

ANAIS DO 4º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

Boletim Nº 7

*Publicado pelo Núcleo Minas Gerais
Sociedade Brasileira de Geologia*

sob os auspícios de



CNPq

CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO
CIENTIFICO E TECNOLÓGICO



Secretaria de Estado de Minas e Energia


Belo Horizonte, setembro/1987

ANAIS DO 4º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

Boletim Nº 7

*Publicado pelo Núcleo Minas Gerais
Sociedade Brasileira de Geologia*

sob os auspícios de

 **CNPq** CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO
CIENTIFICO E TECNOLÓGICO

 **Secretaria de Estado de Minas e Energia**

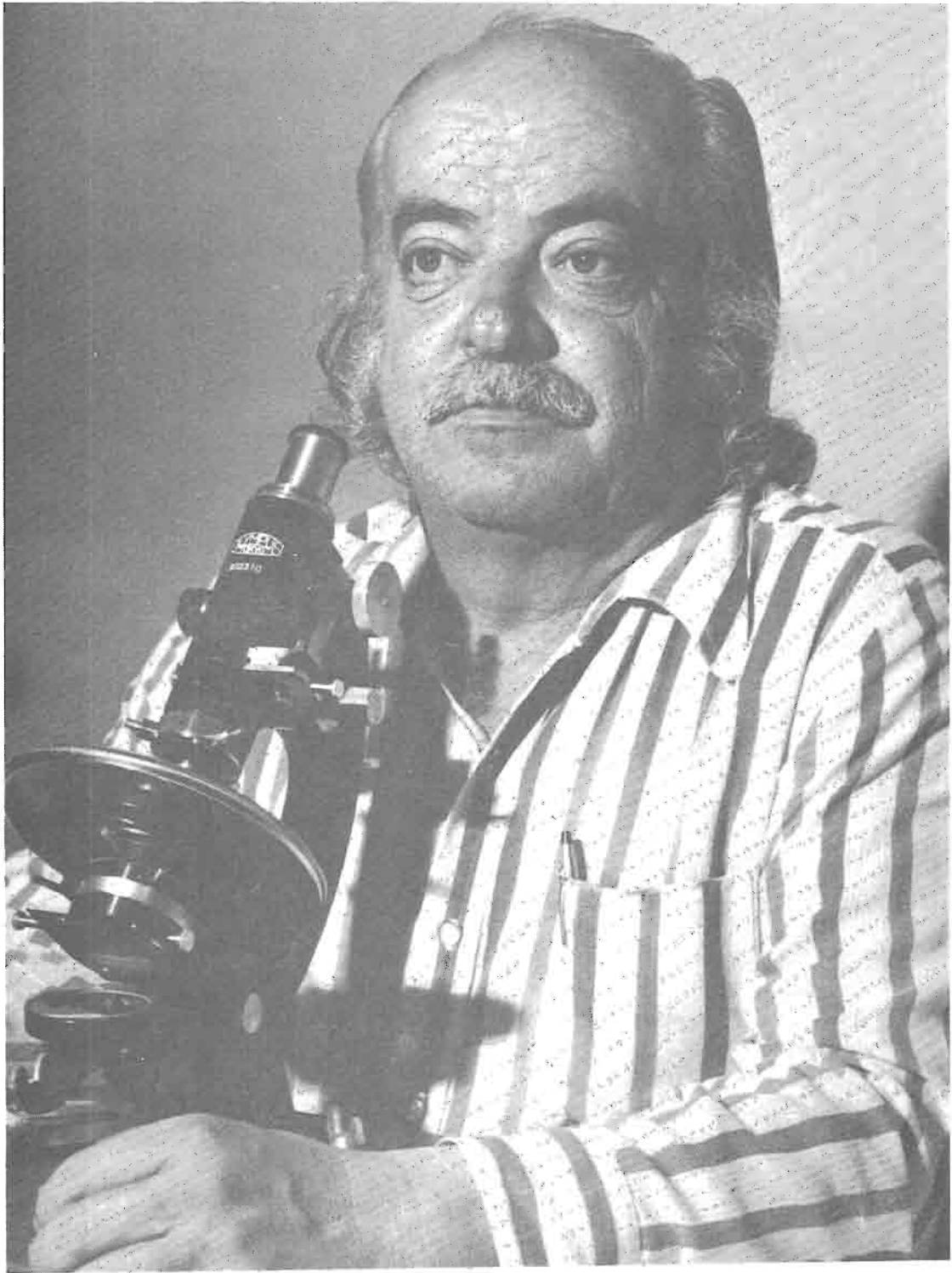
Belo Horizonte, setembro / 1987

NÚCLEO DE MINAS GERAIS

Presidente	Antônio Carlos Pedrosa Soares
Vice-Presidente	Carlos Maurício Noce
1º Secretário	Ludmila Maria Motta Pereira
2º Secretário	Andrêa Fonseca da Costa
1º Tesoureiro	Álvaro José Batista
2º Tesoureiro	Elisabeth da Fonseca
Diretor de Publicações	Lydia Maria Lobato
1º Diretor Suplente	Walter de Brito
2º Diretor Suplente	Ricardo Diniz da Costa
Conselheiro	Eurípedes Pallazo Silva
Conselheiro Suplente	Claret Rodrigues da Cunha

COMISSÃO ORGANIZADORA

Coordenação Geral	Carlos Maurício Noce
Secretária	Maria de Lourdes Souza Fernandes
Tesouraria	Sebastião Domingos de Oliveira
Divulgação	Antônio Carlos Pedrosa Soares Luciana Felício Pereira Ludmila Maria Motta Pereira Cláudia Rodrigues da Franca
Editoração	Lydia Maria Lobato Maurício Gonçalves Ferreira Jr.
Excursões	Suetônio Tinoco de Resende Filho Yassuo Akiti
Temática Especial	João Henrique Grossi Sad
Conselheiros	Antônio Gomes de Araújo Arnaldo de Carvalho Gramani Atahualpa Valença Padilha Eurípedes Pallazo Silva João Cesar de Freitas Pinheiro Maurício Antônio Carneiro Ricardo Diniz Costa Rui Luis B. Pereira Monteiro



