rb/Sr de rochas do Grupo Macaúbas, MG. Anais 29ª Cong. Bras. Geol. Belo Horizonte - MG.
- UBRAHMANYAM, C. (1978) - On the relation of gravity anomalies to geotectonics of the Precambrian terrains of South Indian Shield. J. Geol. Soc. India, 19:251-263.

MAPA GEOLÓGICO DAS FOLHAS 1:50.000 DE NAZARENO E SÃO JOÃO DEL REI - MG



- LOCALIDADE
- ESTRADA
- RIO
- CONTATO GEOLÓGICO OBSERVADO
- CONTATO GEOLÓGICO INFERIDO
- FALHA OBSERVADA
- FALHA INFERIDA
- FALHA DE DAVALGAMENTO OU EMPUÑO



ESCALA

J. QUÊMEUR e R. B. MELO - 1982
CENTRO DE PESQUISA FÍSICA MANUEL TELLEZA DA COSTA
10 C - UFPA

<p>ROCHAS ULTRABÁSICAS</p> <p>U U U METAGLÁNCIOS</p> <p>A X X GABRO</p> <p>NIVEL PARAGUASSÉRIO</p> <p>ANFIBOLITO</p> <p>GRANISSIMO, FINO, LEPTINITO</p> <p>INDISSOL. SUPRISTITO</p>	<p>EMBASAMENTO</p> <p>GENESEIRO LAPALITE</p> <p>DARIBAGEVA</p>	<p>XISTO MILONITICO</p> <p>PEGMATITO</p> <p>GRANITO</p> <p>DIORITO, GABRO</p> <p>TRONCITO</p> <p>QUARTZITO</p> <p>XISTO</p>	<p>ALUVIÉIS</p> <p>DIQUE DE UBERÔ</p> <p>XISTO, P LITO</p> <p>CALCISTO, SULFURETO, DOLOMITO</p> <p>QUARTZITO</p> <p>XISTO HERDE</p> <p>QUARTZO-MICANISTO</p>	<p>MEZOZÓICO</p> <p>GRUPO SÃO JOÃO DEL REI</p> <p>MINAS</p>
--	---	---	--	--

DADOS ATUAIS DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA FOLHA ITUMIRIM - MG

André Ribeiro
Instituto de Geociências - UFRJ

ABSTRACT

In the Itumirim area, southern Minas Gerais state, outcrops a sequence of greenschists and granodiorite gneisses with a metasedimentary cover. This paper presents a preliminary stratigraphic subdivision of both units, and a structural analysis, resulting from detailed mapping, petrographical and microtectonic studies.

1. INTRODUÇÃO

A finalidade deste trabalho é mostrar dados até agora obtidos no mapeamento geológico do precambriano da Folha Itumirim 1:50.000. Essa pesquisa faz parte de um projeto de mapeamento no sul de Minas Gerais que vem sendo realizado por uma equipe de geólogos do IG-UFRJ, sob coordenação do Prof. Rudolph Trouw.

O método de trabalho utilizado é o mapeamento geológico-estrutural detalhado, com fotos aéreas 1:25.000 e análise microtectônica. As serras logo ao sul de Itumirim foram objeto de estudo da tese de mestrado do autor e o mapeamento para sul e norte dão continuidade a essa pesquisa. Na parte norte da folha o mapeamento está incipiente, limita-se, por enquanto, a um reconhecimento geral e mapeamento detalhado em áreas muito restritas, de maior densidade de afloramentos.

Na Folha Itumirim ocorrem duas seqüências litoestratigráficas contrastantes. A seqüência inferior, composta principalmente por "greenschists" de origem ígnea máfica e ultramáfica invadidos por e encaixados em granodiorito gnaisse, corresponde em parte ao Grupo Barbacena conforme o conceito de Pires (1978).

Sobreposta, em discordância litológica, ocorre a seqüência superior constituída por filitos, xistos e quartzitos correlacionáveis aos Grupos São João del Rei e Andrelândia de Ebert (1956b) e ao Grupo Carrancas de Trouw et alii (1980).

2. SEQÜÊNCIA INFERIOR

2.1 Xistos do Grupo Barbacena

O Grupo Barbacena é caracterizado na Folha Itumirim por uma alternância de xistos máficos e ultramáficos de origem ígnea com intercalações menores de rochas metassedimentares. Ocorre numa faixa com cerca de 6 a 8 km de largura na parte NW da folha e em pequenas faixas e lentes encaixadas em granodiorito gnaisse (Fig. 1). Um perfil na faixa principal mostra de SE para NW o seguinte (Fig. 2): a) predomínio de rochas máficas e ultramáficas de textura média a grosseira, alternadas em bandas geralmente de espessura inferior a 20 m. Os principais tipos litológicos reconhecidos no campo são: tremolita-xistos, serpentinito, talco-xisto, clorita-xisto, anfíbolitos e xisto verde. Os xistos ultramáfi-

cos mostram gradações entre si, ocorrendo combinações entre tremolita-talco-clorita-serpentina com predomínio de um ou outro desses minerais. Nas bandas máficas ocorrem xistos verdes com albita-epidoto-tremolita-hornblenda e albita-oligoclásio anfibolitos. Bandas até métricas de quartzito ferruginoso, rochas manganesíferas e mais raro filito grafito so aparecem associadas principalmente a níveis de anfibolitos. b) predomínio de rochas ultramáficas (talco, clorita-xistos e serpentinito) de textura fina a média, em bandas alternadas de espessura métrica a milimétrica, com níveis esporádicos até métricos de quartzitos grosseiros, quartzo-filitos, xistos verdes e anfibolitos.

As faixas menores, encaixadas no granodiorito gnaissae a leste de Itumirim tem largura variada, até 2 km. Predominam filitos ricos em clorita, mas todos os tipos litológicos descritos em a e b (acima) ocorrem subordinadamente.

2.2 Granodiorito Gnaissae

A leste e nordeste de Itumirim ocorrem grandes lajedos de ortognaisse grosseiro, claro, de composição granodiorítica a tonalítica, com porfiroblastos de plagioclásio e microclina, contendo bandas locais, até métricas, de gnaissae tonalítico à diorítico mais fino. Injeção de pegmatitos e aplitos, de pelo menos duas gerações, provavelmente cogenéticos ao granodiorito, promovem aspecto migmatítico ao conjunto (migmatito de injeção).

3. SEQUÊNCIA SUPERIOR

A sequência superior, na Folha Itumirim, pode ser separada em dois fácies: autóctone e alóctone (Ribeiro e Heilbron, 1982). O fácies alóctone é o Grupo Carrancas de Trouw et alii (1980), interpretado como uma nappe sobre o autóctone. O autóctone, uma sequência metassedimentar correlacionável em parte aos Grupos São João del Rei e Andreândia de Ebert (1956b), contém um fácies de transição vertical entre esses dois grupos.

3.1 Fácies Alóctone

O Grupo Carrancas, como definido por Trouw et alii (1980) restringe-se na Folha Itumirim aos quartzitos e xistos que afloram nas Seras do Pombeiro, Estância e Campestre (Fig. 1). Detalhes da estratigrafia interna do Grupo Carrancas são apresentados em Trouw et alii (1980), Paciullo (1980), Ribeiro (1980) e Ribeiro e Heilbron (1982).

3.2 Fácies Autóctone

O fácies autóctone inclui as seguintes unidades (Fig. 1), transicionais entre si:

a. Biotita Xisto/Filito

Nessa unidade predomina um xisto escuro, com xistosidade anastomosada, com frequentes veios de quartzo lentiformes, milimétricos à decimétricos, composto principalmente por muscovita, clorita, biotita e quartzo tendo como acessórios comuns turmalina, plagioclásio, carbonato e opacos. Localmente ocorrem bandas milimétricas a centimétricas de biotita quartzito.

Bandas mais espessas de até métricas de biotita gnaissae fino localmente com níveis anfibolíticos marcam a transição para a sequência seguinte.

b. Sequência Estratificada de Ingai

Sob essa designação descrevemos um pacote de diferentes rochas interestratificadas, que inclui camadas de espessuras variadas, entre decimétrica a dezenas de metros, das seguintes litologias:

- biotita xisto semelhante ao descrito em a
- biotita gnaissse fino, claro (metarcóseo)
- biotita gnaissse/xisto, fino, microconglomerático (com granulos de quartzo e feldspato)
- filitos cinzentos, mais ou menos grafitosos
- quartzitos com mica branca e cinzenta com intercalação de filito cinzento
- quartzitos com mica esverdeada

Também ocorre localmente talco-clorita xisto, intercalado em biotita gnaissse e em quartzito com mica esverdeada, a SE de Ingai.

c. Predomínio de biotita xisto e biotita gnaissse fino

Nessa unidade predomina um biotita xisto, geralmente com xistossidade fina, não tão anastomosada quanto o biotita xisto descrito em a. Esse biotita xisto grada a biotita gnaissse fino, às vezes microconglomerático, mais claro, com intercalações de gnaissse claro (metarcóseo), fino até grosseiro e com bandas xistosas. Níveis de filitos cinzentos, quartzitos e níveis de metacalcáreo micáceo ocorrem interestratificados em menor escala.

d. Quartzitos da Pedra Branca

Na Serra da Pedra Branca aflora um pacote de quartzitos e filitos com duas unidades: 1. quartzitos com mica esverdeada e quartzitos mil folhas, semelhantes aos quartzitos da Formação São Tomé das Letras do Grupo Carrancas de Trouw et alii (1980); 2. uma alternância de quartzitos micáceos tipo mil folhas e quartzitos e filitos cinzentos, incluindo bandas até métricas de gnaissse fino microconglomerático, gnaissse, fino, muito rico em biotita, e, num ponto, uma lente de 3 cm de espessura de um metacalcáreo.

e. Xistos do Grupo Andrelândia

Na extremidade SW da folha afloram xistos e gnaisses semelhantes aos xistos que ocorrem na região de Andrelândia. As principais características dessa unidade são:

- presença de rutilo em cristais até centimétricos.
- alternância rápida em camadas métricas a decimétricas de muscovita xistos, muscovita-biotita xistos, biotita xistos e xistos feldspáticos passando a gnaisses.
- presença frequente de bandas decimétricas a métricas de anfíbolitos.

Detalhes da distribuição litológica e estratigráfica interna nessas unidades, especialmente as descritas em b, d e e, virão com a continuação do mapeamento geológico.

4. ESTRUTURAS

Nos metassedimentos da sequência superior existem evidências de três fases de deformação (D_1 , D_2 , D_3), dadas pela presença de: dobras dobradas cortadas por uma clivagem mais nova e clivagem de crenulação dobrada. A xistosidade principal é um efeito acumulado de D_1 e D_2 (Ribeiro, 1980).

A xistosidade na sequência inferior parece ser mais antiga. Tem atitude NE-SW/subvertical e próximo as serras ao sul de Itumirim de fletem para atitudes E-W subparalela a xistosidade principal na sequência superior, enquanto que os contatos litológicos são truncados pelos metassedimentos, evidenciando uma discordância litológica.

4.1 D_3 - Última Fase de Deformação

Dobras

A intensidade de D_3 é heterogênea através da área estudada. D_3 gerou crenulações e dobras meso e macroscópicas que variam desde sinformais e antiformais abertos (Serra da Estância e região de Ingai) com eixos SW-NE, até dobras apertadas reclinadas, com flancos longos 180/70

e curto 130/70 (direção do mergulho), com eixos 130-150/70-90 na Serra do Campestre. A superfície axial S_1 é constante com mergulho em torno de 130-150/70-90. Nas vizinhanças da Serra do Pombeiro e Luminárias, dobras D_2 abertas culminam numa zona de cisalhamento subparalela a S_1 . a variação em estilo e atitude de eixos podem estar relacionadas ao fato de que D_2 atuou em superfícies curvas, ou seja, em camadas já deformadas por D_1 e D_2 .

Clivagem S_2

Crenulações D_2 ocorrem por toda a área, mas clivagem regional não foi desenvolvida durante D_2 . Clivagem de crenulação, de fratura, ardósiana e xistosidade S_2 , bem desenvolvidas, ocorrem onde D_2 foi intenso. Em áreas onde D_2 foi fraco pode-se reconhecer localmente, mesmo em ausência de dobras D_2 , mesoscópicas uma clivagem S_2 geralmente de crenulação em quartzitos filíticos.

4.2 Fases de Deformação Pré- D_2

As dobras pré- D_2 são reconhecidas por estarem dobradas por D_2 ou por serem cortadas, em ambos flancos, pela clivagem S_2 . Nas áreas onde D_2 é forte adotou-se o seguinte critério para separar as dobras pré- D_2 : dobras com clivagem de crenulação plano axial e as que dobram uma clivagem ardósiana são interpretadas como D_1 . Dobras com xistosidade ou clivagem ardósiana plano axial podem ser atribuídas tanto a D_1 como a D_2 , ou resultar de um efeito acumulado de D_1 e D_2 (detalhes em Ribeiro, 1980). Essas dobras frequentemente tem lineação mineral paralela ao eixo.

Nas áreas onde D_2 foi menos intenso existem padrões de interferência entre dobras D_1 e D_2 , cortados pela clivagem S_2 (Trouw et alii, 1980, Fig.) comprovando a existência de três fases de deformação. O mapeamento recente nos quartzitos da Pedra Branca mostrou a existência de dobras D_1 até macroscópicas (Figs 1 e 3). Nessa área pode-se separar as dobras pré- D_2 do seguinte modo:

Dobras D_2

São dobras meso a macroscópicas, abertas, assimétricas em S_2 olhando para W ao longo do eixo, com superfície axial mergulhando 0-20 para N e com eixos mergulhando 0-15 para W-SW ou E-NE. Em quartzitos elas dobram uma clivagem anterior (mil folhas dos quartzitos) e em filitos desenvolve-se clivagem de crenulação S_2 .

Dobras D_1

São geralmente apertadas ou isoclinais, com clivagem plano axial (S_1 , mil folhas dos quartzitos) e eixos variados, curvos (dobras em bainha) com direção S-SW ou N-NE e mergulhos, de íngremes a baixos, conforme posição nas estruturas D_2 e D_3 . Frequentemente observa-se lineação mineral fazendo ângulo, em torno de 20-30°, com o eixo dessas dobras.

Empurrão

Na base das Serras do Campestre e da Estância, entre os quartzitos do fácies alóctone e os filitos do autóctone (vide cap. 3), ocorrem lentes de granodiorito gnaiss e xistos do Grupo Barbacena, sugerindo um contato tectônico entre esses dois fácies. Esse contato é dobrado pelo menos por estruturas D_1 . Trouw et alii (1980) e Ribeiro (1980) postularam a idéia de um empurrão sin- D_1 para essa estrutura. No mapeamento na folha vizinha, Heilbron (1983) observou que estruturas semelhantes truncam dobras D_2 . A continuidade do mapeamento detalhado deverá esclarecer o problema.

5. METAMORFISMO

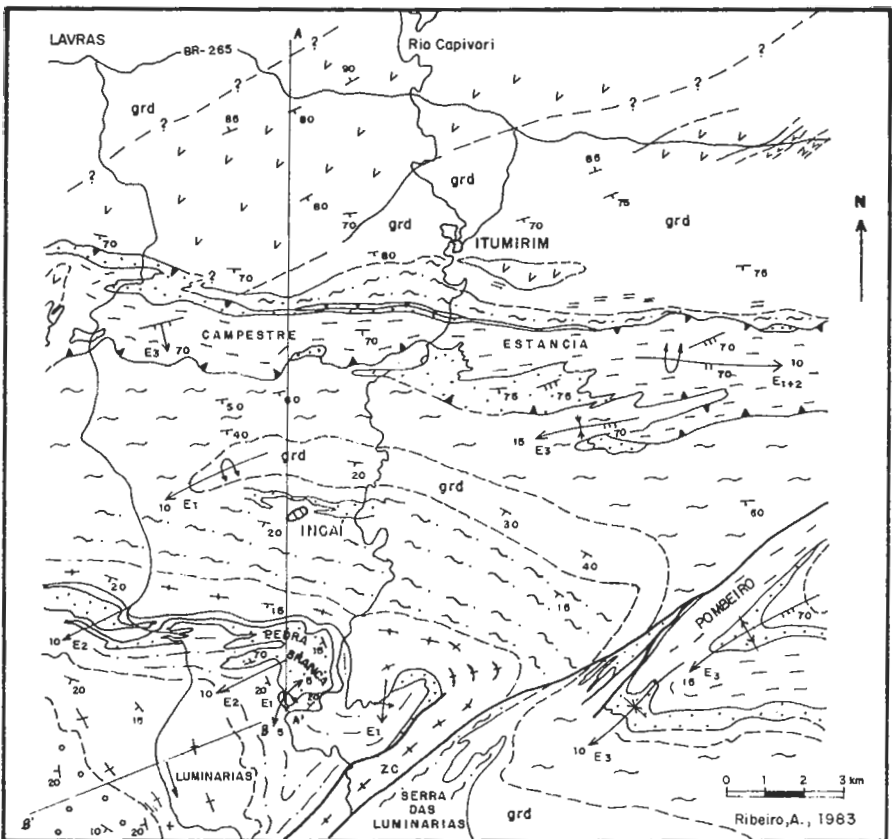
O metamorfismo principal na área vai desde o fácies xistoverde ao norte, caracterizado por cloritóide, clorita, biotita e granada na sequência superior e albita-oligoclásio, clorita, tremolita-actinolita e hornblenda em rochas básicas da sequência inferior; até o fácies anfibolito com granada e cianita em muscovita-xistos no extremo SW e granada, estaurolita e cianita em xistos no canto SE da folha. Relações entre metamorfismo e a deformação, válidas para a área de Itumirim, são apresentadas em Trow et alii (1980), Ribeiro (1980), Ribeiro e Heilbron (1982) e Heilbron (1983) mostra a distribuição detalhada das isógrads na Serra do Pombeiro na parte SE da Folha Itumirim.

6. AGRADECIMENTOS

Ao apoio financeiro através do Convênio IG-UFRJ/FINEP (nº 53/82/0657/00). Ao Prof. Rudolph Trow e aos colegas Fabio Paciullo, Monica Heilbron, Salvador Chrispim, Claudio Valeriano, Antonio Magalhães e Rosângela Maciel, o apoio e companheirismo na pesquisa. Aos alunos da graduação do Curso de Geologia - UFRJ que participaram dos trabalhos de campo. Ao Deptº de Geologia - UFRJ especialmente ao Prof. Joel Valença pelo apoio e incentivo para realização das tarefas de laboratório e de campo.