MANOEL TEIXEIRA DA COSTA
(1923 - 1979)

ÍNDICE

APRESENTAÇÃO	xi
MEMORIAL A MANOEL TEIXEIRA DA COSTA	xiii
I - GEOLOGIA REGIONAL, GEOCRONOLOGIA, MAPEAMENTO GEOLÓGICO	
A SÉRIE BAMBUÍ EM MINAS GERAIS	
Manoel Teixeira da Costa e João Henrique Grossi Sad	1
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FOLHA SE.23 - BELO HORIZONTE	
Alex Domingos Carneiro Pereira, Eneas Góis da Fonseca, Eduardo Ruy Cardoso Braz, Garrone Hugo Silva, Luiz Rodolfo Cornejo Ortiz, Nádía Maria Gravatá Marques, Nanci Ribeiro da Costa, Oswaldo Siga Jr., Ubirajara Ferreira do Carmo e Valdeci Araújo Reis	11
CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO GEOLÓGICO-GEOCRONOLÓGICO DA PORÇÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS	
Oswaldo Siga Jr., Umberto G. Cordani, Miguel A. S. Basei, Wilson Teixeira, Koji Kawashita e W. R. Van Schmus	29
APLICAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE Sr E Pb NAS ROCHAS GNÁISSICO-MIGMATÍICAS DE ITACAMBIRA-BARROÇÃO	
Oswaldo Siga Júnior, Umberto G. Cordani, Koji Kawashita, Miguel A. S. Basei e Paul N. Taylor	45
COMPLEXO GRANULÍTICO DE ACAIACA, MG: IDADE, PETROGÊNESE E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS	
Wilson Teixeira, Hanna Jordt Evangelista, Koji Kawashita e Paul Nigel Taylor	58

NOVAS CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA REGIÃO DE DIAMANTINA (MG)	
Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves	72
GEOLOGIA DA REGIÃO DE MORRO DO PILAR - MG	
Eduardo Chapadeiro, Eduardo Luiz Soares, Juliana Maria Motta Magalhães, Maria Auxiliadora Batista Pereira, Nathanael Costa Roque e Sêrgio Luiz Martins Pereira	88
GEOLOGIA DA REGIÃO DE OURO FINO, CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO-MG	
Pedro Angelo Almeida Abreu, Vassily Khouri Rolim, Nilza Helena Quintão, Pierre Muzzi Magalhães, Andrêa Ferreira Machado e Francisco Robêrio de Abreu	104
GEOLOGIA DA REGIÃO DE SANTO ANTÔNIO DO RIO ABAIXO (MG)	
Claudio Borba, Silmara Campos e Ivo Antonio Dossin	120
ESBOÇO ESTRATIGRÁFICO, ESTRUTURAL E METAMÓRFICO DA SERRA DE BOM SUCESSO, MG	
Joel Jean Quéméneur	135
O PRÉ-CAMBRIANO INFERIOR DA REGIÃO DE BARBACENA-TIRADENTES, MINAS GERAIS	
Carlos Maurício Noce, Andreas Hoppe, Rudolph Allard Joahannes Trouw e Joachim Karfunkel	149
MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ASPECTOS PETROGRÁFICOS E PETROLÓGICOS DO GRUPO BARBACENA NA REGIÃO DE ITUMIRIM-NAZARENO, MINAS GERAIS	
Paulo de Tarso Ferro de Oliveira Fortes e Nina Paula Ferreira Laranjeira	164
O CONTATO BASAL DO GRUPO CANASTRA ENTRE ITAÚ DE MINAS E CARMO DO RIO CLARO, MG	
Mônica Heilbron, Cláudio de Morrison Valeriano, Eurico Zimbres, Salvador José Chrispim, Luís Sêrgio Amarantes Simões e Miguel A. Tupinambá de Souza	179

II - GEOLOGIA ESTRUTURAL, ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA

- FACIOLOGIA E ESTRUTURAÇÃO TECTÔNICA DOS METASSEDIMENTOS COM DIAMICTITOS E JASPILITOS DA REGIÃO DE LAGOA FORMOSA - MG (GR. BAMBUÍ?)
Hildor José Seer, Lúcia Castanheira de Moraes e Antônio Celso Campolim Fogaça 199
- OBSERVAÇÕES PRELIMINARES EM SEQUÊNCIAS SILICOCLÁSTICAS DA FORMAÇÃO TIRADENTES (GRUPO SÃO JOÃO DEL REI) NAS ÁREAS DAS SERRAS DO LENHEIRO E SÃO JOSÉ
Renato Andreis, André Ribeiro e Fabio V. P. Paciullo 214
- UMA INTERPRETAÇÃO DA CLIVAGEM S_1 E A PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO EM CINTURÕES DOBRADOS DE BAIXO GRAU - O CASO DO GRUPO SÃO JOÃO DEL REI, MINAS GERAIS
Carlos Maurício Noce 226
- ASPECTOS DA DEFORMAÇÃO DÚCTIL E PROGRESSIVA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO
Osvaldo Amado Belo de Oliveira e Maria Beatriz H. Vieira ... 237
- GEOLOGIA ESTRUTURAL DA EXTREMIDADE SUL DO SINCLINAL DE GANDARELA
Carlos Alberto Rosière, Carlos Maurício Noce e Eduardo Antônio Ladeira 254
- O PROGRAMA FENDA - ANÁLISE DE FOTOLINEAMENTOS POR COMPUTADORES
Miguel Tostes Ribeiro, Carlos Alberto Rosière e Natanael Costa Roque 269

III - MINERALOGIA, PETROLOGIA

- DERRAMES KOMATIÍTICOS DIFERENCIADOS DO MUNICÍPIO DE CONSELHEIRO LAFAIETE, MINAS GERAIS
Hardy Jost, Luiz A. R. Seixas e Hubert H. M. P. Roeser 273

PEDRA SABÃO - UMA ROCHA METASSOMÁTICA	
Hubert Roeser, Ursula Roeser, Burkhard Schulz e Heinz-Jürgen Tobschall	286
TIME RELATIONS OF AMPHIBOLITES, TONALITES AND AUGEN GNEISSES AROUND POUSO ALEGRE: EVENT SEQUENCE IN THE GNEISS COMPLEX	
Asit Choudhuri, Sérgio Yasuda e André Celligoi	312
ESTUDO ÓPTICO E ROENTGENOGRÁFICO DE INCLUSÕES DE ESMERALDAS DA JAZIDA DE ITABIRA, MINAS GERAIS	
Juarez Leal de Souza e Darcy P. Svisero	329

IV - GEOLOGIA ECONÔMICA

NOVO CONTEXTO GEOLÓGICO PARA A MINA DE OURO DE RAPOSOS	
Frederico Wallace Reis Vieira	343
GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA MINA DE RAPOSOS	
Frederico Wallace Reis Vieira	358
A LAPA SECA NA MINA DE MORRO VELHO - METAVULCANITOS ALTERADOS HIDROTERMALMENTE	
Diógenes Scipioni Vial, Maurício Gonçalves Ferreira Jr. e Pedro Gervásio Ferrari	369
ESTRATIGRAFIA E PARAGÊNESE DO MINÉRIO AURÍFERO DA MINA DA PASSAGEM, MARIANA, MG	
Beatriz Paschoal Duarte, Gilson Ferreira Soares e Rosely de Araújo Marçal	391
PESQUISA DE MANGANÊS NA JAZIDA DE PERUAÇU, EM JANUÁRIA E ITACARAMBI, MINAS GERAIS	
Jair Carvalho da Silva Jr. e Fábio Lúcio Martins Jr.	406

V - VULCANOLOGIA

RECONSIDERAÇÕES VULCANOLÓGICAS SOBRE A HIPÓTESE DE CALDEIRA
VULCÂNICA NO COMPLEXO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS, (MG)

Akihisa Motoki e Jorge Luís Souza Oliveira 420

VI - GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO

EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA QUATERNÁRIA DA REGIÃO DE GOUVEIA,
SERRA DO ESPINHAÇO - MG

Allaoua Saadi e Roberto Célio Valadão 434

VII - GEOLOGIA APLICADA

POSSIBILIDADES (E NECESSIDADE) DE APLICAÇÃO DO CONHECIMENTO
GEOLÓGICO AO PLANEJAMENTO URBANO

Edézio Teixeira de Carvalho 449

VIII - ECONOMIA MINERAL

CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A PRODUÇÃO, INDUSTRIALIZAÇÃO E
COMERCIALIZAÇÃO DE GEMAS EM MINAS GERAIS

Sebastião Domingos de Oliveira 463

APRESENTAÇÃO

A divulgação e o incentivo ao debate dos trabalhos técnico-científicos em Geociências, com vistas ao alargamento dos horizontes do conhecimento de nosso território e da própria ciência que nos propicia inestimáveis ferramentas profissionais é, prioritariamente, um dos deveres da comunidade geológica.

Cumprindo este dever, o Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia - SBG oferece à comunidade do setor mineral, o 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Panorama dos Recursos Minerais.

O evento vem concretizar nossa ininterrupta homenagem ao geólogo, inspirado mestre de várias gerações, cientista por dom e aguçadíssima inteligência, Prof. MANOEL TEIXEIRA DA COSTA. Do Prof. Manoel sentimos muito mais que boas recordações. Sentimos orgulho por ter sido ele uma de nossas mais brilhantes estrelas, no universo do conhecimento geológico de Minas Gerais e do Brasil.

Ao colega João Henrique Grossi Sad agradecemos pelo cuidadoso "Memorial" e pelo trabalho "A Série Bambuí em Minas Gerais", que ora publicamos neste volume.

O 4º Simpósio de Geologia apresenta, em parte de sua programação, temática específica sobre o Panorama dos Recursos Minerais do Estado, cujos trabalhos serão publicados em volume especial. Às em presas e colegas que tornaram possível a abordagem desta importante temática, nossos agradecimentos.

O sucesso do Simpósio, que já vemos garantido, deve-se à incansável atuação da Comissão Organizadora, coordenada pelo colega Carlos Maurício Noce. A Diretoria do Núcleo, em nome da comunidade, deixa registrado sincero agradecimento a todos que participaram de alguma forma do laborioso empenho da Comissão Organizadora.

Finalmente, agradecemos à Secretaria de Estado de Minas e Energia e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, patrocinadores do evento, bem como a todas as empresas que, através de seu apoio financeiro, tornaram possível a concretização desse evento.

Antônio Carlos Pedrosa Soares
Presidente do Núcleo

Belo Horizonte, setembro de 1987.

MEMORIAL A MANOEL TEIXEIRA DA COSTA
1923-1979

por J.H. Grossi Sad

Manoel Teixeira da Costa faleceu em 16 de agosto de 1979, em Belo Horizonte. Nasceu em Pedro Leopoldo, em 18 de março de 1923. É ascendente de tradicional família de Santa Luzia. Era casado com Neuza Loyola Teixeira da Costa e tiveram quatro filhos, Maria Elvira, Ignácio, Manoel e Francisco.

Graduou-se pela Escola de Minas de Ouro Preto em 1947 e desde essa época muitas histórias envolvem o nome de Manoel Teixeira. Não era um estudante padrão, conforme se entende pelo termo. Dotado de extraordinária capacidade de memorização, lia ou ouvia algum colega ler um determinado texto de uma apostilha e o gravava para sempre. Fazia suas provas e obtinha boas notas, geralmente melhores que as dos seus colegas mais aplicados. Qualquer pessoa surpreende-se com tal método de estudo, que Manoel não aconselhava se adotar.