7. BIBLIOGRAFIA

- EBERT, H. (1956b) - Pesquisas geológicas na parte sudeste de Minas Gerais, Relatório Anual do Diretor, Geol. Min., Ano 1956, pp. 97-107.
- HEILBRON, M. (1983) - Dados Preliminares sobre a Geologia e o Metamorfismo da Área entre Itutinga e Madre de Deus (MG). II Simósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, Belo Horizonte, neste volume.
- PIRES, F.R.M. (1978) - Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete. Tese de Mestrado, não publicada, IG-UFRJ.
- PACIULLO, F.V.P. (1980) - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Minduri, MG. Tese de Mestrado, não publicada, IG-UFRJ.
- RIBEIRO, A. (1980) - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Itumirim -MG. Tese de Mestrado, não publicada, IG-UFRJ.
- RIBEIRO, A. e HEILBRON, M. (1982) - Estratigrafia e Metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador-BA, vol. 1, pp. 177-186.
- TROW, R.A.J., RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. (1980) - Evolução Estrutural e Metamórfica de uma Área à SE de Lavras, Minas Gerais. XXXI Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú-SC, vol. 5, pp. 2773-2784.



LEGENDA

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> ◻◻◻ XISTOS E GNAISSES DO GRUPO ANDRELÂNDIA ▬▬▬ QUARTZITOS E FILITOS DA PEDRA BRANCA + + BIOTITA XISTO E GNAISSE FINO ~ ~ PREDOMÍNIO DE BIOTITA-XISTO ~ ~ SEQUENCIA ESTRATIFICADA DE INGAÍ | <ul style="list-style-type: none"> GRUPO CARRANCAS ALOCTONE / POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA INCERTA ▬▬▬ QUARTZITO, FILITO CINZA E ESTAUROLITA XISTO ◻◻◻ QUARTZITO COM MICA ESVERDEADA |
| <ul style="list-style-type: none"> — DISCORDÂNCIA grd GRANODIORITO - GNAISSE COM BANDAS DE GRUPO BARBACENA ▬▬▬ GRUPO BARBACENA | |
| <ul style="list-style-type: none"> × XISTOSIDADE PRINCIPAL ≡ SUPERFÍCIE AXIAL D3 --- CONTATO LITOLÓGICO ▶ FALHA DE EMPURRÃO | <ul style="list-style-type: none"> — > E1, EIXO DE DOBÇA D1 E2, " " " D2 E3, " " " D3 ZC ZONA DE CIZALHAMENTO OU FALHA. |

FIG. 1 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA FÔLHA ITUMIRIM - MG

LEGENDA

- 10 - INTERCALAÇÃO DE ANFIBOLITO E GRANDIODORITO
- 9 - GRANDIODORITO, PEGMATITO, APLITO (grd)
- 8 - FILITO QUARTZITICO, CLORITA XISTO
- 7 - TALCO XISTO, CLORITA XISTO
- 6 - XISTO VERDE
- 5 - SERPENTINITO
- 4 - ANFIBOLITO, QUARTZITO FERRUGINOSO (···) TREMOLITO, XISTO.
- 3 - TREMOLITA XISTO (T), SERPENTINITO (S)
- 2 - FILITO GRAFITOSO, TALCO XISTO, CLORITA XISTO
- 1 - ANFIBOLITO (A), QUARTZITO (···) E FORMAÇÃO MANGANESÍFERA (Mn)
- ∧ XISTOSIDADE GERAL

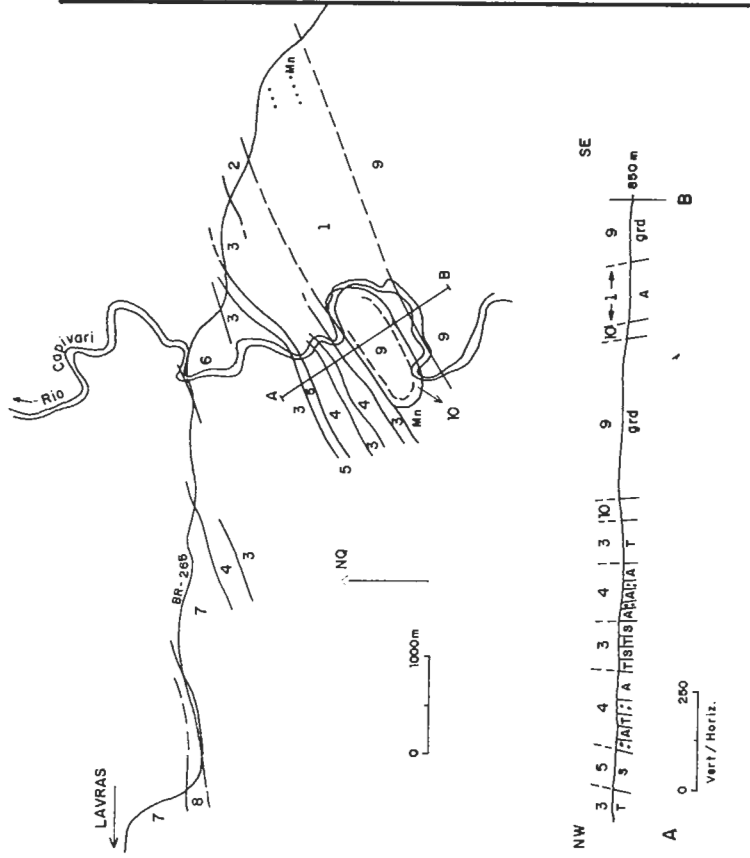
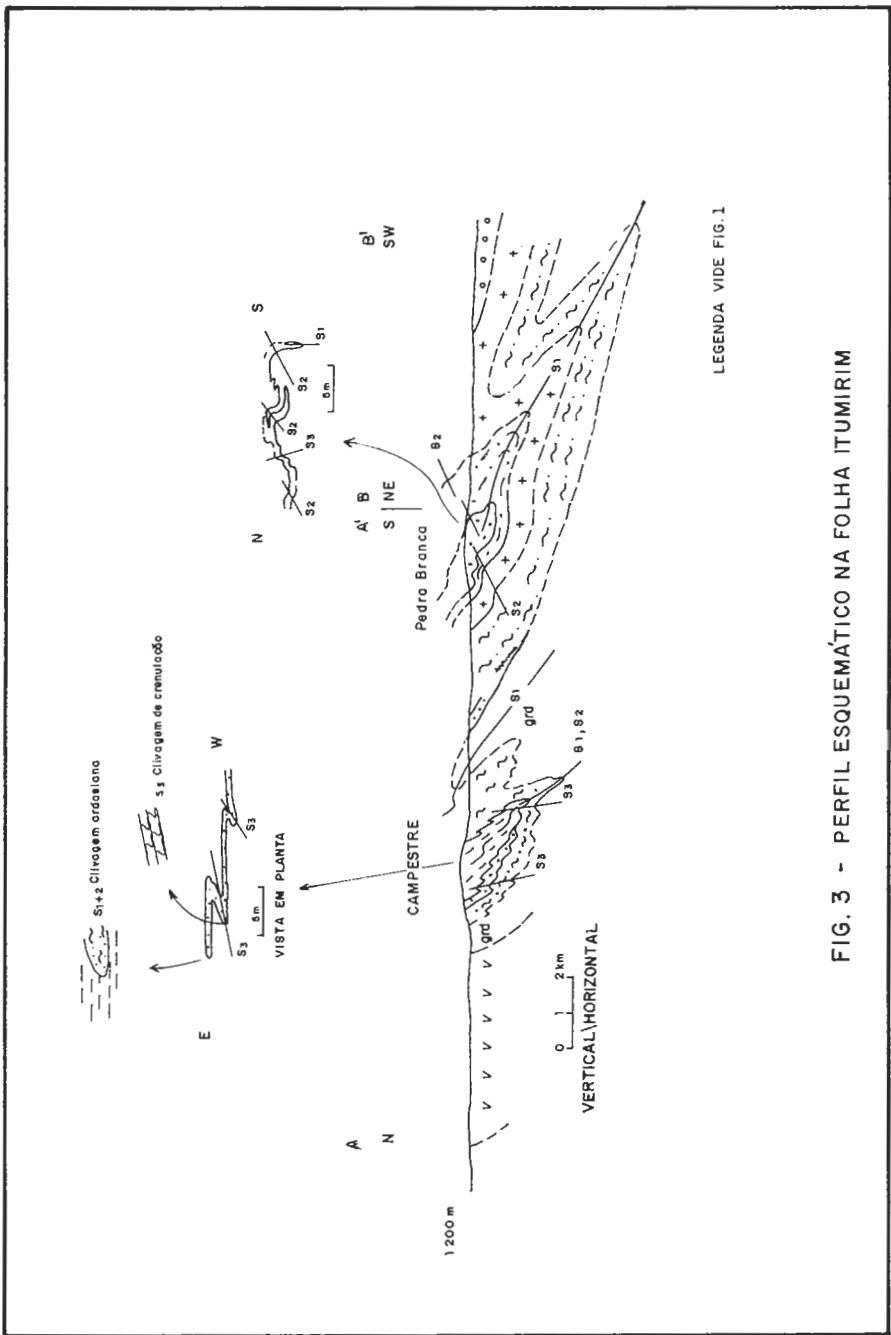


FIG. 2 - MAPA E PERFIL ESQUEMÁTICO DETALHADO NOS XISTOS DO GRUPO BARBACENA, NW DE ITUMIRIM - MG



LEGENDA VIDE FIG.1

FIG. 3 - PERFIL ESQUEMÁTICO NA FOLHA ITUMIRIM

NOVOS DADOS SOBRE OS GRUPOS SÃO JOÃO DEL REI,
CARRANCAS E ANDRELÂNDIA

Rudolph A.J. Trouw
Instituto de Geociências - UFRJ

ABSTRACT

Recent detailed mapping in the region between Lavras, São João del Rei, Andrelândia and Lambari, provided new data that modify and improve interpretations about the stratigraphy, structures and metamorphism of the area.

Ebert's suggestion that the São João del Rei and Andrelândia Groups belong to the same tectono-sedimentary cycle, is strongly confirmed by new observations. A gradational lateral transition between these groups is exposed between Piedade do Rio Grande and Santo Antonio do Porto. In the area between Ingaí and Três Corações occurs a vertical transition, apparently without thrusting. The transitional rock sequence, rich in quartzites, that occurs in this area between the two groups, was included in the Carrancas Group. The belt within which this latter group was originally defined, passing through Carrancas, is almost certainly a folded thrust nappe.

The evolutionary scheme involving three deformational phases is confirmed. In the vicinity of Lambari a large scale D₁ antiform was detected. Near Luminárias, D₁ folds were found on a mappable scale, possibly modifying earlier interpretations with respect to the detailed stratigraphy.

The high grade metamorphism of the Andrelândia Group caused locally anatexis in appropriate layers. The strong contrast, observed in the field between these migmatitic layers and those of non-anatectic schists, was formerly interpreted as caused by tectonic basement inliers. In the extreme southeastern part of the area anatexis generated granitic bodies of various kilometres in diameter.

1. INTRODUÇÃO

Um grupo de professores, doctorandi, mestrandi e alunos de graduação da UFRJ trabalham desde 1979 no sul de Minas Gerais com o objetivo de esclarecer a estratigrafia, as complexas estruturas e a evolução geológica. Entre os métodos usados pode-se mencionar o mapeamento detalhado, a análise estrutural e a microtectônica. Resultados parciais deste trabalho foram comunicados em Trouw, Ribeiro e Paciullo (1980, 1983), Ribeiro e Heilbron (1982), Trouw, Paciullo, Chrispim e Dayan (1982) e Trouw e Dayan (1982). Nestas publicações encontram-se comentários sobre trabalhos anteriores de outros autores, entre os quais destacam-se os de Ebert (1965a, 1965b, 1957, 1963, 1968, 1971).

No trabalho apresentado aqui pretende-se comentar os novos dados que estão surgindo, de uma maneira global para a região ilustrada na Figura 1. Vários trabalhos mais detalhados estão sendo apresentados neste simpósio por outros membros do grupo.

2. LITOLOGIAS E ESTRATIGRAFIA

A subdivisão litológica compreendendo um embasamento e um conjunto metassedimentar, englobando os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, foi mantida, apesar de certos problemas que, localmente, surgiram e que são comentados abaixo.

2.1 Embasamento

Os critérios de identificação, originalmente adotados para o embasamento, mostraram-se em vários lugares de duvidoso valor.

Litologias consideradas típicas do embasamento, tais como rochas máficas e ultramáficas, gnditos e biotita gnaisses bandeados, foram encontrados, cada vez em maior abundância, no Grupo Andrelândia. Só o mapeamento detalhado de associações de rochas parece capaz de solucionar este problema, sendo que no Grupo Andrelândia sempre aparecem xistos, típicos deste grupo, intercalados com as referidas litologias.

Aparentemente o embasamento é constituído na maior parte de ortognaisses, do tipo granodiorítico ou granítico, intrusivos em conjuntos máfico-ultramáficos, com poucos metassedimentos associados, conforme a descrição do Grupo Barbacena de Ebert (1963) e Pires (1978). Biotita gnaisses bandeados ocorrem também subordinadamente no embasamento, porém muitos deles são agora considerados como integrando o Grupo Andrelândia ou o Grupo Carrancas.

Descrições detalhadas de áreas restritas do embasamento encontram-se em Ribeiro (1983), Heilbron (1983) e Magalhães (1983).

2.2 Metassedimentos

A opinião de Ebert (1968), de que os Grupos São João del Rei e Andrelândia pertencem ao mesmo ciclo tectono-sedimentar, já advogado em trabalhos anteriores (Ribeiro e Heilbron, 1982; Trouw et alii, 1980, 1983), está sendo cada vez mais confirmada. O Grupo Carrancas, proposto por Trouw et alii (1980) também se encaixa neste conjunto.

A realidade é que os metassedimentos mostram mudanças de fácies sedimentar tanto lateral, como verticalmente, de uma maneira altamente gradacional, o que torna difícil traçar contatos entre os grupos no mapa (Fig. 1). Ribeiro e Heilbron (1982) deram uma idéia da complexidade da estratigrafia, descrevendo as fácies em diferentes locais. O avanço deste trabalho estratigráfico está sendo dificultado pelas estruturas complexas, envolvendo dobramentos isoclinais da primeira fase de deformação, antes não reconhecidos em escala mapeável. Estas complicações são especialmente evidentes em áreas ricas em quartzito, como por exemplo as de Luminárias, da Serra da Bocaina (Chrispim, 1983), da Serra de Três Pontas (Maciel, 1983) e de Santo Antonio do Porto. Mapeamento de detalhe em escalas entre 1:5.000 e 1:10.000 tem se mostrado a ferramenta mais eficiente para solucionar os problemas estratigráficos nestas áreas. Infelizmente, estes mapeamentos consomem muito tempo, o que faz prever que a divulgação das colunas definitivas ainda possa demorar vários anos.

Apesar destas dificuldades consideramos que é válido manter os nomes dos três grupos para conjuntos com características próprias e bem definidas, embora as transições sejam gradacionais. A distribuição dos três grupos na região está esboçada na Figura 1.

2.2.1 Grupo São João del Rei

Só serão feitos aqui comentários sobre a estratigrafia deste grupo em áreas a sudoeste de São João del Rei. Descrições mais completas da estratigrafia encontram-se em Ebert (1956a, 1956b) e em Trouw et alii (1983).

Ao sul de São João del Rei foram mapeados essencialmente dois conjuntos litológicos: i) um filito grafitoso, localmente com intercalações até decimétricas de quartzito, e ii) um biotita-clorita xisto com

lindos exemplos de transposição de uma estratificação rítmica e fina. Nesta última litologia encontram-se localmente lentes e bandas de calcário. Os mapeamentos ainda não revelaram se as repetições destes dois conjuntos em mapa são devidas apenas a dobramento ou se são em parte estratigráficos.

A continuação do grupo em direção a Ingaí e a Madre de Deus está descrita em Heilbron (1983) e Ribeiro (1983). Continua basicamente diferenciada em grafita filito na base, e biotita xisto escamoso no topo, embora no contato aflorem rochas transitórias.

Ao sul e a sudeste de Madre de Deus ocorre uma transição gradacional para o Grupo Andrelândia, da seguinte maneira: o biotita xisto escamoso fica cada vez mais rico em feldspato, assumindo o aspecto de um granada-biotita gnaíse fino, idêntico ao biotita xisto Santo Antonio do Grupo Andrelândia (Trouw et alii, 1983). Entretanto, o elo de ligação em mapa é o filito grafitoso, que se modifica lateralmente para uma sequência estratificada em pequena escala, com níveis de gnaíse fino bandeado, intercalados com bandas de anfíbolito, e outros níveis, ricos em quartzo e xisto, ora com mica esverdeada, ora com mica acinzentada. Este conjunto constitui, na área de Santo Antonio do Porto, a parte inferior do Grupo Andrelândia e representa também o nível que entre Lambari e Luminárias, foi separado como Grupo Carrancas pelo excepcional desenvolvimento dos quartzitos. Assim, fica claro a íntima associação e o caráter transicional entre os grupos.

Na área de Ingaí ocorre uma transição semelhante, porém, ali, as litologias do Grupo São João del Rei, biotita xisto escamoso e filito mais ou menos grafitoso, não são dispostos em duas camadas, um por cima do outro, mas ocorrem juntos, com predominância do primeiro (Ribeiro, 1983). A oeste de Ingaí o conjunto torna-se mais rico em gnaíse fino, ainda com filito cinzento, biotita xisto e, localmente, lentes de calcário. Esta sequência continua para oeste, embora com poucos afloramentos frescos, dando origem a muitas voçorocas, chegando pelo menos até a cidade de Três Pontas.

2.2.2 Grupo Carrancas

Este grupo foi descrito por Trouw et alii (1980, 1983) como ocorrendo em três faixas distintas: a faixa de Luminárias, a de Carrancas e a da baixada, entre Itutinga e Carrancas. A faixa do meio foi subdividido em duas formações denominadas Formação São Tomé das Letras e Formação Campeste (Trouw et alii, 1980). Esta subdivisão foi baseada em trabalho anterior de Dayan (com. verbal). A última destas faixas é agora incluída no Grupo São João del Rei, porque o mapeamento detalha do mostrou que as diferenças com este grupo são muito menores do que as com as outras duas faixas do Grupo Carrancas (Heilbron, 1983).