Entre 1950 e 1954 trabalhou no Departamento Nacional da Produção Mineral e foi assistente do Dr. Wilhelm Kegel, nas investigações que esse procedeu nas bacias do Parnaíba e Paraná. Com Kegel aprendeu Paleontologia e a língua alemã. Uma deliciosa história dessa época de viagens pelo Nordeste é relembrada por seus amigos. Logo ao chegar à área de investigação Kegel e Manoel Teixeira encontraram-se com Victor Dequech, que lhes serviu de guia no início do trabalho, por causa da sua familiaridade com a geologia da Bacia do Parnaíba. O grupo era inteiramente independente, viajando em um jipe, cujo motorista servia também de cozinheiro. À noite, cada um montava sua rede no local escolhido para acampar. Por vezes, o motorista esquecia-se de instalar a rede de Manoel Teixeira e do modo que estava, recostado em uma árvore, amanhecia no outro dia.

Em 1954 Manoel Teixeira vem trabalhar no antigo Instituto de Tecnologia Industrial, da Secretaria Estadual de Agricultura, onde permaneceu por oito anos. Nessa oportunidade, trabalhou com o eminente Djalma Guimarães, a quem chamava de "patrão". Durante esse período no ITI, Manoel desenvolveu uma surpreendente facilidade para identificar minerais e rochas, ao simples exame a olho desarmado. Quando era necessário exame ao microscópio petrográfico, novamente seu conhecimento das propriedades

dos minerais e das texturas e estruturas das rochas chamava atenção.

Duas histórias desse período entre 1954 e 1962 são conhecidas e contadas; a primeira delas aconteceu em Ouro Preto, onde lecionava na Escola de Minas. Um dia, passava pelo corredor defronte à sala onde o Prof. Hans Ramberg, ardoroso defensor da geração das rochas plutônicas granitóides por mobilização dos íons a sêco, discorria sobre o assunto. Todos nós ouvimos cortante observação de Manoel: "sem uma aguinha não vai".

A segunda história passou-se na Sociedade Mineira de Engenheiros, em 1961. Manoel Teixeira fazia parte de uma comissão da SME, que tratava da questão dos minerais radioativos no Estado. Convidado para proferir uma palestra pública, recebeu um bloco onde deveria escrever suas anotações, para posterior publicação. Na primeira folha do bloco, constava uma lista de personalidades que estariam presentes à palestra. Manoel, durante sua exposição, consultava a todo momento o bloco de anotações, passando suas páginas. Quando terminou, um dos presentes pediu-lhe o bloco. Com alguma relutância, Manoel o entregou. Mais tarde, aquela pessoa verificou, espantada, que nada estava escrito no bloco, que apenas tinha uma lista de nomes.

Muitas histórias são contadas sobre o saudoso Manoel Teixeira da Costa. Fazia geologia de campo sem usar caderneta para anotações, o que provocava restrições à sua pessoa, por parte dos que não o conheciam. Ao contrário, sua memória registrava com melhor precisão suas observações. Em 1958, um estudante da Escola de Minas de Ouro Preto, trouxe uma amostra colhida na região de Imperatriz, Goiás. Era um material esquisito. Parecia-se com uma orelha humana, porém era acinzentada e dura. Vários professores examinaram a amostra, sem conseguir identificá-la. Quando Manoel Teixeira a viu, deu uma curta risada, descreveu o local onde tinha sido achada, com muitos detalhes, e identificou-a — corretamente — como constituída por amianto. Nas suas andanças pela Bacia do Parnaíba, havia passado, muitos anos antes, por uma ocorrência de amianto, exatamente aquela da amostra.

Durante sua ligação com o Instituto de Geociências Aplicadas do Estado de Minas Gerais, preparou duas cartas básicas para o entendimento da geologia do Estado: um mapa geológico na escala 1:1.000.000 e um mapa tectônico, na escala 1:1.500.000.

Lecionou durante mais de duas décadas na Universidade Federal de Minas Gerais, inicialmente na Faculdade de Filosofia e depois no Instituto de Geociências. Ficava deprimido quando dava uma nota ruim ou reprova um aluno. Por causa da sua grande versatilidade, ensinou diversas matérias.

Na Escola de Minas de Ouro Preto, onde trabalhou entre 1958 e 1968, lecionava geoquímica e colaborou ativamente com a Sociedade de Intercâmbio

bio Cultural e Estudos Geológicos, entidade estudantil, que organiza todos os anos, semanas de estudo.

Manoel Teixeira da Costa não gostava de publicar. Produziu relatórios inéditos quando da sua ligação com empresas privadas, oportunidade em que exerceu consultoria. Destacam-se trabalhos para GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda., Empresa de Caolim Ltda., Magnesita S/A e Centro de Pesquisas de Minério da CVRD. Ceramista de grande competência — na sua modestia intitulava-se oleiro — foi gerente técnico da Divisão Cerâmica de Klabin Irmãos e Cia., até seu falecimento. Por causa do seu completo domínio sobre relações de fase, explica-se seu sucesso como ceramista.

As publicações de Manoel Teixeira não foram muitas, mas sempre era solicitado a divulgar seus conhecimentos. Em sua humildade, dizia ser apenas um geólogo da "Grande BH".

Foi homenageado pela Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais - CETEC em 1978, que lhe conferiu a Medalha Djalma Guimarães, destinada a premiar personalidade de destaque no setor de geologia. A entrega da medalha e de um diploma foi feita durante o Congresso Brasileiro de Geologia de Recife, naquele ano. Mais uma vez há uma história a contar: em 1985, Dona Neuza procurou-me, solicitando que conseguisse as assinaturas dos professores José Israel Vargas e Irajá Damiani Pinto no diploma. Manoel havia se esquecido de fazê-lo, quando do seu recebimento.

A presente nota sobre Manoel Teixeira da Costa não realçou até agora suas características mais marcantes — sua humildade e seu calor humano. Nunca pensava em si mesmo; não criticava ninguém, mesmo quando aproveitavam-se da sua generosidade. Tinha enorme interesse pelas pessoas, e no que faziam. Conversar com Manoel era algo muito estimulante.

Em julho de 1979, pouco antes do seu falecimento, paraninfou uma turma de geologia da UFMG e produziu um texto muito marcante, em seu discurso. Algumas das palavras ditas por Manoel Teixeira, naquela oportunidade, são reproduzidas a seguir e atestam muito bem sua bondade e humildade.

"Qual seria nosso papel como paraninfo? Seria por acaso aquele de Virgílio tomando Dante pelas mãos e conduzindo-o através de outras vidas até encontrarem Beatriz? Não! Certamente não existem paraninfos como ele".

"É claro que quando se convida para paraninfo uma pessoa já mais vivida na profissão, espera-se dela algum conselho. Não temos entretanto a vocação para conselheiro, nem pretendemos lhes aconselhar".

A Universidade Federal de Minas Gerais, em 1982, atribuiu seu nome a um Centro de Pesquisa ligado ao Instituto de Geociências. Ao discutir na inauguração do Centro, Aluísio Licínio de Miranda Barbosa disse "que uma carreira bem sucedida é apenas um elo no progresso tecnológico do

país, mas uma existência cheia de calor humano, como a do patrono deste Centro de Pesquisa, assegura o primado dos valores morais que dão sentido à marcha da Humanidade sobre a Terra, visando a conquista da felicidade para os nossos filhos, ou os filhos dos nossos filhos".

Os membros do Núcleo de Minas Gerais, da Sociedade Brasileira de Geologia, sentem-se honrados em homenagear Manoel Teixeira da Costa, espírito livre, desprovido de preconceitos e sincero. Manoel foi um humanista. Nós todos o apreciávamos muito. As novas gerações podem se beneficiar cultivando sua memória.

BIBLIOGRAFIA DE MANOEL TEIXEIRA DA COSTA

- 1951 - (com Kegel, W.) - Espécies neopaleozóicas do Brasil, da Família Aviculopectinidae, ornamentados com costelas fasciculadas. DNPM-Div. Geol. Min., Bol. 137, Rio de Janeiro.
- Descrição do 1º Furo do Conselho Nacional do Petróleo no Maranhão. Rel. Anual Dir., DFPM-DNPM, 1950, Rio de Janeiro.
 - (com Dequech, V. e Kegel, W.) - Perfis da sondagem do Buritizinho. Rel. Anual Dir., DFPM-DNPM, 1950, Rio de Janeiro.
- 1952 - (com Kegel, W.) - Nota preliminar sobre a fauna da Série Itararé, em Rio d'Áreia, Estado do Paraná. Acad. Bras. Ciências, Ano 24, Rio de Janeiro.
- 1958 - (com Murata, K.J., Dutra, C.V. e Branco, J.J.R.) - Composition of monazites from pegmatites in eastern Minas Gerais, Brazil. Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 16.
- 1961 - (com Branco, J.J.R., Mendes, M.J.C., Wallace, M. e Mendes, C.M.) - Roteiro para a Excursão Belo Horizonte-Brasília. XIV Congresso Brasileiro de Geologia. Inst. Pesq. Radioativas, Belo Horizonte.
- Sedimentação e Orogênese da Série Minas. Bol. 1, Soc. Interc. Cult. Estudos Geol. - SICEG, Ouro Preto.
- 1962 - Gênese e ocorrência de bauxita no Serro e regiões vizinhas, Minas Gerais. Bol. 2, Soc. Interc. Cult. Estudos Geol. - SICEG, Ouro Preto, MG.
- 1965 - Ocorrências de Rochas Fosfáticas no Brasil. Bol. 4, Soc. Interc. Cult. Estudos Geol. - SICEG, Ouro Preto, MG.
- 1966 - (com Dutra, C.V.) - Idade da Série Minas; Bol. 3/4, Instituto de Geologia, Esc. Min. Ouro Preto, Ouro Preto, MG.
- (com Dutra, C.V.) - Idade Chumbo-Alfa de Zircões do Maciço Alcalino do Matola, São João Del Rei. Bol. 3/4, Instituto de Geologia, Esc. Minas Ouro Preto, Ouro Preto, MG.
- 1968 - A Estrutura Geológica do Cerrado. 1º Simpósio Brasileiro sobre o Cerrado. Instituto Agrônômico do Oeste, Sete Lagoas, MG.

- 1969 - Calcário - Geologia e Reservas. Bol. 10, Soc. Interc. Cult. Estu
dos Geol. - SICEG, Ouro Preto, MG.
- 1970 - (com Grossi Sad, J.H. e Cardoso, R.N.) - Estratigrafia das Formaç
ões Cretácicas de Minas Gerais. Rev. Bras. Geol., 1 (1).

A SÉRIE BAMBUÍ EM MINAS GERAIS

Manoel Teixeira da Costa⁺⁺
João Henrique Grossi Sad^{*}

APRESENTAÇÃO

O presente trabalho foi retirado do arquivo técnico da GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, para publicação nos Anais do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Permaneceu inédito por duas décadas, já que foi escrito em 1968. Ao publicá-lo, o Núcleo de Minas Gerais, da Sociedade Brasileira de Geologia, presta uma homenagem póstuma ao notável geocientista que foi Manoel Teixeira da Costa, pouco afeito ao hábito de publicar suas investigações. Por insistência minha, no primeiro semestre de 1968 reunímo-nos algumas vezes e combinamos nossas observações. Assim, foi possível preparar naquela época, as notas ora publicadas.