A faixa de Luminárias, apresentada em Trouw et alii (1983) como conjunto alóctone, foi reinterpretada como sendo autóctone, incluindo os gnaíses finos interestratificados e sotopostos. Estes gnaíses, com intercalações de anfíbolitos, rochas ultramáficas, biotita xisto e rochas calcossilicáticas, já constituem a transição para o Grupo Andrelândia. Um perfil norte-sul ao longo da rodovia FERNÃO DIAZ mostra uma transição relativamente brusca entre os quartzitos e filitos do Grupo Carrancas e os xistos e gnaíses do Grupo Andrelândia, através de uma camada de gnaíse fino, localmente, grosseiro e com aspecto milonítico. O contato sugere um empurrão na base do Grupo Andrelândia, porém o mapeamento detalhado da área demonstrou que não existe hiato metamórfico, nem camadas truncadas. Desta maneira, interpretou-se a transição vertical como normal e sedimentar (Chrispim, 1983).

Na faixa de Carrancas foi incluído um gnaíse fino, em certos trechos, gradando a xisto, que ocorre, localmente, na base do grupo, da mesma maneira que se observa estes gnaíses associados à faixa de Luminárias (Paciullo, 1983). A parte setentrional desta faixa, que inclui as Serras da Bocaina e da Estância sobrepõe-se, como mostra o mapa (Fig. 1), em aparente discordância, parcialmente, em cima do Grupo São João del Rei e, parcialmente, diretamente em cima do basamento. Este

fato, junto com o grande contraste faciológico entre os Grupos Carrancas e São João del Rei, aqui, e a ocorrência de lentes de embasamento no contato entre os grupos, levou à interpretação de que a faixa do Grupo Carrancas constitui uma nappe (Ribeiro, 1980, Trouw et alii, 1980, 1983). A continuação desta faixa, a sudeste da falha (Fig. 1) que inclui a Serra de Carrancas, mantém as mesmas características, porém aqui existem certas dúvidas sobre a localização correta do plano de empurrão, envolvendo ou não partes significativas do embasamento. Nesta área, como nas Serras da Covanca e dos Dois Irmãos surge um problema na localização correta do contato entre metassedimentos e embasamento, pois as litologias de ambos os lados do contato, são gnaisses.

2.2.3 Grupo Andrelândia

O grupo é caracterizado por seqüências vulcano-sedimentares bem estratificadas, ricas em metassedimentos feldspáticos e xistos com granada, cianita e/ou sillimanita e, localmente, estauroilita. Intercalações de anfibolitos, calcossilicáticas e quartzitos ou quartzo xistos são frequentes (Ebert, 1965a, 1965b, 1968, Trouw et alii, 1983, Ribeiro e Heilbron, 1982). Ocorrem também gonditos e corpos ultramáficos, como por exemplo os dois corpos grandes perto de Liberdade (Magalhães, 1983). Destaca-se no grupo, por sua grande homogeneidade, o biotita xisto Santo Antonio (Trouw et alii, 1983). Uma faixa, na base do grupo, rica em quartzitos e xistos cinzas, além de gnaisses finos, que passa quase que em linha reta desde Lambari até Santo Antonio do Porto é um equivalente do Grupo Carrancas, localmente com as mesmas litologias, porém menos desenvolvidas que nas áreas onde o grupo foi separado. Esta faixa foi indicada no mapa como sendo de transição entre os Grupos Carrancas e Andrelândia (Fig. 1).

Somente em certos locais estabeleceu-se uma estratigrafia provisória e parcial do Grupo Andrelândia, como por exemplo em Aiuruoca (Valeriano, 1983), em São Vicente, em Andrelândia e em Arantina (Trouw et alii, 1983).

No sul da região, onde o metamorfismo foi mais intenso, os gnaisses deste grupo tornam-se migmatíticos por anatexia. Nos arredores de Arantina e de Lambari este processo cria um contraste forte entre xistos, que por sua composição inadequada ainda não são migmatíticos, e verdadeiros migmatitos anatéticos que à primeira vista, podem ser confundidos com embasamento. Mapeamentos detalhados nestas áreas reforçaram a interpretação que camadas arcossianas ou sills graníticos do Grupo Andrelândia sofreram anatexia devido a sua composição adequada, em contraste com os xistos quartzosos, pobres em feldspato. A anatexia formou nesta região, além de numerosos diques e soleiras pegmatíticas, vários corpos graníticos de quilômetros de diâmetro, como por exemplo ao sul de Liberdade, a oeste de Arantina e a noroeste de Carvalhos. Estes granitos são geralmente leucocráticos, a duas micas, com turmalina e pouca granada. Estranhamente, o "granito de Aiuruoca", marcado em vários mapas regionais (DNPM, 1978), não foi encontrada no campo (Valeriano, 1983).

Ao sul de Seritinga e a noroeste de Aiuruoca afloram ortognaisses granodioríticos que parecem estar envolvidos no Grupo Andrelândia.

3. ESTRUTURAS

O esquema geral das estruturas complexas, resultado de interferência entre três fases de deformação foi descrito em publicações anteriores (Trouw et alii, 1980, 1982, 1983). A grosso modo, este esquema se mantém válido, porém com algumas modificações e acréscimos:

- As duas grandes zonas de cisalhamento propostas em Trouw et alii (1982) parecem ter, na realidade, extensões menores do que foram sugeridas naquele trabalho (Fig. 1).
- Novos mapeamentos de detalhe em Luminárias revelaram dobras da primeira fase em escala mapeável. Estas dobras, anteriormente só reconhecidas em escala de afloramento, podem localmente modificar perfis e colunas estratigráficas publicadas.

- Como já foi mencionado no item 2.2, a faixa do Grupo Carrancas que passa por Luminárias, não é mais considerada alóctone. A interpretação errônea dos gnaisses finos bandeados, intercalados com rochas máficas e ultramáficas, como embasamento, levou a esta conclusão.

Os perfis esboçados na Figura 2 dão uma impressão das estruturas em escala regional. No perfil AA' destaca-se o grande antiformal falhado de Lambari, evidenciado por seqüências litológicas idênticas, ao norte e ao sul de Lambari, com direção de mergulho oposto. No perfil BB' nota-se, no extremo norte, o sinformal da parte alóctone do Grupo Carrancas, redobrado pela última fase de deformação (D₃). As complicações em Luminárias envolvendo grandes dobras D₂ com vergência para sul (!) estão apenas indicadas esquematicamente. Mapeamentos de detalhe estão em andamento nesta área para desvendar todas as complicações estruturais. O perfil CC' parece mais simples, com pouca atividade de D₃, porém ainda existem dúvidas em relação a Serra dos Dois Irmãos e as estruturas nesta região.

4. METAMORFISMO

A distribuição global das diferentes paraqueneses metamórficas foi demonstrada em Ribeiro e Heilbron (1982) e em Trouw et alii (1983). As principais isógradas foram traçadas no mapa da Figura 1.

Localmente ainda existem dúvidas, porque em certas áreas faltam litologias adequadas para permitir o estabelecimento correto delas.

Em relação ao metamorfismo não apareceram grandes novidades nos mais recentes mapeamentos. Apenas, queremos destacar aqui que certas rochas, sobretudo do Grupo Andrelândia, podem dar uma impressão errônea de seu metamorfismo, causada por uma composição e/ou granulometria original incomum. Assim, por exemplo, existem muitos xistos grossos e gnaisses com aspecto de grau forte de metamorfismo, às vezes com feldspato potássico e sem muscovita, porém com cianita em lugar de sillimanita. Em outros lugares ocorrem filitos cinzentos de granulometria fina, que por sua riqueza em sillimanita, demonstram ter sofrido um grau de metamorfismo mais elevado.

A anatexia localizada em certas camadas também pode criar um contraste aparente e enganoso no grau metamórfico, como já mencionado no item 2.3. Ebert interpretou os gnaisses migmatíticos que afloram em cima da Serra das Águas, ao norte de Lambari, como um empurrão de embasamento sobre os biotita xistos que afloram nas vertentes. A nossa interpretação é de que se trata de um pacote do Grupo Andrelândia que sofreu anatexia seletiva nas camadas feldspáticas. A presença de vários níveis de gnaisses migmatítico intercalados nos xistos reforça esta idéia.

5. DISCUSSÃO

Pode-se questionar a validade de três grupos para representar as variações faciológicas de uma seqüência metassedimentar. Este problema está, até certo ponto, ligado à evolução de trabalhos e publicações. A nosso ver é conveniente agrupar conjuntos litológicos em formações ou grupos, para depois pesquisar qual a relação estratigráfica entre eles. Além disso existem sempre certas heranças, neste caso os conceitos Grupo São João del Rei e Grupo Andrelândia, já consagradas na literatura, que só devem ser modificadas em casos de grande necessidade. De todas as maneiras, os trabalhos não estão concluídos e a nomenclatura proposta tem, por enquanto, um caráter provisório.

Outro problema diz respeito à idade da sedimentação e do metamorfismo do conjunto metassedimentar. Infelizmente, existe uma grande carência de dados geocronológicos. Estamos tentando obter mais datações em colaboração com o Instituto de Geocronologia da USP para esclarecer esta questão. O que se pode afirmar de concreto, por enquanto, é que houve, no mínimo, uma certa reativação térmica no Ciclo Brasileiro. Porém, existem certos indícios, ainda não conclusivos, de idades bem mais antigas.

Em relação aos ambientes deposicionais, parece que os Grupos São João del Rei e Carrancas foram depositados em ambientes plataformais e/ou em planícies de maré, como indicado por estruturas sedimentares, tais como marcas de onda, "mud cracks" e estratificação cruzada. As rochas do Grupo Andrelândia, ricas em feldspato e intercalações máficas, indicam um ambiente tectonicamente ativo, com vulcanismo e sedimentação rápida, com pouco transporte, provavelmente a partir de "horsts" ou domos orogênicos locais.

O embasamento dos metassedimentos, embora rico em faixas máficas-ultramáficas do tipo "greenstone belt", é sempre síalico. Na região não existem evidências para conjuntos ofiolíticos, mas a presença frequente de anfibolito e corpos ultramáficos do tipo alpino, no Grupo Andrelândia, indica um tectonismo envolvendo, no mínimo, níveis até o manto superior.

Em termos de correlações regionais somos de opinião que só mapeamentos detalhados e contínuos darão as respostas definitivas. Entretanto, nos parece provável a correlação do conjunto metassedimentar comentado aqui com o Grupo Canastra e com parte do Grupo Araxá. Esta opinião é baseada em estudo da literatura e poucas observações de campo.

A transição para o Grupo Paraíba do Sul (Ebert, 1968, 1971) ainda não foi estudada em detalhe. À primeira vista, parece que as litologias são semelhantes: granada sillimanita gnaisses, biotita gnaisses, anfibolitos, rochas calcossilicáticas, poucos gonditos e quartzitos ocorrem em ambos os grupos. Os charnoquitos, frequentes no Grupo Paraíba do Sul e ausentes no Grupo Andrelândia, podiam ser relacionados ao crescente metamorfismo ou a rochas de origem ígnea, intrusivas no conjunto. Porém uma diferença importante manifesta-se através do metamorfismo, que no Grupo Andrelândia é do tipo Barroviano, com abundância de cianita, e no Grupo Paraíba do Sul é do tipo Abukuma, com ocorrências locais de cordierita. É interessante mencionar a este respeito que poucos quilômetros ao sul do Bom Jardim de Minas, logo a sudeste da região apresentada aqui, ocorre cordierita num biotita granada gnaisse que parece idêntico e contínuo com rochas semelhantes do Grupo Andrelândia. Isto sugere que talvez as mesmas litologias continuem, mudando-se apenas as condições metamórficas em termos de pressão litostática. Outra possibilidade é que existam dois tipos de metamorfismo diferentes, um superimposto ao outro. Na região estudada existem evidências de dois tipos de metamorfismo, separados no tempo em sua atuação (Trouw et alii, 1983). Estudos estão em andamento para verificar se por acaso, o segundo destes metamorfismos corresponde ao metamorfismo com cordierita do Grupo Paraíba do Sul.

6. AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao CNPq pelo auxílio concedido, através do Processo nº 40.1858/81. Somos também gratos à FINEP, pelo apoio financeiro, através do Convênio IG-UFRJ/FINEP nº 53/82/0657/00.

Agradecemos ainda pelas discussões valiosas e leitura crítica, aos colegas Joel Gomes Valença, Fernando R.M. Pires e Henrique Dayan.

Sem dúvida, a realização deste trabalho só foi possível graças à dedicação e companheirismo de uma equipe integrada por: André Ribeiro, Fábio V.P. Paciullo, Mônica Heilbron, Salvador J. Crispim, Rosângela R. Maciel, Claudio de M. Valeriano e Antonio Carlos Magalhães, além dos alunos de graduação: Monica Lopes, Sheila Bittar, Rogério R. da Silva, João C. Corrêa e Júlio Cesar H. de Almeida.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CHRISPIM, S.J. - 1983 - Dados Preliminares sobre a Geologia Estrutural das Serras da Bocaina e Faria - Lavras, MG. Atas do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano, Belo Horizonte, MG.

- DNPM - 1978 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Rio de Janeiro, Vitória-Iguape (SF-23/SF-24/SG-23), Brasília.
- EBERT, H. - 1965a - Pesquisas Geológicas na parte Sudeste de Minas Gerais, Relatório Anual do Diretor. Geol. Min., Ano de 1955, p. 62-81.
- _____. - 1965b - Pesquisas Geológicas na parte Sudoeste de Minas Gerais, Relatório Anual do Diretor. Geol. Min., Ano de 1956, p. 97-107.
- _____. - 1957 - Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais, Geologische Rundschau, 45, p. 471-519.
- _____. - 1963 - The Manganese-Bearing Lafaiete Formation as a Guide-Horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., 35, nº 4, p. 545-559.
- _____. - 1968 - Ocorrências da Fácies Granulítica no Sul de Minas Gerais e em Áreas Adjacentes, em dependência da Estrutura Orogênica: Hipótese sobre sua Origem. An. Acad. Bras. Ciênc., 40, Suplemento, p. 215-229.
- _____. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a Bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Bol. Esp. nº 1 (Resumo das Comunicações). XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo.
- HEILBRON, M. - 1983 - Dados Preliminares sobre a Geologia e o Metamorfismo da Área entre Itutinga e Madre de Deus - MG. Atas do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano, Belo Horizonte, MG.
- MACIEL, R.R. - 1983 - Geologia Estrutural da Serra de Três Pontas - Dados Preliminares. Atas do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano, Belo Horizonte, MG.
- MAGALHÃES, A.C. - 1983 - Estudo Preliminar de Rochas Ultramáficas do Sul de Minas Gerais. Atas do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano, Belo Horizonte, MG.
- PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Minduri - MG. Atas do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano, Belo Horizonte, MG.
- PIRES, F.R.M. - 1977 - Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.
- RIBEIRO, A. - 1980 - Mapeamento Geológico-Estrutural da Área de Itumirim, Minas Gerais. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro.
- _____. - 1983 - Dados Atuais do Mapeamento Geológico-Estrutural da Folha Itumirim, MG. Atas do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano, Belo Horizonte, MG.
- RIBEIRO, A. e HEILBRON, M. - 1982 - Estratigrafia e Metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. Anais do XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador, BA, vol. 1, p. 177-186.
- TROUW, R.A.J. e DAYAN, H. - 1982 - Small and Large Scale Structures at the Junction of three Precambrian fold Belts, SE Brazil. Mitt. Aus. dep. Geol. Int., EHT Zurich, Neue Folge, 239a, p. 273-275.
- TROUW, R.A.J., PACIULLO, F.V.P., CHRISPIM, S.J. e DAYAN, H. - 1982 - Análise de deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. An. XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador, BA, vol. 1, p. 187-198.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Evolução Estrutural e Metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. An. XXXII Congr. Bras. Geol., Camboriú, SC, vol. 5, p. 2273-2784.
- _____, _____ e _____. - 1983 - Geologia Estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., vol. 55(1), p. 71-85.
- VALERIANO, C. de M. - 1983 - Geologia de uma área a SW de Aiuruoca, Sul do Estado de Minas Gerais. Atas do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Precambriano, Belo Horizonte, MG.