O conceito da subdivisão estratigráfica do Grupo Bambuí com base em ambiências tectônicas é absolutamente original para a época. Mesmo atualmente, várias das questões levantadas permanecem sem explicação e investigação, destacando-se os problemas da origem da clivagem horizontal, das variações faciológicas e do dobramento do tipo anguloso.

Acredito firmemente que a leitura do texto é muito inspiradora e possivelmente levará colegas da nova geração a retomar a investigação do Grupo Bambuí, sob a ótica propugnada por Teixeira da Costa.

INTRODUÇÃO

Cronologicamente, as primeiras referências às rochas aqui descritas e conhecida como pertencentes à série Bambuí são de W.L. von Eschwege (1818), que as colocou nas suas **Übergangsgebirge** (Terrenos de Transição). P. Claussen (1841) também chamou-as de "Terrenos de Transição". E. Liais (1872), interpretando mal certas concreções ocorrentes na área de Pompéu,

* GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda

++ 1923 - 1979

considerou-as como fósseis. Atualmente, sabemos que estas "concreções" são oólitos. Liais colocou-as no Cretáceo.

O. Derby (1881) descreveu os calcários do Vale do São Francisco e, após o achado de certas estruturas hoje consideradas inorgânicas, mas por ele e outros autores consideradas fósseis Tabulata, dos gêneros Favosites e Chaetetes, colocou-os no período Siluriano, e esta idade vinha sendo considerada correta, uma vez que calcários muito semelhantes aos do Vale do São Francisco se sotopõem, nos Estados do Ceará e do Piauí, ao Devoniano Inferior fossilífero.

Anteriormente, em 1880, Derby usou o nome São Francisco para designar estratigraficamente os calcários e rochas associadas, aflorantes nas margens desse rio em Minas Gerais e, também, na Bahia.

E. Rimann (1917) denominou série Bambuí ao conjunto calcário-ardósia dobrado, da área de Bambuí, seguindo sugestão de Horace Williams.

O nome Bambuí tem sido preferentemente usado pelos geólogos que tratam desta série, se bem que consideramos muito mais expressivo o nome São Francisco, em vista de localizarem-se na bacia do Rio São Francisco quase todas as variações faciológicas e zonas tetônicas da série, ao passo que a região de Bambuí inclui apenas uma facies tetônica-sedimentária particular. Ressalte-se ainda o critério de prioridade.

Bruno von Freyberg (1929, 1930 a, b, 1932) reconheceu a existência de duas facies tetônicas na série, denominando-as "Camadas Gerais" e "Camadas Indaiá".

Em 1960, foi proposta por Teixeira da Costa e Rodrigues Branco uma divisão estratigráfica para a série, válida para a área do Craton Franciscano.

Em 1965, Octávio Barbosa propôs também uma divisão estratigráfica, mais genérica, para a série.

ZONAS TETÔNICAS DA SÉRIE BAMBUÍ

Não resta dúvida que, em Minas Gerais, a série Bambuí foi depositada, em boa parte sobre uma área cratônica (estável), tendo por isso suas rochas sedimentárias permanecido horizontais ou sub-horizontais e, em outras áreas, houve uma clara instabilidade, resultando em um dobramento às vezes intenso.

Em muitas destas áreas o dobramento relaciona-se com o falhamento de empurrão de ângulo alto (reverso), citando-se como exemplo o extremo oriental de ocorrência destas rochas em Minas Gerais.

Por outro lado, observa-se na parte ocidental do Estado, o forte aumento de espessura para oeste e a rápida variação das facies de sedimentação indicam claramente a aproximação de uma região elevada, uma vez

que a estratificação cruzada indica que o material se depositou em sentido contrário ao do aumento da espessura. Infelizmente, este aumento de espessura não pôde ser verificado nas margens do Rio Indaiá. Por isso deixamos de usar a denominação Indaiá, criada por von Freyberg para a facies dobrada, não usando também outro nome geográfico, até que um mapeamento geológico mais extenso mostre a conveniência da aplicação de um nome.

É possível que o dobramento seja contemporâneo das cadeias orogênicas denominadas (Esboço Geotetônico de Minas Gerais) Goianides, Catu nides e mesmo Atlantides (mapa inédito de E.A. Ladeira e J.H. Grossi Saã, (1968).

As marcas mais características que a tetônica deixou na série Bambuí são uma clivagem horizontal nas partes estáveis e um dobramento de tipo anguloso nas zonas instáveis. Nestas, o dobramento do tipo das montanhas do Jura, se justifica, por ter sido muito mais intenso nas camadas incompetentes do que nas competentes as quais, em geral, apenas basculam; para a clivagem horizontal falta ainda uma explicação satisfatória, uma vez que é difícil, hoje, imaginar que **nappes** tenham recoberto uma grande parte da bacia. É também difícil formular a hipótese de que a série tivesse espessura suficiente para produzi-la por gravidade (metamorfismo de sobrecarga). Planos horizontais de cisalhamento, derivados de esforços tangenciais, em sedimentos horizontais, não são referidos na literatura geológica.

Teoricamente, poder-se-iam imaginar direções e intensidades das componentes do esforço tangencial para a clivagem, mas as implicações dessa hipótese acarretariam a necessidade de outras suposições que atualmente, não podem ser feitas.

Quatro tipos de falhamento afetaram as rochas da série Bambuí. As falhas de gravidade localizam-se preferencialmente na zona não dobrada. Contudo, muitas delas são de idade terciária ou mesozóica, uma vez que a bacia franciscana em Minas Gerais foi intensamente falhada durante o Terciário e, pelo menos, próximo das áreas vulcânicas, também durante o Mesozóico.

Muitas das falhas terciárias correspondem a retrabalhamento de falhas contemporâneas e posteriores à série Bambuí. Exemplo dessas falhas são as que limitam a leste o **rift-valley** do São Francisco, descrito por L.C. King (1958); e aquela ao longo do Rio São Francisco em Januária, a qual, no Terciário, movimentou-se em sentido oposto àquele que imperava na época Bambuí.