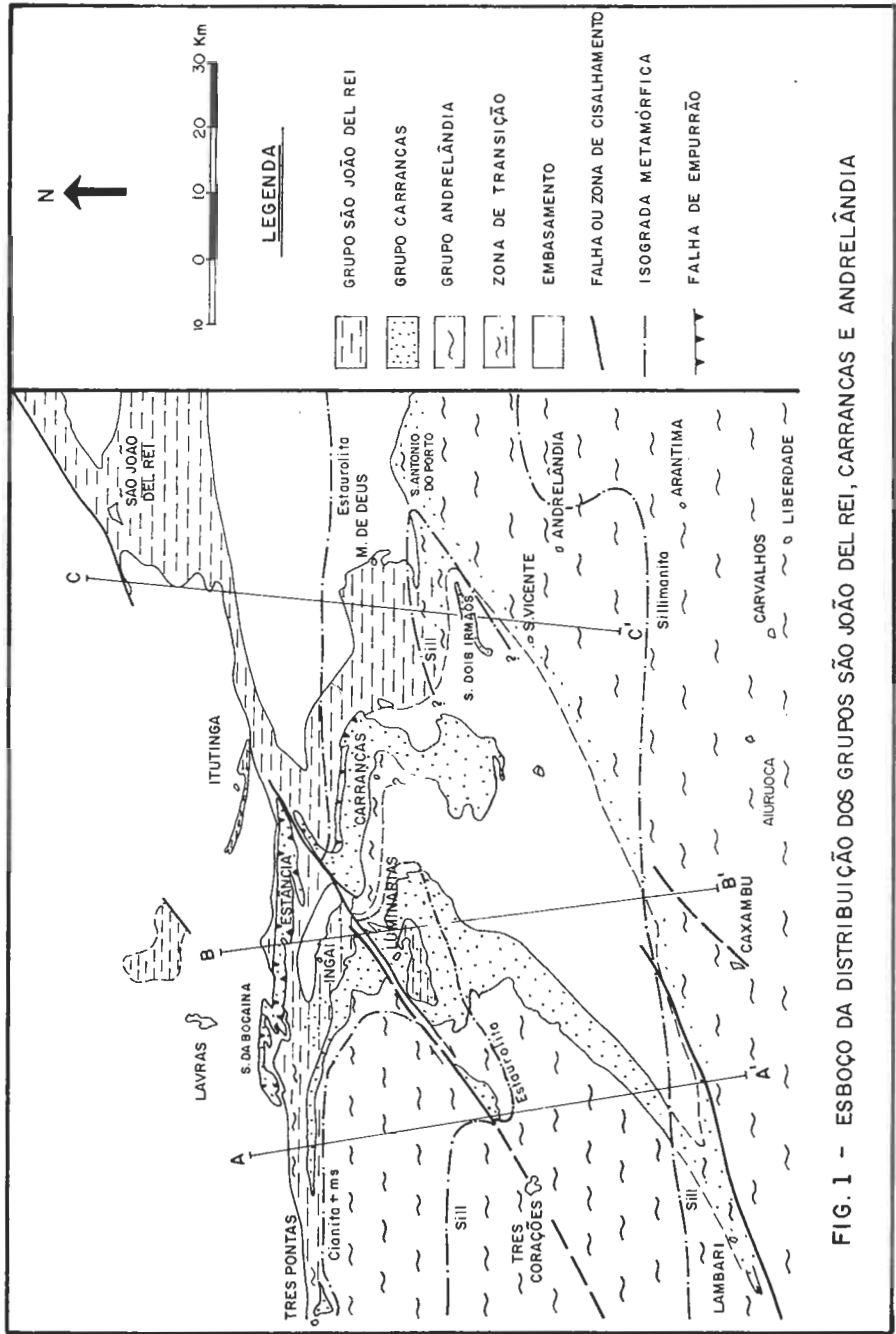
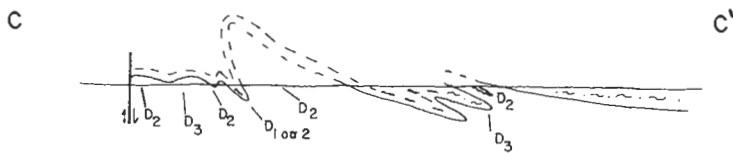
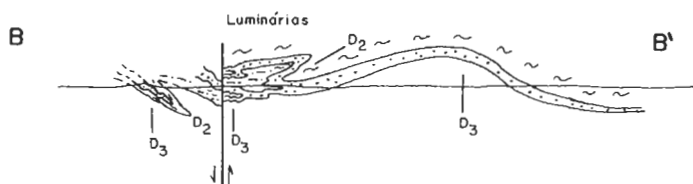
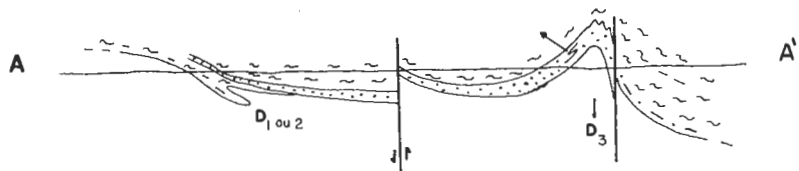


FIG. 1 - ESBOÇO DA DISTRIBUIÇÃO DOS GRUPOS SÃO JOÃO DEL REI, CARRANCAS E ANDRELÂNDIA



0 10 20 Km
Horizontal \ Vertical

LEGENDA VIDE FIG. 1

FIG. 2 PERFÍIS GEOLÓGICOS

EXCURSÃO GEOLÓGICA NOS ARREDORES DE OURO PRETO E MARIANA: ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DOS SUPERGRUPOS RIO DAS VELHAS E MINAS DOS DISTRITOS DE OURO PRETO E MARIANA E JAZIDA DE TOPÁZIO DE VERMELHÃO, SARAMENHA

Aluizio Licínio Miranda Barbosa
Geologia e Sondagens Ltda.

Eduardo A. Ladeira
César Mendonça Ferreira
Departamento de Geologia, Escola de Minas - UFOP

- 16/11/1983 Partida às 7 horas da Praça Tiradentes, que será o Km Zero. Observação: Aos participantes será distribuído o mapa do Distrito de Mariana com a locação dos pontos descritos.
- Km 0 Praça Tiradentes. Tomar a Rodovia dos Inconfidentes rumo à Belo Horizonte. Por cerca de 2,5 quilômetros a rodovia se que o contato entre a Formação Cauê com $S_0//S_1 N50-60W, 40SW$ à direita (com mergulhos no sentido da estrada) e a Formação Cercadinho, viajando-se ao longo do flanco sul do Anticlinal de Mariana.
- Km 2,5 A Rodovia corta à esquerda a Formação Fecho do Funil e fica a seguir inteiramente na Formação Cercadinho típica, com quartzitos ferruginosos intercalados com filitos prateados.
- Km 3,0 Viaja-se pela rampa do Horto Florestal ou "Camping Club"; cortes à esquerda são de excelentes exposições dos quartzitos ferruginosos e filitos prateados da Formação Cercadinho.
- Km 5,5 Trevo Rodovia dos Inconfidentes com Rodovia do Contorno de Ouro Preto. Entrar na pista da direita, manobrar e dobrar à esquerda entrando-se na Rodovia do Contorno.
- Km 6,4
Parada 1 Formação Sabará do Grupo Piracicaba. Constitui-se de xistos cloríticos, feldspáticos, sendo o feldspato francamente detrítico, o que é observável tanto mesoscópica quanto microscopicamente. Alguns fragmentos feldspáticos exibem intercrescimento gráfico com quartzo. Vários seixos e megaseixos de rocha granítica ocorrem nesta formação, alguns remanescentes sendo ainda observáveis neste corte; infelizmente, estão desaparecendo aos poucos, graças ao trabalho de desmonte por martelo que várias gerações de estudantes da Escola de Minas realizam através de seus treinamentos práticos de geologia de campo. A presença desses seixos e megaseixos sugere tratar-se de uma formação originalmente epiclástica de natureza argilosa, que se depositou por deslizamento submarino, os boullers sendo trazidos em suspensão na polpa argilosa e derivados de regiões mais rasas. Trata-se, assim, de um paraconglomerado ou um tilóide, i.é., semelhante a um filito, com a diferença que os componentes líticos são transportados e depositados por água. Outra feição importante é que não se vê entre seixos, quartzo de veio, o qual já ocorre

nos metaconglomerados do Grupo Itacolomi. Contudo, há presença de veios de quartzo que intersectam todo o Sabará e são, obviamente, mais novos. Plaquetas ferruginosas, para lelas a S_0 e S_1 do xisto, são provavelmente derivadas da erosão da Formação Cercadinho.

Km 6,9
Parada 2

Formação Barreiro sobreposta à Formação Sabará, vista anteriormente, por falhamentos de empurrão; este é marcado por venulação de quartzo ao longo do contato falhado. A Formação Barreiro é a unidade mais grafitosa do Quadrilátero Ferrífero. Filitos grafitosos, mas de composição diferente existem, ainda, na Formação Batatal e Fecho do Fúnil do Supergrupo Minas e ainda vários níveis há no Grupo Nova Lima. Observam-se, intercaladas na Formação Barreiro, camadas de um quartzito muito fino, por vezes muito grafitoso, semelhante a um "chert", bem como de outros tipos de filito. Intercalado concordantemente com os filitos grafitosos ocorre um saprólito argiloso de cor creme-esbranquiçada, interpretável como resultante da meteorização de uma soleira de rocha ígnea intermediária. A xistosidade geral local é $S_1//S_0$: N60W, 45SW; crenulações nos filitos tem atitude: S15W, 45.

Deste ponto viajaremos ainda pela Rodovia do Contorno, passando após 2 Km logo depois do cruzamento com a ferrovia pelas instalações de fabricação de alumínio e ferro-liga da ALCAN em Saramenha, localizadas em ambos os lados da rodovia. Seguir em frente.

Km 12,4

Após 3 Km, no trevo que liga a rodovia ao Campus da UFOP à esquerda, entrar à direita pela estrada de terra cuja construção foi abandonada e que conduz ao Pico do Itacolomi. Descer do ônibus e subir a pé, durante cerca de 15 minutos e por 2 Km, até a Parada 3.

Parada 3

Afloramento de quartzitos do Grupo Itacolomi, de granulação grosseira, com belíssima estratificação cruzada, cujo porte é diagnóstico desta unidade, e indica localmente, como critério de topo e base, que o quartzito está em posição normal, com topo para NE. O Quartzito Itacolomi tem feldspato detrítico, mas não ocorre em todos os lugares, sendo antes a exceção do que a regra; não se pode por isso, usar tal feição como critério de mapeamento, como alguns já sugeriram. Cerca de 50 m acima deste ponto da estrada aparece o primeiro nível de conglomerado, de caráter muito empacotado, polimítico com seixos arredondados de quartzo de veio e quartzitos, mais seixos angulosos e fragmentos de quartzito cinzento ferruginoso tipo Cercadinho; isto mostra que os seixos arredondados eram transportados das encostas, enquanto os fragmentos de Quartzito Cercadinho evidenciam épocas torrenciais, quando as correntes mais competentes arrancavam material do Cercadinho, que constituía o talvegue localmente. Tais feições existentes nos diversos níveis de metaconglomerado desta unidade mostram que o Grupo Itacolomi depositou-se em bacias intermontanas, cercadas por relevo acentuadamente acidentado. Outro aspecto importante é que os metaconglomerados exibem, eventualmente, seixos de itabirito dobrado, cujas dobras são truncadas pela xistosidade da matriz, mostrando, portanto, que o Supergrupo Minas já tinha sofrido uma fase deformativa pré-Itacolomi.

Deste ponto, voltaremos ao ônibus e, após retornarmos ao asfalto, seguiremos à direita, pela Estrada de Contorno, até Mariana, por 15,5 Km; atravessando-se a praça da cidade de dobrar à esquerda sobre a ponto do rio do Carmo e con

Km 30,0

tinuar pela rua que conduz à rodovia asfaltada que leva à Antônio Pereira. Após 1,5 Km nesta rodovia entrar à direita na estrada de terra que segue a margem esquerda do rio do Carmo, até o entroncamento com a estrada de ferro da Rede Ferroviária Federal; aqui descenderemos, para uma caminhada a pé quando faremos várias observações ao longo da ferrovia e do trilho que dela saindo conduz ao alto da montanha.

A caminhada e as observações tomarão um tempo de cerca de 3 horas. Sugere-se levar água potável. A estrutura regional a ser examinada foi mapeada por Miranda Barbosa (1969) que a designou de "Nappe de Maquiné".

Km 31,0
Parada 4

Após percorrermos cerca de 1 Km, atinge-se o primeiro corte da estrada de ferro, onde se observam os xistos cloríticos avermelhados da Formação Sabará mergulhando por baixo de filitos grafíticos da Formação Barreiro e estes, por sua vez, sendo superposto à Formação Cercadinho, de quartzitos ferruginosos intercalados por filitos prateados. A sequência estratigráfica está, portanto invertida, tratando-se de um flanco inverso de uma dobra "sui generis" como veremos ao final. Continuando pela ferrovia, passa-se, por blocos de canga comum e canga estruturada, e longo em seguida, por itabiritos da Formação Cauê e Ganda rela indivisos, que se superpõem à sequência anterior e são recobertos por Filito Batatal que aqui é granatífero, mas ainda reconhecível, o Quartzito Moeda, completando o flanco inverso. O Filito Batatal, neste ponto, tem aproximadamente 50 m de espessura, sendo esta a maior na região de Ouro Preto. A nappe não mostra atenuação de camada, o que sugere ser uma nappe de gravidade. Deste ponto, voltamos pela ferrovia por 600 m, e tomaremos o trilho que conduz ao alto da montanha, após 1,5 Km de caminhada. O trilho segue, em grande parte, a direção geral do Quartzito Moeda, de modo que este aflora ao longo de quase todo o caminho.

Parada 5

Contato inferido entre o Quartzito Moeda e os xistos do Grupo Nova Lima, que lhe sobrepõem em estrutura inversa. Subindo-se a meia encosta suave à direita, tem-se afloramentos dos xistos Nova Lima que formam assim um falso sinclinal, pois tem-se aqui um sinforme cujo miolo constitui-se de rochas mais antigas. Trata-se portanto de anticlinal sinfórmico, parte da "tête plongeant" de uma dobra recumbente, denominada por Miranda Barbosa (1968) de "Nappe de Maquiné".

Parada 6

Contato inferido entre o Quartzito Moeda e os xistos do Grupo Nova Lima que lhe sobrepõem e formam a outra abada da estrutura.

Parada 7

Subindo, ainda, o trilho por mais 400 m passa-se sucessivamente, pelo Filito Batatal, Itabirito Cauê, repetindo-se Filito Batatal, Itabirito Cauê, Filito Batatal e Quartzito Moeda estruturados em pequenos sinclinais secundários no flanco NE da nappe.

Parada 8

Contato entre o Quartzito Moeda e os xistos Nova Lima, estes desta feita, em contato normal e sotopostos ao Quartzito Moeda. Descortina-se belíssimo panorama com o vale profundo, coberto de matas, esculpido no Grupo Nova Lima. Retornando pelo mesmo trilho, após encontrar novamente o Quartzito Moeda, subir sobre o Pontão do Quartzito donde poderemos recapitular as principais feições vistas até

aqui, através de desenhos feitos em cartolina.

Parada 9

Do Pontão do Quartzito, olhando-se para oeste observam-se as diversas cristas paralelas do flanco inverso correspondentes, sucessivamente, ao Itabirito Cauê, sobreposto pelo Grupo Caraja, e que fechando-se a NW, forma a zona periclinial da nappe e prolonga-se até o ponto onde estamos, que constitui o flanco NE do falso sinclinal. Observam-se daqui, também, as cristas aplainadas referentes aos ciclos de aplainamento Pós-Goodwana e Sul Americano de King (1956). Deste ponto, voltar ao ônibus, após cerca de 30 minutos de caminhada. Tomar o ônibus e voltar a Mariana, onde pararemos para o lanche de sanduíches e refrigerantes.

Após 20 Km

Trevo de Saramenha. Entrar à esquerda pela Av. René Giannetti e após 1 Km, entrar à direita pela rua L; após 500m, chega-se ao Escritório da Mineração de Topázio Vermelho.

Parada 10

ESCRITÓRIO DA MINERAÇÃO DE TOPÁZIO VERMELHO, LIMITE DA ÁREA URBANA DE GURO PRETO.

Nota: Para a visita a esta mineração, ver os pontos descritos assinalados no Mapa Geológico da Área da Mineração de Topázio Vermelho, em anexo. Todas as rochas desta área encontram-se intensamente intemperizadas e, exceto a rocha interpretada como vulcânica, pertencem ao Grupo Piracicaba.

Cota 1140 m. A exposição a examinar é de um sericita - quartzo filito com carbonato intemperizado da Formação Fecho do Funil em contato com um saprólito da rocha vulcânica; este se apresenta nos diferentes pontos de ocorrência nesta mina, como uma massa de argila compacta, com cor variando do branco ao marrom, passando por tonalidades diversas de amarelo, vermelho e castanho. É uma constante a presença de grãos angulosos de quartzo com tamanho por volta de 0,5 mm, com um teor, no saprólito seco a 100°C, variando entre 3% e 7%. Em lâmina delgada o quartzo apresenta extinção plana e grãos monocristal, límpidos, sendo raros os que mostram alguma inclusão cristalina. Não foi observado em nenhum dos afloramentos estrutura planar que possa ser interpretada como decorrente de uma distribuição zonada de constituintes. Observam-se, também, no saprólito, alvéolos, com dimensões por volta de 0,5 mm, com partes planas compondo a sua superfície. Seguindo-se pela estrada de acesso à mina por 120 m atinge-se o contato desse filito com a rocha vulcânica intemperizada na cota 1160 m.

Parada 11

Contato rocha vulcânica - filito; na zona de contato, o filito mostra uma acentuada variação de composição; leitos de quartzito, dolomito e filito com carbonato. A 1100 metros pela estrada de acesso à mina e por um trilho, dique de rocha vulcânica na cota 1180 m.

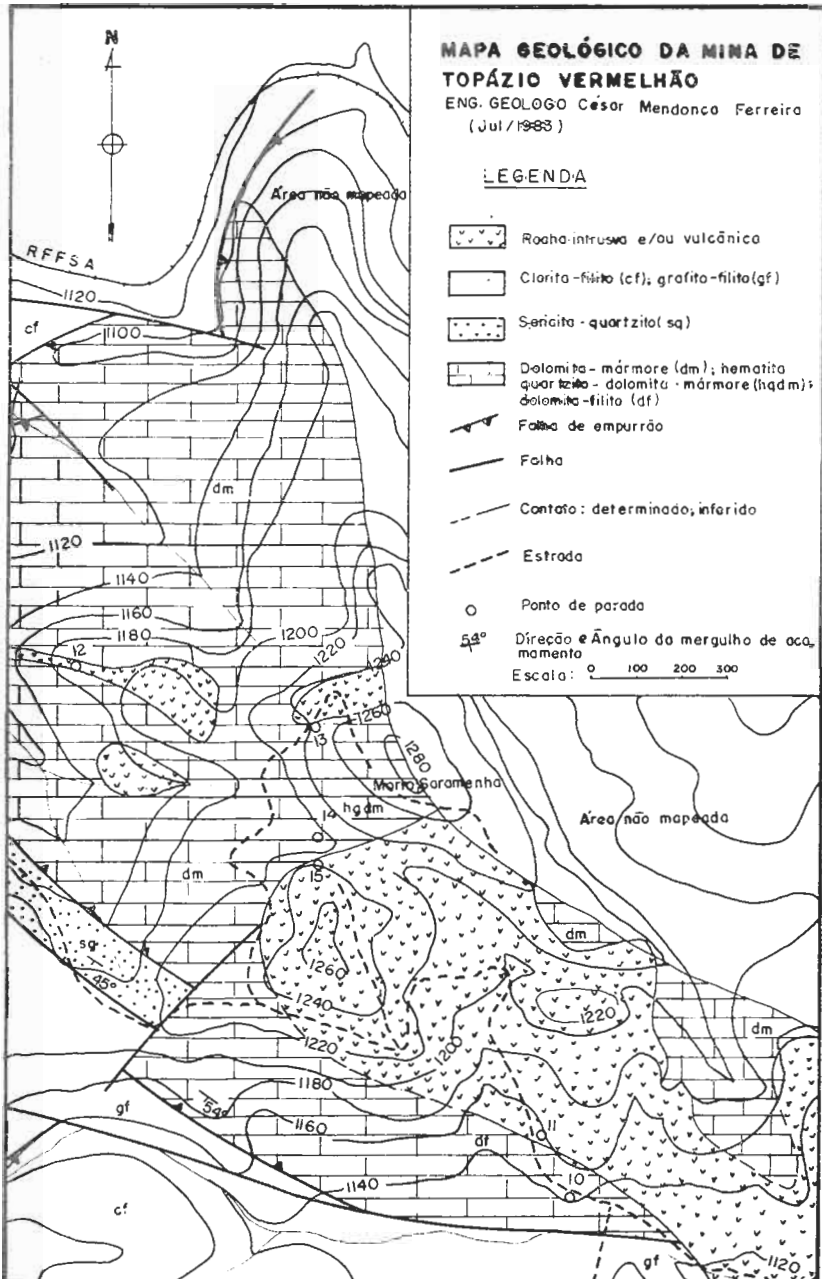
Parada 12

Dique vertical encaixado no saprólito do mármore dolomítico com aproximadamente 5 m de espessura. As estruturas planares da encaixante foram muito modificadas ou desaparecem na zona de contato. Retornando-se 270 m pelo trilho e, depois, seguindo 90 m por uma estrada de serviço à esquerda, chega-se a um contato mármore dolomítico com rocha vulcânica na cota 1240m.