O exemplo mais espetacular de falhamento de empurrão de ângulo alto (reverso), no Brasil, é o das falhas que limitam, a leste, a área de ocorrência da série Bambuí. Esta zona de falhamento desenvolve-se por mais de 400 quilômetros de extensão, em Minas Gerais.

Muito provavelmente, este falhamento se iniciou quando a série ainda se sedimentava. Esse fato é revelado nas rochas sedimentares que se encontram ao pé da zona de falhamento, mas os deslocamentos continuaram, não se conhecendo nenhuma parte do pacote que não tenha sido por ele atingido. Nas vizinhanças das falhas, mesmo naquelas situadas nas zonas onde as rochas se sedimentavam sobre o craton estável, as rochas incompetentes foram intensamente dobradas, esse amarrotamento atenuando-se até a horizontalidade, à medida que se afasta da zona perturbada.

Os planos de falha de leste têm mergulhos opostos aos de oeste, mergulhando aqueles para o oriente e estes para o ocidente.

O outro tipo de falhamento que afeta a série é tipicamente de empurrão de ângulo baixo (cavalgamento), e só é conhecido no bordo ocidental da bacia Bambuí. Afeta todo o bordo, colocando sobre a série os metassedimentos Canastra.

O falhamento transversal às falhas principais de Vazante tem **offset** horizontal bem visível, parecendo tratar-se de falhas de rasgamento. Este falhamento constituiria o quarto tipo de fraturamento afetando a Bambuí. Pelo interesse econômico despertado por Vazante, merece este distrito ser aqui brevemente referido. O falhamento denominado principal é constituído por falhas reversas, de direção norte-sul a nordeste, aproximadamente. As falhas extremas deste sistema formam uma área triangular, com uma estrutura em calha, assemelhando-se a um sinclinal cujo eixo mergulhasse para nornordeste. No interior da área triangular afloram na ordem estratigráfica: calcário-ardósias sílticas e siltitos-quartzitos. No calcário, que bordejia as falhas principais, nota-se apenas um basculamento em blocos para o interior, ao passo que as outras rochas estão fortemente dobradas. As rochas que bordejam o triângulo são siltitos e ardósias sílticas.

O falhamento secundário é de direção noroeste e produz às vezes grandes **offsets** nas rochas da série, as principais falhas sendo a que limita a nordeste o triângulo e aquela que, centenas de metros mais para nordeste, faz voltar o calcário ao mesmo prolongamento que tinha antes do falhamento secundário se processar.

Essas falhas secundárias têm grande importância como depositárias da mineralização oxidada de Vazante.

Os diátremos cretácicos do oeste de Minas afetaram, na região de Patrocínio, a série Bambuí. Aí, suas camadas foram fortemente encurvadas à moda de domo, tendo o ataque da erosão criado afloramentos que permitem medir-se uma espessura estratigráfica de, no mínimo, 3 mil metros.

As rochas expostas são, de baixo para cima: quartzitos puros-siltitos a siltitos calcíferos-quartzitos feldspáticos a quartzitos sílticos-siltitos a siltitos ardósianos-quartzitos puros-folhelhos. Todas estas

rochas variam rapidamente de espessura. Por exemplo, a terceira camada de quartzitos (quartzitos puros) passa de uma espessura de 180 para 400 metros. Pelo fato de aflorarem circularmente estas rochas, pode-se calcular que a variação de espessura faz-se em uma extensão de cerca de 10 quilômetros.

Observações repetidas da orientação das estratificações cruzadas nos quartzitos, indicam que a sedimentação foi de oeste para leste, justamente em sentido contrário ao aumento da espessura da série, mostrando que havia uma zona elevada a oeste.

A colocação destas rochas de Patrocínio na série Bambuí foi feita, pela primeira vez, por J.H. Grossi Sad e N. Torres (1966).

Podem-se distinguir, nitidamente, duas zonas onde a série Bambuí é dobrada, em Minas Gerais. Uma oriental, cujo limite leste é o Limite leste da bacia, e cujo limite oeste forma com este um triângulo que tem seu vértice na altura da Serra do Cabral. A outra é limitada, a oeste, por uma linha que partindo da Serra de São Domingos vem até Três Marias — São Gonçalo do Abaeté, infletindo para sudoeste, paralelamente ao leito do Rio São Francisco.

ESTRATIGRAFIA

De acordo com o que ficou dito anteriormente, a única possibilidade de se estabelecer uma estratigrafia válida para toda a área de ocorrência da série Bambuí é levar em conta as influências da tetônica sobre os processos de sedimentação.

Por isso sugerimos, no presente trabalho, que se divida a série em unidades estratigráficas de acordo com as zonas tetônicas em que se deram a sedimentação.

Zona Estável

Para a zona estável não dobrada, compreendida entre as duas zonas dobradas, a sequência estabelecida por Teixeira da Costa e Rodrigues Branco, em 1960, pode ser adotada com pequenas modificações. Segundo estes autores, é válida a seguinte coluna geológica para o centro norte de Minas Gerais:

SÉRIE BAMBUÍ	{	Formação Rio Paraopeba	{	Membro Serra da Saudade (siltitos + verdetes)
				Membro Três Marias (siltitos + arcósios)
				Membro Lagoa do Jacaré (siltitos + calcários)
		Formação Sete Lagoas	{	Membro Serra de Sta. Helena (ardósias)
				(Calcários)
		Formação Carrancas	{	(Congl. Basal, Cálcio-filitos)

Teixeira da Costa (1963, comunicação escrita) reconheceu a não validade estratigráfica do membro Serra da Saudade, mostrando que as rochas aí descritas constituíam apenas numa facies de alteração dos membros restantes da Formação Rio Paraopeba.