- Parada 13 Contato concordante com o mármore dolomítico sobreposto à vulcânica. Camadas com altitudes N30°E e 22°SW. Retornando-se 200 m, volta-se à zona mineralizada na cota de 1220 m.
- Parada 14 Zona mineralizada encaixada no mármore dolomítico entre cortado por veios aproximadamente verticais de rocha vulcânica. Observam-se superfícies de deslizamentos revestidos por grafita. Com algumas dezenas de medidas, não foi possível determinar ainda uma orientação preferencial para os veios com topázio que ocorrem nesta zona. São comuns topázios soltos sem uma ligação visível a veios. Nos veios é frequente a ocorrência de caulim e, mais raramente de quartzo idiomorfo.
- Parada 15 Cota 1230 m. Contato rocha vulcânica com mármore dolomítico. O saprólito da rocha vulcânica apresenta abundantes concreções de limonita com cerca de 5 mm de diâmetro, próximo ao contato, interpretados como sendo vesículas preenchidas, durante o processo de decomposição da rocha. No lado sul da cava de mineração, o corte apresenta uma grande variação gradativa na coloração do saprólito da rocha vulcânica.
- Retornar ao escritório da mineração para se tomar o ônibus. Término da excursão.

REFERÊNCIAS

- DOOR, 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. A1-A109.
- MIRANDA BARBOSA, A.L. - 1961 - Tectônica do Quadrilátero Ferrífero. Soc. Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos, Semana Estudos Geológicos Econômicos do Quadrilátero Ferrífero, Bol. nº 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.



EXCURSÃO GEOLÓGICA DE BELO HORIZONTE A OURO PRETO: ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DOS SUPERGRUPOS RIO DAS VELHAS E MINAS

Eduardo A. Ladeira
 Messias G. Menezes
 Hubert M.P. Roeser
 Departamento de Geologia da Escola de Minas - UFOP
 João H. Grossi Sad
 Geologia e Sondagens Ltda. e Instituto de Geociências - UFMG

Para conveniência dos participantes os marcos quilométricos da rodovia BR-040 e BR-356 que estão locados à margem da mesma, quando se viaja de Belo Horizonte para Ouro Preto, foram tomados como referência. Quando necessário usou-se quilometragem adicional, tomando-se como quilômetro zero o entrocamento da BR-040 com a Avenida Contorno à saída de Belo Horizonte rumo ao Rio de Janeiro. Para referência use a Fig. 1 para as paradas da excursão e a Tabela 1 para as unidades estratigráficas descritas.

MARCO QUILÔMÉTRICO	QUILÔMETRO TRAGEM	
-----------------------	----------------------	--

BR-040 529,0	0	Intersecção da Avenida Contorno e a Rodovia BR-040 que liga Belo Horizonte ao Rio de Janeiro. Belo Horizonte foi erigida essencialmente em terrenos graníticos gnáissicos (área interna à Av. Contorno), mas seu crescimento ultrapassou tais terrenos para sul; esta parte da cidade situando-se grosseiramente ao longo do contacto das rochas graníticas com o Grupo Sabará.
	1,8	À direita e esquerda, nos cortes da rodovia afloram xistos e filitos metassedimentares derivados de rochas sedimentares e tufáceas do Grupo Sabará. A Serra à esquerda da rodovia é a Serra do Curral D'El Rey, esculpida em uma estrutura homoclinal invertida; ela é formada por rochas metassedimentares do Supergrupo Minas de tal forma que a cumeadá constitui-se do Itabirito Cauê sobreposto em posição inversa aos filitos, mármore dolomíticos, dolomitos e itabiritos dolomíticos da Formação Gandárela. Os dolomitos têm sido minerados em vários locais prolongando o flanco NW da serra para produção de fundente para metalurgia e produção de material refratário. As colinas e morros mais baixos são formados por litossomas do Grupo Piracicaba.
532,0	2,0 a 2,5	PARADA 1. Duração 20 minutos. Contato do Grupo Sabará. Na sequência invertida ao longo dos cortes da estrada, do lado da pista com sentido para Belo Horizonte pode-se examinar o Grupo Sabará sobreposto pelos delgados filitos grafitosos da Formação

- Barreiro; esta por sua vez, é recoberta pelo Quartzito Taboões, aqui muito delgado e brechado que se sotopõe aos filitos e dolomitos intemperizados e saprólitos de dolomitos da Formação Fecho do Funil.
- 533,0 3,0 a 4,0 PARADA 2. Duração 20 minutos. Os cortes da rodovia são da Formação Cercadinho, uma sucessão de filitos prateados e quartzitos cinzas ferruginosos estruturados em várias dobras assimétricas. Os quartzitos têm grã média a grosseira e mostram estratificação gradacional e eventualmente cruzada que indicam flancos inversos das dobras.
- 534,0 4,0 PARADA OPCIONAL 3. Duração 20 minutos. Falha de gravidade cortando a Formação Cercadinho com "drags" e fatias ao longo da zona de falha. Quando o observador faceia a estrutura os "drags" permitem inferir que o bloco da esquerda subiu em relação ao da direita.
- 535,0 5,0 "Shopping Center" de Belo Horizonte à esquerda, construído sobre um lago kárstico formado em dolomitos da Formação Gandarela, não aflorantes mas encontrados com sondagens. As colinas à direita são cortadas na Formação Cercadinho.
- 536,0 6,0 Dolomitos da Formação Gandarela sobrepostos por Itabirito Cauê ambos meteorizados, este último tendo espessa carapaça laterítica ("canga"). Nas cavas, minérios de manganês e ferro têm sido lavrados.
- 538,0 8,0 PARADA 4. Duração 20 minutos. Exposição de dolomito fresco da Formação Gandarela. O solo preto conhecido como "pó de café" deriva-se de sua meteorização. S_0/S_1 : N55E, 60SE. Veio de quartzo com atitude N10E, 50NW; S_2 : N55-60W, 55NE. Crenulações com atitude E, 35 ou S85E, 35.
- 539,0 9,0 PARADA 5. Duração 20 minutos. Ambos os cortes da rodovia são em Itabirito Cauê assimetricamente dobrado, localmente lavrado pela Mineração Mannesmann à direita. Pode-se observar aqui as complexidades causadas por uma xistosidade de transposição N45E, 55 a 65SE que, sendo paralela às superfícies axiais das dobras, transpõe o bandejamento interpretável como S_0 que é paralelo a uma xistosidade mais antiga. Crenulações: N75E, 42; E, 45. Estratias de deslizamento: S50E, 60. A cerca de 80 metros deste ponto rumo ao sul afloram sobre o Itabirito Cauê, sucessivamente o Filito Batatal, por sua vez recoberto pelo Quartzito Moeda, sotoposto aos quartzo-clorita xistos do Grupo Nova Lima, a sequência estando pois invertida.
- 9,8 Viaduto da Mutuca sobre o córrego homônimo.
- 540,0 10,0 a 11,0 PARADA 6. Duração 20 minutos. Ambos os cortes estão em metaconglomerados encaixados em xistos do Grupo Nova Lima, aqueles com seixos estirados. Veios de quartzo intesectantes relacionam-se à Falha de Empurrão do Mutuca.

542,0	12,0	Expostos à esquerda, quartzo-clorita xistos intercalados com delgadas camadas de quartzitos e filitos grafitosos do Grupo Nova Lima.
543,0	13,0	Quartzo-clorita xistos do Grupo Nova Lima intercalados com metaconglomerados (aglomerados?).
	13,5	Posto de Patrulha Rodoviária.
544,0	14,0	Xistos verdes e metaconglomerados do Grupo Nova Lima.
	15,5	A rodovia atravessa um depósito de bauxita cujas cavas maiores de exploração encontram-se à direita. Acredita-se que o minério tenha se formado a partir de sedimentos bauxíticos acumulados sobre um fundo argiloso de um lago terciário. O enriquecimento foi causado por posterior processo supergênico.
550,3	20,2	Fábrica de Cerveja da Skol à esquerda.
	22,1	Carapaça de canga, com seixos e fragmentos de hematita e itabirito, cobre a Formação Gandarela (não aflorante) e, parcialmente, o Itabirito Cauê
	22,7	Cerca de 40 graus à esquerda pode-se ver o Pico de Itabirito, esculpido em minério hematítico duro e que ainda será visto várias vezes à distância durante a excursão; ele faz parte da serra homônima que constitui o flanco inverso do Sinclinal da Moeda cujo flanco normal encontra-se à direita da rodovia (imediatamente a oeste), sobre cujo flanco normal foi construído este trecho da rodovia, evidenciado pelas encostas de mergulhos ("dip slopes"), inclinadas no sentido da mesma (mergulhos para leste). Daqui a alguns minutos observaremos <u>in situ</u> o flanco inverso.
MARCOS SE GUINTEZ SÃO DA BR-356	27,0	Trevo Rodoviário entre a BR-040 e a Rodovia dos Inconfidentes. Entrar na pista do trevo logo à direita, passar sobre o viaduto, entrando-se na rodovia.
	27,4	Posto da Patrulha Rodoviária.
28,0	29,0	Cortes expõem quartzitos cinzentos ferruginosos e filitos prateados da Formação Cercadinho sobrepostos por dolomitos meteorizados produzindo um solo marrom a negro "pó de café" e filitos prateados da Formação Fecho do Funil. Dobras assimétricas apertadas exibem superfícies envoltórias com atitude N15E 60SE, S ₀ //S ₁ :N10E, 45-50NW, N30E, 35SE.
	29,5 a 31,0	Formações Cercadinho e Fecho do Funil com feições semelhantes às descritas acima.
	34,0	PARADA 8. Duração 20 minutos. Metaconglomerados, dobrados e falhados, mapeados por WALLACE (1965) como pertencentes ao Grupo Itacolomi, mas correlacionáveis, na opinião dos presentes autores, com os do Grupo Sabará, como será discutido no local. Observam-se seixos intensamente deformados. S ₀ //S ₁ : N15W 60NE; N50W, 65NE.
	35,5	Lagoa das Codornas. Cerca de 300 m antes da ponte observam-se, nos cortes, filitos de cores variegadas

- das intercalados com filito grafitoso da Formação Barreiro sobreposto pelo Quartzito Taboões, estratigraficamente, mais velho. A direção das camadas é NE com mergulhos verticais e subverticais.
- 35,8 Ponte sobre o Córrego das Codornas. Os cortes da rodovia são em filitos variegados da Formação Fecho do Funil intercalados com "rocha espirradeira" ("splash rock", GUILD, 1957), designação dada ao saprólito do dolomito, no caso o da Formação Fecho do Funil. Manchas de redução com forma elipsoidal e cor cinza clara acham-se orientadas paralelamente às charneiras das dobras. S_0/S_1 : N30W, vertical; N16W, 80NE.
- 37,0 No corte à direita, depósito aluvial de um lago terciário com seixos de quartzo em uma matriz arenosa-argilosa, cobrindo a rocha espirradeira e os filitos da Formação Fecho do Funil.
- 38,0 38,0 Formação Cercadinho (quartzito ferruginoso e filitos) sobrepostos pela Formação Fecho do Funil. S_0/S_1 : N60E, 60SE.
- 38,5 a 39,5 Os cortes acham-se agora sucessivamente na Formação Cercadinho invaginada, devido ao dobramento, com os dolomitos meteorizados, sotopostos, estratigraficamente inferiores da Formação Gandarela, cujo saprólito é conhecido, também, como rocha espirradeira ("splash rock").
- 39,8 Posto de Patrulha Rodoviária e de Pesagem de caminhões de minério de ferro. À medida que se aproxima deste posto, atravessa-se o contato oculto entre a Formação Gandarela e o Itabirito Cauê. Nesta seção atravessa-se o flanco inverso do Sinclinal da Moeda e, assim, a Formação Gandarela, mais nova, é sobreposta pelo Itabirito Cauê; à direita vê-se, mais uma vez, o Pico de Itabirito, que é parte deste flanco inverso.
- 40,0 40,0 Itabirito Cauê, com "kink folds", recoberto por carapaça de canga dele derivado.
- 40,8 A rodovia corta a sequência estratigráfica do Supergrupo Minas em posição inversa: Itabirito Cauê, sobreposto pelo Filito Batatal, por sua vez sobreposto pela Formação Moeda. As camadas têm direção geral N15-25W e mergulham, inversamente, com 60° a 70° NE. O Filito Batatal mais incompetente está amarratado entre as Formações Moeda e Cauê. Observa-se, espessa cobertura de canga no topo do morro à direita, derivada do Itabirito Cauê.
- 41,5 Falha de Bonga, de rejeito direcional com atitude N70E, 60-70NW onde o bloco norte moveu-se para nordeste relativamente ao bloco sul com um rejeito direcional total de cerca de 250 metros; isto causou a repetição da sequência invertida Itabirito Cauê, Filito Batatal e Quartzito Moeda que têm mergulhos altos de 80SE.
- 42,0 42,0 a 43,5 Daqui até o Km 43,5 a rodovia serpenteia através dos quartzitos e filitos intercalados da Formação

Moeda que afloram à direita da rodovia constituem do relevo ruiforme fortemente controlado por uma lineação de "estilóides". ("pencil structure") com atitude N70E, 70; O vale a esquerda foi escavado no Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas) do Cinturão de Rochas Verdes, Rio das Velhas (LADEIRA, 1980, 1981). Tem-se aqui uma inversão de relevo, pois, tais rochas, que constituem o núcleo de um anticlinório, encontram-se rebaixadas em relação aos flancos que se constituem de rochas mais resistentes das Formações Moeda e Cauê do Supergrupo Minas.

43,5 PARADA 9. Local: "Santa", na Serra de Itabirito. Duração 20 minutos. Discordância angular e erosiva entre os xistos variegados do Grupo Nova Lima, do Supergrupo Rio das Velhas, e a Formação Moeda do Supergrupo Minas. A zona de contato tem rumo N10E. Imediatamente a oeste da área de lazer local, os xistos Nova Lima têm duas xistosidades. A mais antiga S_1 (N40W, 65NE) paraleliza localmente o acamamento dos xistos, discernível por bandamento composicional, mais estratificação gradacional e diferença de cor entre as bandas. A xistosidade mais nova S_2 (N10-35E, 70SE) é paralela ao contato. Clivagem de fratura S_3 (N70W, 30NE), S_4 (N70E, 65SE), S_5 (EW, 25S) são observáveis. A Formação Moeda começa com um nível delgado de metaconglomerado basal, polimíctico, com seixos de quartzo, quartzito e xisto verde, este semelhante aos xistos verdes do Grupo Nova Lima vistos anteriormente. S_0 do Quartzito Moeda é N15E, 80SE e faz cerca de 70° com o S_0 supra citado dos xistos Nova Lima. A xistosidade S_2 desses xistos é também comum ao Quartzito Moeda. As clivagens de fratura S_3 , S_4 e S_5 também o intersectam. Este padrão angular, entre S_0 do Grupo Nova Lima e o do Quartzito Moeda, indica a discordância, comprovada pela presença do metaconglomerado basal com os seixos de xisto verde derivados do Supergrupo Rio das Velhas. Obviamente, como será mostrado e discutido, o contato em questão foi, tectonicamente, modificado durante a deformação pós-Minas, mas tal fato não invalida as relações de discordância estratigráfica entre os dois supergrupos Rio das Velhas e Minas.

43,5 43,5 Local anterior: Santa. Parada para o Lanche. Visita Cênica e discussões sobre os ciclos de aplainamento que modularam a paisagem do Quadrilátero. Duração 40 minutos.

44,0 44,0 PARADA 10. Duração 20 minutos. Falha de rejeito Direcional Cata Branca. Esta tem sua expressão fiográfica no vale à direita da rodovia (sentido rumo a Ouro Preto). O Quartzito Moeda, a sudoeste deste ponto de observação, deveria ter seu prolongamento através da rodovia se não estivesse deslocado; porém, afloram na rodovia os xistos Nova Lima. A falha tem rumo SW-W-NE-SE e mergulha 80NE; o teto (bloco norte) tem um rejeito total de 500 metros para o oeste. Ouro, associado a estibinita, alojado no Quartzito Moeda e relacionado a essa falha foi lavrado no passado. A Falha Cata Branca

desloca o contato Complexo de Bação-Grupo Nova Lima, próximo à Usina Siderúrgica Esperança, para leste desta usina. Havendo tempo seguiremos a pé o trilho que, saindo deste ponto, ruma a SW e, após 2 km examinaremos o "contato de faca" desta falha, onde as rochas encontram-se brechadas e milonitizadas.

- 44,0 a 49,0 A rodovia voltaia através dos xistos variegados do Grupo Nova Lima, localmente tendo delgadíssimas intercalações de formação ferrífera bandada tipo Alçoma e "metacherts".
- 49,0 PARADA 11. Duração 20 minutos. Zona de contato do Grupo Nova Lima e o Complexo do Bação, granítico, causador de metamorfismo término nos xistos; estes são cortados por vários veios de quartzo com turmalina e têm uma auréola metamórfica com granada e estauroлита. Rocha metamáfica e delgadas intercalações de formação ferrífera bandada arqueana serão observadas, especialmente no início da estrada de terra secundária, à esquerda que leva a Rio Acima.
- 50,0 50,0 Após o viaduto de Itabirito, observa-se dique metamáfico cortando rochas graníticas do Complexo Bação; o conjunto está muito meteorizado.
- 51,0 51,0 a 52,5 Deste ponto até Cachoeira do Campo (20 km a frente) e à PARADA 12, a rodovia serpenteia através das rochas granítico-granodiorítico-migmatíticas do Complexo de Bação, algumas das exposições sendo notavelmente frescas assim como as de algumas pedreiras de exploração para brita, vicinais.
- 78,5 PARADA 12. Duração 15 minutos. Intercção da Rodovia dos Inconfidentes e a Ferrovia CVRD. Viaduto do Funil. Na seção a examinar o Quartzito Moeda está tectonicamente concordante com xistos do Grupo Nova Lima (localmente com estauroлита e granada) e estes se relacionam ao Complexo do Bação através de uma intrincada zona de contato onde os litossomas do Grupo Nova Lima estão penetrados ou invadidos por numerosos corpos aplítico-pegmatíticos emitidos do Complexo. Este é interpretado como sendo um domo gnáissico mantedo derivado do retrabalhamento do embasamento (LA DEIRA, 1980). O Quartzito Moeda está tectonicamente reduzido, boudinado e intersectado por várias falhas menores. Superposto há uma delgada nesga de Filito Batatal, sobreposto pelo Itabirito Cauê, seguindo-se acima os dolomitos da Formação Gandra. Nas partes mais frescas dos cortes e no fundo do vale além do itabirito normal, ocorre, também, carbonato-grunnerita-cumingtonita itabirito. As relações discordantes entre os dois supergrupos Rio das Velhas e Minas são discerníveis nos cortes da ferrovia, logo acima no morro para onde nos dirigiremos.
- EXCURSÃO LATERAL PARADA 13. Duração 30 minutos. Voltar cerca de 300 metros, entrar à direita pela estrada de terra e subir cerca de 2 km até a estação da CVRD logo acima. Sair da condução e andar cerca de

500 m para sudoeste, ao longo da ferrovia até alcançar o viaduto. Voltar deste ponto examinando-se a sucessão rochosa. Esta engloba: itabirito contendo intercalação de um sapróilito argiloso amarronzado com bandas de "pó de café", sapróilito este derivado de dolomito aflorante logo abaixo do viaduto na rodovia. Sotoposto, segue-se uma zona de tremolita-grunerita-antofilita-xisto; sotoposto, em contato de falha de empurrão, segue-se novamente itabirito, abaixo Filito Batal e sotoposto Quartzito Moeda sobreposto a xistos verdes do Grupo Nova Lima. Observando-se o contato entre o Quartzito Moeda e os xistos verdes do Grupo Nova Lima verifica-se a inexistência do metaconglomerado basal não encontrado na região durante o mapeamento. Entretanto a discordância estratigráfica pode ser deduzida porque os xistos Nova Lima têm duas xistosidades penetrativas que são truncadas pelo contato enquanto o Quartzito Moeda só tem uma; dois conjuntos de clivagem de fratura intersectam as duas unidades. Por outro lado, os xistos e o quartzito têm diferentes estilos estruturais que não se pode explicar somente com base nas suas diferenças de competência. Os xistos estão dobrados assimetricamente e redobrados com superfícies axiais com atitudes díspares daquelas no quartzito. Aqui, o contato também é tectônico, cicatrizado pelo metamorfismo, mas as relações estruturais evidenciam que os dois pacotes são duas unidades estratigráficamente diferentes. Atitudes de superfícies - S:

S₀ (no xistos Nova Lima dobrados) N60E, 35SE;

S₁ (xistos) N60E, 35-40SE;

S₂ (xistos N.L.) N15E-25E, 45SE;

S₃ (comum aos xistos N.L. e ao quartzito):

N15-25E, 55SE refratando-se através de quartzito e mudando-se para N25E, 60-70SE.

S₀//S₁ (no quartzito): N40 E, 30-40SE

Falha de cavalgamento com estruturas menores relacionadas como "mullions", estrias de deslizamento e inclusões tectônicas são observadas ao longo do perfil. Os xistos Nova Lima exibem localmente camadas de formação ferrífera bandada delgada tipo arqueana, 200 m ao norte deste contato. Dirigir de volta à rodovia e prosseguir para Ouro Preto.

- | | | |
|------|----------------|--|
| 79,0 | 79,0 | Dolomitos dobrados da Formação Gandarela 800 m a frente, contendo localmente brecha intraformacional. |
| 80,0 | 80,0 | Contato concordante entre as formações Gandarela e Cercadinho. |
| | 81,0 a
85,0 | A rodovia segue, grosseiramente, a direção das camadas e corta as formações Cercadinho e Fecho do Funil. |
| 86,0 | 86,0 | PARADA 14. Duração 20 minutos. "Preto no Branco". Esta seção foi mapeada por MIRANDA BARBOSA (1969) como Formação Cauê. O material "preto" é um itabirito apertadamente dobrado onde as lâminas são de hematita especular bem desenvolvida; o quartz |

zo foi quase inteiramente removido por soluções de suas lâminas restando somente as de hematita. A rocha clara é um quartzo-muscovita xisto. Tais litossomas estão sendo estudados por dois dos autores (EAL & H.M.P.R.). S_1 : N70E, 55SE. Crenulações: S30E, 50; S20W, 50.

- 87,0 a A rodovia intersecta uma falha de empurrão que
88,0 colocou o Grupo Sabará sobre o Itabirito Cauê, seguindo-se após através deste. Mais adiante, e a corta outra falha onde os quartzitos ferruginosos da Formação Cercadinho foram empurrados sobre o Grupo Sabará, no local próximo a intersecção das rodovias de Ouro Preto com a de Sarameinha. Dirigir para Ouro Preto na pista em frente. Vista do Pico do Itacolomi (caso não estiver nu blado) a 15° para direita.
- 89,0 a Formação Cercadinho constituída por quartzitos
90,0 ferruginosos intercalados com filitos prateados.
- 92,8 Formação Cercadinho sotoposta à Formação Fecho do Funil.
- 03,0 93,0 a A rodovia segue grosseiramente a direção da xis
94,0 tosidade principal do Itabirito Cauê que sobre- põe-se ao Quartzito Moeda, não visível aqui.
- 95,0 Ouro Preto, Praça Tiradentes. Daqui dirigir-se ao Morro do Cruzeiro.
- 98,0 PARADA 15. Duração 30 minutos. Depósito de bauxita do Morro do Cruzeiro, que parcialmente faz parte do local onde está construído o Campus da Universidade Federal de Ouro Preto. O Morro do Cruzeiro é um pequeno "plateau", 1230 metros acima do nível do mar, sendo parcialmente coberto por crosta laterítica ("canga") e solo laterítico. A crosta de canga mantém a superfície aplainada e tem uma espessura de 1,0 a 1,5 metros. A camada de bauxita praticamente já foi totalmente lavrada e recobre filitos e dolomitos da Formação Fecho do Funil e xistos Sabará. Antes da lavra o minério cobria cerca de 130.000 m² e tinha uma espessura média de 1,5 metros. A bauxita tem uma cor rósea clara a intensa até a vermelha o que é função da proporção variável de Fe₂O₃. É compacta, tem densidade de 2,5 e ocorre como concreções disseminadas na laterita. Análise média encontra-se na Tabela 2 que indica migração vertical do ferro e alumínio. Os trabalhos de exploração e lavra demonstram a presença de um grande depósito de argila sobrejacente ao de bauxita. Término desta excursão.

REFERÊNCIAS

- 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. A1-A109.
- DOOR, J.V.N.II; HERZ, H.; MIRANDA BARBOSA, A.L. & SIMMONS, G.C. - 1959 - Esboço Geológico do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais, Brasil. Dep. Nac. Prod. Mineral. Pub. Especial 1, 120 p., Rio de Janeiro (português e inglês).
- DORR, J.V.N.II. & MIRANDA BARBOSA, A.L. - 1963 - Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 341C, 110 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 e 4, p. 181-188.
- 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. - 1951 - Arqui-Brasil e sua evolução geológica. Brasil, Dep. Nac. Prod. Mineral, Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 88, Rio de Janeiro, 80 p.
- GUIMARÃES, D. - 1966 - Contribuição ao estudo do polimetamorfismo da Série de Minas. Brasil, Dep. Nac. Prod. Mineral, Div. Fom. Prod. Miner., Avulso 90, 54 p.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 641 B, Washington, p. B1-B58.
- LADEIRA, E.A. - 1980a - 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. - 1980b - Gênese do Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Minas Gerais, Brasil. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Bol. n^o 2, p. 371.
- LADEIRA, E.A. - 1980c - Geology, petrography and geochemistry of Nova Lima Group, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. 7 Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Heidelberg, 1980, West Germany, p. 47-48.
- LADEIRA, E.A. - 1981b - Primeiras lavas com almofadas ("pillows") em contradas no Super-grupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. Ciências da Terra, v. 1, p. 12-14.
- MIRANDA BARBOSA, A.L. - 1961 - Tectônica do Quadrilátero Ferrífero. Soc. Intercâmbio Cultural e 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.
- POMERENE, J.B. - 1964 - Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibititê and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 341D, Washington, 84 p.
- TEIXEIRA DA COSTA, M. & DUTRA, C.V. - 1966 - Idade da Série Minas. Bol. Inst. Geol., Esc. Federal Minas Metalurgia, nº 3-4, Ouro Preto, p. 149-155.
- VILLAÇA, J.N. - 1981 - Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. Soc. Brasil. Geol., Núcleo Minas Gerais, Bol. nº 2, p. 93-137.
- WALLACE, R.M. - 1965 - Geology and mineral resources of the Pico do Itabirito District, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 341F, Washington, 68 p.

TABELA 2 - ANÁLISES DE AMOSTRAS DE POÇO DE PESQUISA (ALTITUDE 1223 m) NO DEPÓSITO DE BAUXITA DO MORRO DO CRUZEIRO, OURO PRETO, MINAS GERAIS

Profundidade metros	0,0 - 0,3		0,3 - 0,9		0,9 - 2,1		2,1 - 3,6		3,6 - 5,1		5,1 - 6,5	
	Óxidos											
Al ₂ O ₃							36,79	38,70	40,61	42,30		
FeO ₃							9,65	3,46	1,73	1,70		
SiO ₂							32,80	40,14	40,30	43,78		
TiO ₂							2,21	1,74	1,95	0,50		
P ₂ O ₅							0,116	0,075	0,043	-		
MgO							Traços	Traços	Traços	0,87		
CaO							0,45	0,67	0,50	0,70		
Na ₂ /K ₂ O							0,06	Nihil	0,09	n.d.		
Perda ao Fogo							17,80	14,96	14,76	9,77		
Total							99,88	99,74	99,98	99,62		
Material							Argila Ferruginosa	Argila amarelo claro	Argila amarela	Argila branca		
							Bauxita laterita					
							Crosta Laterítica					

Segundo Guimarães & Coelho, 1945.

MAPA GEOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERREIRO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA NO DISTRITO DE NOVA LIMA, MINAS GERAIS, BRASIL
 SIMPLIFICADO DOS MAPAS COMPILADOS POR DCCR (1963) E HERZ (1970) A PARTIR DE MAPAS DO DNPH-USGS (1966-1962) REINTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E DADOS ADICIONAIS NA ÁREA ESTUDADA POR LADEIRA (1974-1980).

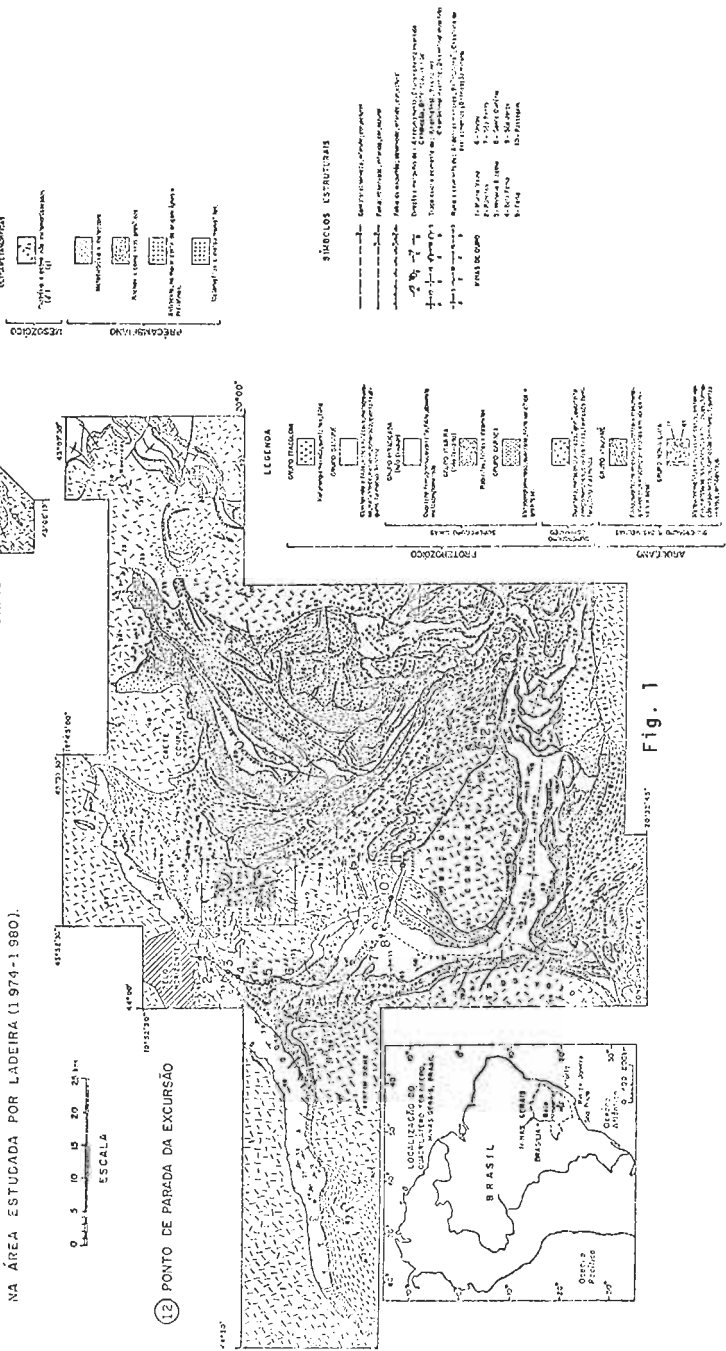


Fig. 1

EXCURSÃO A MINA DE OURO DE MORRO VELHO

Geraldo Antônio Ibrahim de Oliveira
Paschoal Luiz Caiafa Clemente
Diogenes Scipioni Vial
Mineração Morro Velho S.A.

1. INTRODUÇÃO

A Mina de Ouro de Morro Velho localiza-se no Município de Nova Lima no setor noroeste do Quadrilátero Ferrífero, a 11 km a sudeste de Belo Horizonte.

Embora a lavra organizada em Morro Velho tenha sido iniciada em 1734, a ocorrência de ouro na região é conhecida desde o início do século XVIII.

A mina está dividida funcionalmente em duas seções: Mina Velha até a cota + 156 m Mina Grande de + 156 m até - 1.610 m, atingindo a profundidade total de 2.543 m. Ambas estão desenvolvidas no mesmo corpo de minério.

2. GEOLOGIA REGIONAL

O Quadrilátero Ferrífero é constituído por rochas de idade pré-cambriana. Sua estratigrafia está dividida em: arqueano - Super-Grupo Rio das Velhas, e Proterozóico - Super-Grupos Espinhaço e Minas e Grupos Sabará e Itacolomi. O Super-Grupo Rio das Velhas, hospedeiro da maior parte dos depósitos auríferos da região está sotoposto dos Super-Grupos Espinhaço/Minas e sua base estratigráfica é desconhecida. Este super-grupo está dividido em duas unidades, Grupo Nova Lima, mais antigo, ao qual pertencem as rochas das minas de ouro do Distrito de Nova Lima, sotoposto ao Grupo Maquiné por discordância angular.

O Grupo Nova Lima abrange as rochas mais antigas da região. É definido por rochas metavulcânicas e metassedimentares detríticas e químicas apresentando metamorfismo regional facies xisto verde. A espessura média do grupo é suposta ser da ordem de 4.200 m.

Considerando-se os trabalhos de mapeamento geológico das minas de Morro Velho, Bela Fama, Bicalho, Esperança III e Luzia da Mota, dividimos o Grupo Nova Lima em três unidades:

- a) Unidade Inferior: constituída predominantemente por metaandesitos exibindo lavas almofadadas localmente, e subordinadamente por meta-basaltos andesíticos, com intercalações de metassedimentos (filitos grafitosos e quartzo-carbonato-clorita-sericita-xisto escuro com grafita) e de rochas vulcanoclásticas de composição ácida. Grande número de camadas de formação ferrífera ocorrem nesta unidade. Corresponde a área das minas do Faria e Esperança III. Espessura mínima: 700 m.
- b) Unidade Média: composta por rochas meta-vulcânicas ácidas (meta-dacitos e meta-riolitos), rochas vulcanoclásticas

composição ácida e filitos grafitosos (metassedimento). O topo desta unidade é ocupado por um nível de meta-andesito que apresenta uma camada de formação ferrífera. Espessura média: 600 m.

- c) Unidade Superior: constituída por metassedimentos pelíticos com intercalação de rochas vulcânicas e vulcano clásticas ácidas de composição dacítica-riolítica e metassedimentos químicos (Lapa Seca). Corresponde às Minas de Morro Velho, Bela Fama e Bicalho. Espessura mínima: 500 m.

Toda a sequência acha-se cortada por diques de meta-dióxido. Também ocorrem diques andesíticos mais antigos.

As mineralizações auríferas estão associadas às rochas metassedimentares químicas (lapa seca e formação ferrífera). A lapa seca pode ser considerada como facies carbonato de formação ferrífera, ocorrendo esta nas facies carbonato, óxido, sulfeto e silicato. Estas camadas variam em extensão desde alguns metros até 15 km.

3. GEOLOGIA DA MINA DE OURO DE MORRO VELHO.

3.1. Características Petrográficas

Na área da Mina de Morro Velho foram caracterizados os seguintes tipos litológicos:

- X₁ - Quartzo sericita clorita carbonato-filito cinza escuro, com plagioclásio e grafita - metassedimento pelítico.
- X_S - Quartzo sericita carbonato plagioclásio-filito cinza claro com porfíros de quartzo vulcânico - quartzo-porfiro.
- LScA - (Lapa Seca) - rocha carbonática-quartzosa de coloração cinza clara a cinza escura. Ocasionalmente exibe coloração branca a creme. Os carbonatos são anquerita, siderita e raramente dolomita e subordinadamente ocorrem plagioclásio, sericita e clorita. Seus minerais acessórios são fucsita, pirita, turmalina, magnetita, epidoto, leucoxênio, grafita, pirofita, rutilo e ilmenita. Esta é uma rocha sedimentar química. Ladeira (1980) sugere contribuição argilosa tipo "eugeossinclinal", baseando-se no alto conteúdo em TiO₂. Em três locais observamos estratificação cruzada.
- LSqz - Quartzito cinza claro a cinza. É uma rocha essencialmente quartzosa com carbonato e raras sericita e clorita. Meta-chert (?).
- CLx - Quartzo clorita sericita carbonato-filito verde escuro com turmalina e biotita - rocha vulcanoclástica de composição intermediária a ácida.
- Bix - Quartzo clorita carbonato biotita sericita-filito de cor acastanhada com plagioclásio - rocha vulcanoclástica de composição intermediária a ácida.
- mt - Meta-tufo dacítico a andesítico, com aspecto compacto e cor cinza amarronzada. Composto por quartzo, clorita, sericita, carbonato, plagioclásio, grenalita e fragmentos de rocha vulcânica.

- ma - Sericita quartzo carbonato clorita plagioclásio-filito cinza claro a esverdeado-Rocha metavulcanoclástica ácida. Exibe localmente lentes de meta-chert (?). Sulfetos finos são frequentes.
- S - Sulfetos. São considerados como sulfetos, a rocha que apresente mais de 5% de sulfetos. O sulfeto pode ser maciço, bandado ou xistoso. O sulfeto maciço ocorre geralmente na interface LS ou X₁ (metassedimento) com Clx, Bix, mt ou ma (meta-vulcanoclástica ácida). Os sulfetos bandados mostram bandas de S alternadas com bandas de LSca. Sulfeto xistoso corresponde aos sulfetos com abundantes lentes de filmes cloríticos. Os principais sulfetos são: pirrotita (35%), arsenopirrita (8,5%), piritita (3%), calcopirita (0,5%). Raramente ocorrem cubanita, esfalerita, galena, tetraedrita e ullmannita. A ganga é constituída por ferro-dolomita, dolomita, arquerita, siderita, quartzo e albita. Calcita, sericita, turmalina, talco, fucsita, clorita e biotita ocorrem subordinadamente.
- A - Meta-andesito filitizado - quartzo clorita carbonato plagioclásio-filito esverdeado. É uma rocha intrusiva (dique).

3.2. Estratigrafia

A sequência estratigráfica da mina está mostrada na fig.1. Para a definição de topo e base foram utilizadas feições sedimentares-acumamento gradacional e relações acumamento-xistosidade. Trata-se de uma sequência metassedimentar com intercalações metavulcânicas e meta-tufáceas ácidas com horizontes de metassedimentos químicos.

3.3. Geologia Estrutural

A estrutura da mina é caracterizada por dobras anticlinais e sinclinais, exibindo feições típicas de dobramento superimposto. Três fases de dobramento foram caracterizadas na área da mina conforme a Tabela 1. Nos níveis inferiores da mina são características as dobras em Z. As atitudes obtidas sugerem que os esforços F₁ e F₂ foram subparalelos. É notável a horizontalização de L₂ (plunge dos corpos de minério) em profundidade. Diagramas So mostram que os dobramentos não são ciliádricos. As falhas principais que cortam a área tem direção EW. Um dique de meta-andesito filitizado (A) que corta os níveis inferiores da mina não é observado nos níveis superiores.

Tabela 1 - Estruturas Lineares e Planares
da Mina de Morro Velho

Estruturas Planares	Nível 10-Mina Velha - Cota + 414 m	Nível 25 - Mina Grande - Cota - 1.313 m
Clivagem de acamamento (S_1) (?)	N46°E/55°SE	N67°E/41°SE
Clivagem de transposição (S_2)	N20°E/45°SE	N36°E/27°SE
Clivagem de fratura (S_3)	-	N15°E/74°SE
Sistemas de Fraturas	N68°W/75°NE N17°W/49°SW	N77°W/73°NE N10°W/73°SW N66°W/36°NE N80°W/80°SW
Estruturas lineares		
Lineação L_1 (?)	N60°E/38° S64°E/48°	N62°E/19°
Lineação L_2	S85°E/44°	S85°E/16°
Crenulação L_3	-	S4°E/20° - S8°W/10°

3.4. Minério

Existem dois tipos de minério: sulfetos (S) e quartzo (LSqz), com o ouro ocorrendo sob duas formas. Uma associada a sulfetos e a outra a quartzo. O ouro ocorre livre, associado ao quartzo, geralmente cinza, às vezes fumaça, que define LSqz. A maior parte de ouro produzido atualmente está associada a sulfetos, ocorrendo na interface entre os mesmos, em planos de clivagem, ou em cavidades ou poros dos cristais.

Craton e Bjorge (1929) determinaram em 40% a porcentagem de sulfetos no minério produzido no início do século. Atualmente acreditamos que este número esteja por volta de 20%, pela lavra de minério com teor mais baixo.

O ouro é encontrado, em ordem decrescente de frequência nos seguintes sulfetos: pirita 40%, pirrotita 35%, arsenopirita 10%, cubanita e calcopirita 5%. A ganga, especialmente os carbonatos, pode conter até 20% do ouro.

Ouro visível é extremamente raro. Grãos são muito finos desde 3 até 50 μ , e ocasionalmente em sarrafos alongados com até 125 de comprimento. A prata forma com o ouro o "electrum" na proporção Au: Ag = 6:1.

Os corpos de minério (sulfetos ou LSqz) são concordantes com o acamamento e ocupam um horizonte estratigráfico definido, na interface meta-vulcanoclástica/meta tufácea ácidas-metassedimento. Os corpos quartzosos (LSqz), quando ocorrem, situam-se em geral entre os sulfetos e a LSca. Na Mina Velha, nível 10 (cota + 414 m) cerca de 20% dos corpos de minério são constituídos por LSqz, já na Mina Grande, nível 25 (cota - 1.313 m) apenas 3% dos corpos de minério são de LSqz. Há transição vertical ao longo do plunge, de minério quartzoso a minério sulfetado.

De um modo geral o conteúdo aurífero mostra-se constante ao longo de L_2 (plunge). Os corpos de minério têm formas lenticulares. As espessuras variam desde alguns centímetros até 15 metros. Horizontal-

mente têm extensão desde alguns metros até mais de 100 m. Ao longo do plunge o comprimento é superior a 4.000 m. A geometria dos corpos amolda-se ao dobramento. Os limites dos corpos, em geral, são definidos por falhas. Os principais corpos de minério são denominados: Main (Zona D); NW (H, H Ext., Quebra Panela); Sul (Zona B); X (Zona C).

4. GEOLOGIA DO NÍVEL 10 DA MINA VELHA

Na fig. 2 apresentamos o mapa geológico do nível 10 da Mina Velha, local da excursão. Este nível situa-se na cota + 414 m acima do nível do mar. O acesso ao referido nível se faz através de uma rampa inclinada de 45°.

O perfil inicia-se no extremo sul do distrito 10, no corpo X e segue em direção NW, passando pelos corpos C, B, D, e Quebra Panela. Voltando visitaremos o realce do corpo D (em lava), e realce antigo do corpo Main e uma exposição de minério do corpo H.

5. ROTEIRO

O início da excursão se fará no Departamento de Geologia de Subsolo com a apresentação da Geologia Regional e Local e das metodologias de trabalhos subterrâneos. O acesso à Mina Velha se faz primeiramente atravessando um túnel através do qual se atinge a antiga lavra a céu aberto. A partir deste "open pit" tem-se a entrada ao nível de entrada principal, situado à cota 753 m acima do nível do mar. Desce-se através de uma rampa ao nível 10, denominada Rampa 2 (fig. 3).

- Ponto nº 1 - Corpo de minério X, constituído por LSqz. O minério (LSqz) está encaixado em LSmi, constituído por rocha metavulcanoclástica ácida (ma). Partindo da LSqz em direção norte tem-se o contato LSmi/X₁. Este X₁ é a base estratigráfica da sequência da mina.
- 1 - 2 - Entre os pontos 1 e 2 a galeria está desenvolvida segundo a direção geral do acamamento. Neste intervalo ocorre LSmi (ma), lentes de LSca e X₁.
- Ponto nº 2 - Corpo de minério C: sulfeto maciço encaixado em LSmi (ma). Na LSmi ocorre lentes de Clx.
- 2 e 3 - Entre os pontos 2 e 3 ocorre LSmi (ma e Clx), com a exposição do contato LSmi/X₁ em um local.
- Ponto nº 3 - Quartzo sericita-xisto cinza claro, com abundantes quartzos vulcânicos azulados. É uma metavulcanoclástica de composição riolítica.
- 3 - 4 - Meta vulcanoclástica ácida (ma).
- Ponto nº 4 - Extremidade Sul do corpo de minério B: LSqz predominantemente, com partes sulfetadas. Minério encaixado em LSmi (ma).
- 4 - 5 - Neste intervalo tem-se o contato LSmi/X₁. O metassedimento (X₁) exhibe localmente intercalações de rocha metavulcanoclástica ácida.
- Ponto nº 5 - Quartzo sericita carbonato-filito com plagioclásio e grafita, de colotação cinza escura (X₁).
- 5 - 6 - Entre os pontos 5 e 6 ocorre X₁, com algumas intercalações de ma.
- Ponto nº 6 - Corpo de minério D: sulfeto bandado no contato inferior e maciço no topo. Neste local observam-se contatos bruscos

entre X_1/S e $S/LSca$. A lapa seca carbonática (quartzo anquerita-xisto) sobreposta ao sulfeto é finamente laminada. A sequência está invertida localmente. Em geral a ganga do minério é mais quartzosa que a $LSca$. Cerca de 4 m a les te observa-se o horizonte vulcanoclástico encaixado em X_1 . No contato X_1/S ocorrem alguns centímetros de ma.

- 6 - 7 - Partindo do ponto 6 ao ponto 7 encontra-se a seguinte sequência: $X_1-S-LSca-X_1-LSca-S-ma-X_1$, onde observa-se claramente a existência de uma dobra sinclinal. O X_1 ocorre entre as $LSca$ esta sobreposto estratigraficamente ao minério. Nesta sequência pode-se comparar as sequências meta sedimentares do topo e da base do minério.
- Ponto nº 7 - Corpo de minério Quebra Panela: sulfeto maciço. O contato entre o sulfeto e $LSmi$ (ma) é um contato de falha. Segue-se para oeste tem-se a sequência $LSca-S-ma-X_1$.
- Ponto nº 8 - Realce do corpo de minério D. Corresponde à lavra do minério exposto no ponto nº 6.
- Ponto nº 9 - Realce aberto do corpo Main. Este corpo foi lavrado no tempo dos escravos, provavelmente antes de 1850. Existem neste realce correntes e madeiras cujo manuseio, ainda atualmente é muito difícil.
- Ponto nº 10 - Corpo de minério H: sulfeto maciço. No sentido E ocorre a sequência $LSca-S-ma-X_1$. Observa-se que o sulfeto é maciço no contato $LSca$ e xistoso (clorítico) no contato com $LSmi$ (ma).

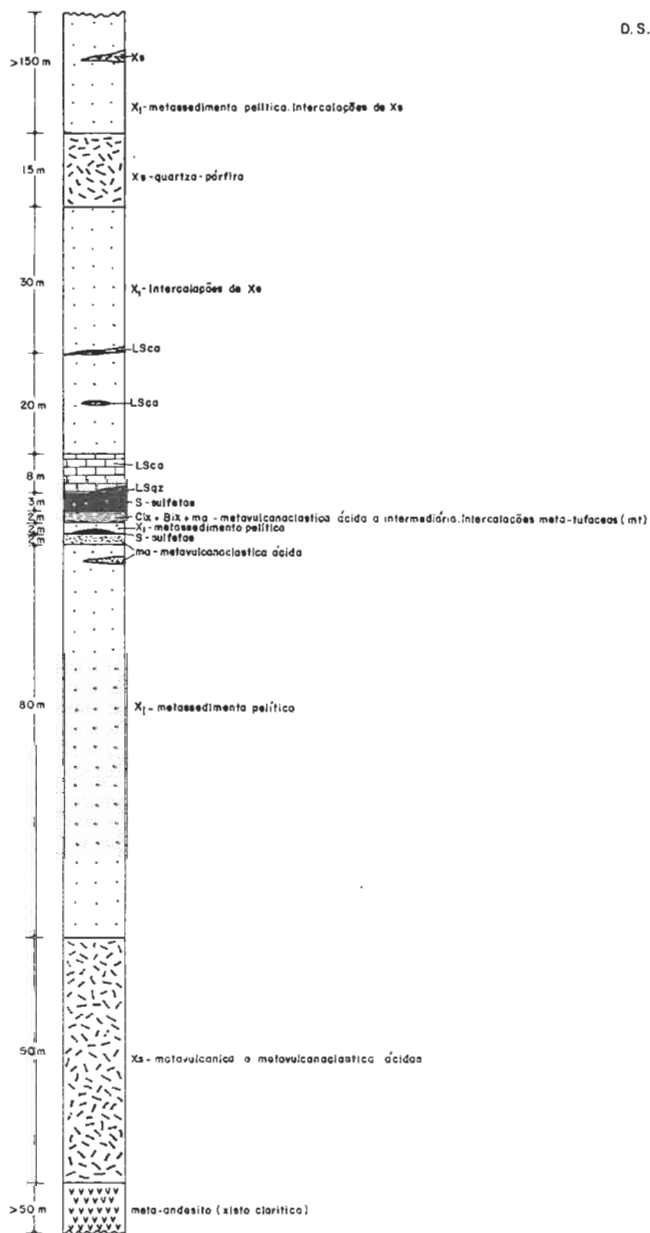
6. BIBLIOGRAFIA

- GAIR, J.E. - 1958 - Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil - USGS - Prop. Paper, 341-A.
- 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.
- VIAL, D.S. - 1980 - Geologia da Mina de Ouro de Bicalho - Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia - Camburiú, Vol. 3 - pp. 1835-1850.

RELATÓRIOS INTERNOS DA MINERAÇÃO MORRO VELHO S.A.

FIGURA I - SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA DA MINA DE MORRO VELHO

D. S. Vial



M.R. Lloyd - 88

CONVENÇÕES



QUARTZO



META-ANDESITO FILITIZADO



QUARTZO SERICITA CLORITA-FILITO, CINZA CLARO PRESENÇA DE QUARTZOS VULCÂNICOS AZULADOS, INTERCALAÇÕES DE FILITO CINZA ESCURO COM GRAFITA (X₁); QUARTZO SERICITA CARBONATO PLAGIÓCLASIO CLORITA - FILITO CINZA CLARO, COM PÓRFIROS DE QUARTZO VULCÂNICOS QUARTZO-PÓRFIRO).



QUARTZO SERICITA CLORITA CARBONATO-FILITO COM GRAFITA CINZA ESCURO INTERCALAÇÕES DE LENTES CARBONÁTICAS ESVERDEADAS (L_{Sm}) E LAMA SECA CARBONÁTICA (L_{Scs}).



SULFETOS



LAMA SECA CARBONÁTICA-QUARTZO ANQUERITA-XISTO CINZA, BRANCO OU CREME.



LAMA SECA QUARTZOSA-QUARTZITO CINZA CLARO A CINZA.



LAMA SECA MICACEA-ROCHA METAVULCANOCLÁSTICA E META-TUFACEA ÁCIDA A INTERMEDIÁRIA INCLUINDO Bix, Cix, mo e ml.



QUARTZO SERICITA CLORITA PLAGIÓCLASIO CARBONATO-FILITO CINZA A CINZA ESVERDEADO (METAVULCANOCLÁSTICA ÁCIDA).

CONTATO VISÍVEL

CONTATO POUCO VISÍVEL

100 m

FALHA OU ZONA DE CIZALHAMENTO



DIREÇÃO E MERGULHO DE CAMADAS E L₂



DIREÇÃO E MERGULHO DE CAMADAS



DIREÇÃO E MERGULHO DE XISTOSIDADE E L₂



DIREÇÃO E MERGULHO DE XISTOSIDADE

OFF SET



RAMPA



ESCALA GRÁFICA

MINERAÇÃO MORRO VELHO S A,
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA DE SUBSOLO

Geologia por : Drogens S Vial
Elevação : 414,895 m (teia)

FIG.02 - MAPA GEOLÓGICO DO NÍVEL 10
DA MINA VELHA (MORRO VELHO)

ROTEIRO DA EXCURSÃO AO MACIÇO DE PIUMHI - MG

Dias: 15 e 16 de novembro de 1983

Guias: Alfonso Schrank

Hugo de Araújo Pontes

José Jacob Fanton

1. INTRODUÇÃO

O Maciço de Piumhi, localizado no sudoeste de Minas Gerais, é interpretado como uma unidade geotectônica pré-brasiliiana. Esse maciço se estende, a partir de Piumhi, por 70 Km na direção S20°E, tendo uma forma de ampulheta de largura máxima de 20 Km. As litologias foram subdivididas em dois grupos: Inferior (e=3.000 m) e Superior (e=2.000 m), separados por uma superfície de discordância (angular e erosiva).

O Grupo Inferior é visto como parte de um cinturão de rochas verdes arqueanas e é constituído por duas sequências:

(1) A Sequência Vulcânica (e=2.250 m) formada de vulcanitos komatiíticos, toleióticos e calco-alcalinos em forma de derrames à textura spinifex, à pillow-lavas, maciços e compostos; e em rochas piroclásticas (tufo, tufitos e cinzas). Às vezes, entre dois derrames sucessivos, existem intercalações sedimentares (grauvacas, siltitos, cherts carbonosos e piritosos).

(2) A Sequência Vulcano-sedimentar (e=750 m) constituindo-se predominantemente por rochas detríticas e epiclásticas e, subordinadamente, por derrames de lavas.

Todas as rochas acima foram afetadas por um primeiro metamorfismo epizonal, sem desenvolvimento contemporâneo de xistosidade. Esse metamorfismo foi atribuído à "mise-en-place" de intrusões ácidas sintectônicas.

O magmatismo ácido compreende dois corpos graníticos (cortejo plutônico) e vários sills, diques e necks (cortejo hipabissal) de riódacitos ou de riólitos porfíros.

O Grupo Superior, visto como uma bacia sedimentar proterozóica, é composto principalmente de turbiditos. Na sua base existem, porém, rochas pelíticas e carbonatadas (com oolitos e estromatolitos) que são cobertas por quartzitos e brechas sedimentares. Também no topo do grupo existem ainda: siltitos carbonosos, conglomerados, níveis ferruginosos e manganíferos. As rochas magmáticas aqui são pouco frequentes em proporção, estando representadas por intrusões de alcalinitos (gabro e traquitos) e de rochas ultrabásicas (serpentinitos e cromititos).

Após a formação do Grupo Superior a região sofreu uma compressão regional, criando estruturas tectônicas típicas de níveis estruturais superficiais. A vergência tectônica durante essa deformação, deformação essa que seria a responsável pelas grandes linhas atuais do maciço, era dirigida no sentido do Craton de São Francisco (situado a Leste). Também à compressão, parecem estar associadas as intrusões ultrabásicas e um segundo metamorfismo (dinamotermal-epizonal) que afetou

* UNICAMP - Universidade de Campinas

** METAMIG - Metais de Minas Gerais S.A.

ambos os grupos, Inferior e Superior.

As determinações de idades isotópicas feitas exclusivamente para as intrusões alcalinas, podem indicar que o Grupo Superior se formou antes de cerca de 2,0 bilhões de anos, quando se inicia um tectonismo distensivo intracontinental. As distensões e o magmatismo podem estar associados à individualização do Geossinclinal Brasília, iniciada há 1,3 bilhões de anos.

2. PROGRAMA

Dia 15 de novembro de 1983

7:00 h - Partida da Excursão
9:00 h - Cafezinho - Posto Karrão (Divinópolis)
9:30 h - Partida
12:00 h - Almoço - Posto Brazinho (Piumhi)
13:00 h - Afloramentos 1, 2 e 3 - opcional
15:00 h - Afloramentos 4, 5 e 6
18:00 h - Hotel

Dia 16 de novembro de 1983

6:30 h - Café da manhã
7:00 h - Afloramentos 7 e 8
9:00 h - Cafezinho - Posto Brazinho
9:30 h - Afloramentos 9 e 10
12:30 h - Almoço - Posto Brazinho
13:30 h - Retorno
15:30 h - Cafezinho - Posto Karrão
16:00 h - Partida
18:00 h - Chegada a BH

3. AFLORAMENTOS

PARADA Nº 01 -
Km 223,5
MG - 050

Grupo Bambuí - Formação Paraopeba - Membro Samburá Predominantemente meta-siltitos, meta-arenitos líticos, meta-grauvacas e metaconglomerados - meta morfismo de baixo grau. Ferrari e Brandalise (1977) interpretaram essas rochas como fanglomerados.

Distribuem-se em torno do Maciço de Piumhi associadas com prováveis paleo-escarpas, ou seja, são encontradas nas proximidades das rochas mais resistentes (conglomerados e quartzitos) do Grupo Superior, estando ausentes em torno de rochas do Grupo Inferior, que não teriam formado encostas íngremes.

Outra característica importante é a alternância de pacotes métricos a decamétricos mostrando acamamento gradacional conspicuo, desde conglomerados, passando por grauvacas e arenitos líticos até siltitos e argilitos. O conglomerado é polimítico, composto por seixos de gnaisses, mica-xistos, milonitos, granitos, aplitos, lavas ácidas, intermediárias, básicas, serpentinitos, calcários, margas, jaspes, quartzitos, quartzo leitoso, etc., sendo que a matriz é escura e microconglomerática. As grauvacas tem matriz terrígena abundante, mais feldspática que a matriz dos conglomerados.

O conjunto apresenta dobramentos suaves tardi-tectônicos que caracterizam o Grupo Bambuí (Campos, 1979).

Interpretação: O Samburá representaria um fácies de borda da Bacia do Grupo Bambuí, interdigitando-

se com meta-lutitos e calcários em direção ao interior da bacia. Na ausência de paleo-escarpas, os sedimentos finos e químicos estão em contato direto com o maciço.

PARADA Nº 02 -
Km 224
MG - 050

Discordância Litológica entre o Membro Samburá e o Granito Norte do Maciço de Piumhi.

Na margem esquerda do talvegue localiza-se uma zona de falha de empurrão, onde o granito está cataclásico e milonitizado, contendo pequenos diques aplíticos. Este granito é cortado por um dique básico (gabro-dolerítico), também afetado por esse tectonismo.

Na margem direita do talvegue ocorrem conglomerados do Membro Samburá, que não apresentam evidências do tectonismo observadas no granito.

Interpretação: As relações observadas sugerem que a deposição dos conglomerados se deu ao longo de um relevo escarpado consequente do falhamento anterior à deposição do Samburá.

Obs.: a 300 m, no sentido BH-PHI, ocorrem estruturas do tipo "pillow" em rocha básica intemperizada, no corte esquerdo da estrada. No campo, à direita, sob os fios de alta tensão, aflora rocha granítica de granulação fina (zona de bordo do Granito Norte).

PARADA Nº 03 -
Km 226,3
MG - 050
Posto Tia Joana,
mais 100 m no
sentido BH-PHI,
tomar caminho à
direita por
- 400 m.

Corpo de Feldspato Pórfiro (plagioclasitos).

Afloramento no leito do Rib. Araras (curva abrupta para Oeste) de intrusão de rocha porfirítica formada por fenocristais automorfos (1 a 2 cm) de plagioclásio, entre os quais cristalizaram-se piroxênios (augita rica em Ca-salita) e plagioclásios mais tardios, num arranjo sub-ofítico. Os acessórios são: esfero, rutilo, quartzo, clorita, epidoto, serpentina e anfibólios.

A composição dessa rocha varia em torno de: 46,7% SiO₂; 0,8% TiO₂; 19,8% Al₂O₃; 1,5% Fe₂O₃; 7,3% FeO; 0,13% MnO; 5,4% MgO; 2,3% CaO; 1,8% Na₂O; 1,16% K₂O.

Esta rocha é intrusiva na Sequência Vulcano - Sedimentar do Grupo Inferior.

Interpretação: Poderia representar as primeiras manifestações de rochas com tendência à composição granítica (proto-granito ou granito incipiente de Anhaeusser, 1982).

PARADA Nº 04 -
Km 228,3
MG - 050
mais 4,5 Km pela
estrada não
pavimentada para
Doresópolis
e então estrada
vicinal à direita
para a Faz.
da Matinha por
700 m e 300 m à
pé até a Cachoeira
Wilson.

Granito Norte e dique de gabro dolerítico.

Afloramento de rocha granítica acinzentada de textura granular hipidiomórfica, composta de grãos automorfos de ortoclásio sericitizado, microclínio, quartzo xenomórfico e albita sericitizada. Nos interstícios há biotita pseudomorfa substituída por clorita ferífera e muscovita.

O granito é cortado por dique de gabro dolerítico. Junto ao contato, a rocha melanocrática é vítrea, passando a ter, para o interior, textura dolerítica. O magma preencheu também planos de fratura da encaixante, isolando blocos no seu interior. Este tipo de magmatismo atinge também o Grupo Superior e tem idade mínima de 900 M.a. (K/Ar).

- PARADA Nº 05 - Sedimentos intercalados a derrames de basaltos komatiíticos.
Km 228,3 Afloramento, à margemesquerda do Ribeirão Araras, de sedimentos escuros carbonosos de granulação fina a média, por vezes laminados, mas geralmente muito retorcidos, contendo níveis de cherts e de sulfetos (pirita e pirrotita).
MG - 050 Essa intercalação é coberta por cumulados peridotíticos bastante intemperizados e se sobrepõe a basaltos komatiíticos com textura spinifex muito fina no contato, aumentando para o interior do derrame. Na base deste derrame (~ 45 m de espessura) aparecem cumulados peridotíticos que, por sua vez, recobrem outra passagem sedimentar.
mais 2,0 Km pela estrada de la estrada de Doresópolis é caminhar à direita (porteira) até o Rib. Araras ~ 400 m. Dobrar à esquerda junto a moita de bambú por mais 150 m.
- PARADA Nº 06 - Derrames compostos de basaltos komatiíticos.
Idem à nº 05, seguindo-se à montante, a partir da moita de bambú por ~ 300 m. Afloramento negro à margem direita do Rib. Araras.
Da base para o topo encontra-se:
- uma zona de ~ 25m de cumulados (peridotito komatiítico). Essa rocha é constituída de cristais pseudomorfos milimétricos de olivina automorfa (70 a 75%) imersos numa matriz pseudo-vítrea com grãos de minerais opacos. A rocha está completamente serpentinizada.
- no topo dos cumulados, uma zona constituída por rocha de estrutura orientada paralelamente ao plano de fluxo. Os fenocristais de prováveis ortopiroxênios esqueléticos estão imersos em matriz de tremolita, que contém ainda "trens" de minerais opacos (Cr-espinélios).
- uma zona de basaltos komatiíticos à textura spinifex acicular, constituída de prismas bem desenvolvidos (até 10 cm) atualmente compostos na sua região central por talco e nas bordas por tremolita. A matriz é constituída de saussurita provavelmente provinda de plagioclásio, assim como de agregados microlíticos arborescentes.
- PARADA Nº 07 - Derrames em pillow-lavas de basaltos variolíticos.
Km 228,5 Afloramento, no leito do Rib. Araras, de basaltos variolíticos (toleióticos) constituindo uma unidade de com cerca de 80 m de espessura, composta de um empilhamento de pillow-lavas de 0,1 a 1 m de diâmetro.
MG - 050 Próximo à base, os variolitos são abundantes. Correspondem a estruturas esféricas (< 1 cm), isoladas ou coalescentes.
mais 2 Km pela estrada secundária "Araras" (até o moinho de arroz), tomar estrada à esquerda até a ponte sobre o Rib. Araras e caminhar para a jusante.
Nas proximidades do topo, a unidade é cortada por sills de micro-gabro.
Segundo Gélinas et al (1977), os variolitos podem se distribuir nos pillows de tres maneiras: central, periférico e disperso, demonstrando imiscibilidade de líquidos pré-existentes à extrusão.
- PARADA Nº 08 - Pillow-lavas de basaltos komatiíticos.
Km 230,1 Estruturas de pillow-lavas com até 80 cm de diâmetro, cujo material inter-pillow tem cor esbranquiçada.
MG - 050

PARADA Nº 08 - çada (palagonita - vidro hidratado).
caminhar à di A rocha é pórfira, com fenocristais pseudomorfos
reita por - 300 de olivina (clorita) em matriz de micro-spinifex.
m. Leito do Cór. O teor de MgO (a seco) é de 29%.
do Meio.

PARADA Nº 09 - Micro-granito (ou riolito pórfiro).
Km 231 Contato irregular de rochas da seqüência vulcânica
MG - 050 constituída de rochas básicas alteradas, intercala
a 200 m do Pos ções ferruginosas associadas a meta-silitos, as
- Brazinho - quais representam o teto, ou as encaixantes do cor
(sentido BH-PHI) po ácido.
no corte da Ro Na grande parte, o corpo é constituído por um mi
dovia. cro-granito caracterizado por abundância de feno
cristais sub-centimétricos de quartzo bipiramidado
numa massa caulinizada. Ao microscópio, esta massa
contém quartzo granular distribuído homogeneamente,
caracterizando uma textura microgranular. Localmen
te encontram-se faixas xistosas mais frescas que
mostram pontuações e filmes verdes descontínuos de
sericita, os quais podem representar cristais de
feldspato sericitizados e estirados ou filmes ig
nimbríticos.

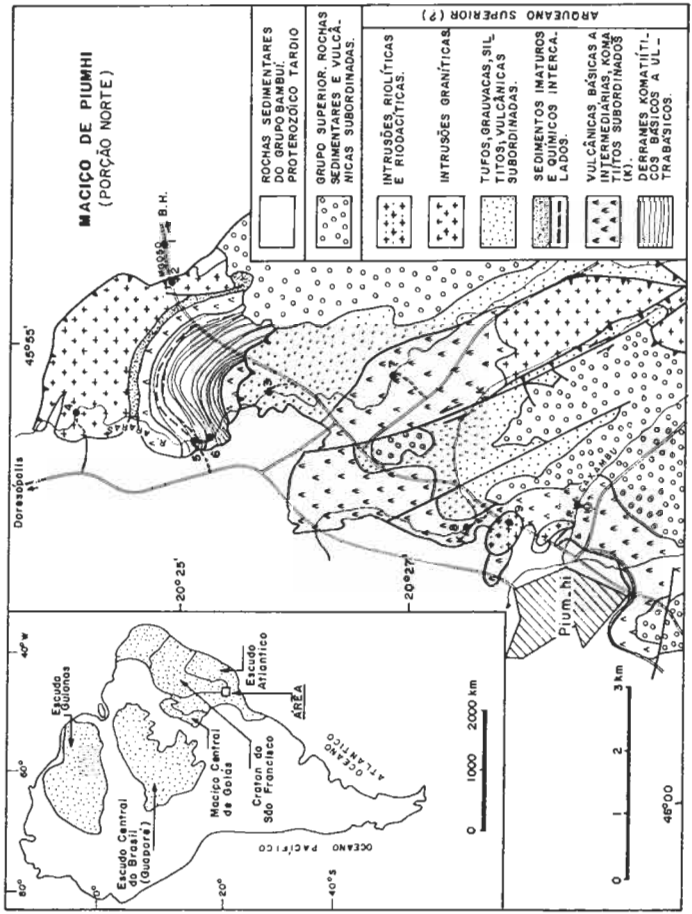
PARADA Nº 10 - Derrame basáltico, brecha vulcânica, dacito pórfi
Km 232,4 ro, tufos, sill de gabro e cinzas vulcânicas.
MG - 050 Junto ao moinho d'água, no leito do Cór. Caxambu,
(- 1 Km para S afloram (para a montante):
do trevo N de - basaltos maciços melanocráticos afaníticos de
PHI) mais, 1 Km composição toleítica;
à esquerda para - brechas constituídas de fragmentos vulcânicos
o Bairro da Ca centi a decimétricos;
poeira em estrá - sill de riodacito pórfiro com fenocristais auto
da secundária, morfos de quartzo, plagioclásios e feldspato alca
mais 100 m à lino em matriz quartzo feldspática micro-granular,
esquerda por ca - tufos com acamadamento gradacional, desde lapil
minho até o Cór. li até cinzas. Os fragmentos são geralmente disfor
Caxambú. mes, moldados e, às vezes, em forma de micro-bom
bas. A composição química global é muito próxima
àquela de um basalto komatiítico (+13% MgO).
- o sill de gabro dolerítico é semelhante àquela
da Parada nº 04.
- as cinzas ocorrem no topo da seqüência dos tufos,
tem granulometria muito fina, cor esverdeada clara
e são varveadas.

NOTAS

- 1) Não foi utilizado o termo "meta" diante dos nomes de rochas de ori gem ígnea para efeito de simplificação do texto (ex.: basalto correes ponde a meta-basalto).
- 2) Esta excursão se realiza com o apoio da METAMIG - Metais de Minas Gerais S.A. e da UNICAMP - Universidade de Campinas.
- 3) Lamentavelmente, outros afloramentos foram muito destruídos por re centes visitantes e não serão vistos nesta excursão. Certas feições peculiares do vulcanismo foram bastante obliteradas devido ao compor tamento nem sempre respeitoso de visitantes para com os futuros ob servadores e estudiosos.
A área é pobre em afloramentos.
Colabore na preservação daqueles existentes.

FONTES:

- ANHAEUSSER, C.R. - 1982 - Archean greenstone terranes: geologic evolution and metallogenesis. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol. 12 (1-3): 1-6.
- BAVINTON, O.A. - 1981 - The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationships with associated ultramafic rocks and nickel ores. *Economic Geology*, 76 (6): 1606-1628.
- CAMPOS, M.C. - 1979 - Lithostatigrafie et structure des groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'Ouest - Nord-Ouest de l'Etat de Minas Gerais (Bresil) - Tese 3º Ciclo. Un P. e M. Curie (Paris VI), 155pp
- FRITZSONS Jr, O. - 1980 - Geologia da Região de Piumhi - Projeto Ultrabásicas. *Metamig, Belo Horizonte*, 76 p (Rel. Interno).
- FRITZSONS Jr, O.; BIONDI, J.C. e CHABAN, N. - 1980 - Geologia da Região de Piumhi (MG). *Anais XXXI Cong. Bras. Geol. (Camboriú - SC)*. Vol 5 2906 - 2917
- GELINAS, L.; TRZCIENSKI, W.E. e BROOKS, C. - 1977 - Archean variolites and the hypothesis of quench immiscible liquids reexamined: a reply to criticism. *Con. J. of Earth Sci.* 14 (12): 2945 - 2958.
- SCHRANK, A. - 1982 - Petrologie des komatiites et des roches associées de la ceinture verte du massif précambrien de Piumhi (Minas Gerais - Bresil). Tese de Doutorado, Un. de Paris Sul (ORSAY) 272 p.



IMPrensa OFICIAL DO ESTADO DE MINAS GERAIS — DO/SI
Outubro de 1983
Reprodução direta dos originais fornecidos pelo Encomendante