Tendo em mente esta restrição, e levando-se em conta a extensão e características litológicas da série Bambuí em sua zona estável, propomos a adoção da seguinte coluna estratigráfica:

SÉRIE BAMBUÍ	{	Grupo Paraopeba	{	Formação Três Marias
				Formação Lagoa do Jacaré
				Formação Santa Helena
		Grupo Ribeirão da Mata	{	Formação Sete Lagoas
				Formação Carrancas

O Grupo Ribeirão da Mata reúne as formações Carrancas e Sete Lagoas, de Teixeira da Costa e Rodrigues Branco, e foi considerado como uma unidade estratigráfica maior, uma vez que há uma gradação entre as facies de sedimentação de ambas. O nome Ribeirão da Mata provém do afluente do Rio das Velhas que, em ambas as margens, expõe afloramentos da base da série.

Os membros da Formação Paraopeba, de Teixeira da Costa e Rodrigues Branco, foram por nós elevados à categoria de formações, uma vez que sua extensão mapeável é suficientemente vasta para isto e, em consequência, a Formação Rio Paraopeba passa a ser denominada Grupo Paraopeba.

Zona dobrada da parte estável de leste (ou oriental)

Em consequência da contemporaneidade do falhamento, a litologia da série varia nas proximidades das falhas, aparecendo rochas com frações

granulométricas mais grosseiras. O grau de metamorfismo por sua vez, aumenta localmente, transformando calcários em mármore e ardósias e siltitos em filitos ardosianos e siltitos filíticos.

Um dos conglomerados a que nos referimos é o que aflora nas proximidades da cidade de Jequitaiá, e foi descrito por O. Derby (1881) e colocado como pertencente à sua formação Jequitaiá. Posteriormente, J.C. Ferreira Gomes (1949) redescreveu a Formação, considerando os conglomerados como filitos e os siltitos e ardósias rítmicas como varvitos. Vários autores correlacionaram esta formação com a Formação Macaúbas, de L.J. de Moraes, e com a série Lavras, de O. Derby.

Conglomerados idênticos aos de Jequitaiá afloram no bordo ocidental da Serra do Espinhaço, como por exemplo, nas proximidades da Represa da Hulha Branca.

A intercalação destes conglomerados com rochas típicas da Bambuí, na área de Jequitaiá, e a presença de seixos de calcário, ardósia e siltito idênticos aos da Bambuí nos mesmos, mostram claramente serem os conglomerados membros da série.

É evidente que estes conglomerados, por se associarem a zonas de falhamento, ocorrem em diversos níveis estratigráficos, devendo notar-se que, na área da Hulha Branca, aparecem seixos de calcário recristalizado, os quais, por sua vez, já são conglomeráticos (seixos de feldspato com inclusões de biotita, muito semelhantes ao feldspato dos seixos de granito comuns no conglomerado, estes facilmente identificáveis como provenientes do Granito de Gouveia, que é uma das unidades litológicas do Complexo Granitóide do Paraúna).

Não só na parte mais setentrional da bacia se conhecem esses conglomerados, mas também na região dos municípios de Moralvânia (onde é lavrado como mármore conglomerático), Abaeté, Felixlândia e Pequi, já situados na parte estável não dobrada.

Não é improvável que o Conglomerado Samburá, descrito por João Miranda (1956) e redescrito por Rodrigues Branco (1956), pertença também àquele grupo de conglomerados, estando já situado na zona dobrada estável de oeste (ou ocidental).

Na área compreendida entre o Rio São Francisco e a Serra do Espinhaço, na região de Montes Claros, aparece uma sequência de camadas intercaladas de calcários e ardósias ou siltitos, cuja posição estratigráfica é duvidosa, não sendo impossível que se trate de uma facies particular da Formação Sete Lagoas sedimentada em uma fossa. Mas o aparecimento, ao norte, na região da Mata da Jaíba, de calcários espessos correlacionáveis com esta formação, pode também sugerir interpretação de que estes calcários e ardósias pertençam ao Grupo Rio Paraopeba, que se sobrepunha ao Sete Lagoas.

Zona dobrada da parte estável ocidental

Em consequência da maior instabilidade que se instalou na parte ocidental da bacia Bambuí indicada, por exemplo, pelo falhamento mais intenso (cavalgamento) no bordo, varia rapidamente a facies de sedimentação, aparecendo sedimentos mais grosseiros e com maior espessura. Assim, na região de Patrocínio a base visível da série é formada pela sucessão de quartzitos e siltitos, que se adelgaçam para leste. Estas rochas são sobrepostas por folhelhos que, continuamente, afloram até a região da Serra da Saudade, onde se intercalam com siltitos e filitos ardosianos. Desse modo, podemos seguramente colocá-las no Grupo Paraopeba. Esta intercalação folhelho-siltito-ardósia, mostra a dificuldade se atribuírem tais rochas, por ora, a uma determinada formação do grupo citado.

A sequência quartzito-siltito que fica abaixo pode representar um membro local mais espesso e clástico do Grupo Ribeirão da Mata. Contudo, nada impossibilita que também pertença ao Grupo Paraopeba, ou a ambos os grupos.

Mais ao norte, a partir do município de Vazante e em direção a Unaí, aparece uma camada de calcário que possivelmente representa a formação Sete Lagoas naquela área (sabe-se que em Vazante tem no mínimo 200 metros de espessura). No topo do perfil da área das jazidas de Vazante, há uma espessa camada de quartzito limpo e bastante dobrado, que encima os siltitos e ardósias sobrepostas ao calcário devendo, portanto, pertencer esta sequência de topo ao Grupo Paraopeba.

Conforme já citamos na seção anterior, conglomerados intraformacionais representando membros locais também ocorrem nesta parte da bacia. Um desses conglomerados é o que aflora ao longo do Rio Samburá, já mencionado. Segundo Octávio Barbosa (1965) este conglomerado intercala-se com ardósias, em situação muito semelhante aos de Jequitaiá.

Na região de Bambuí a presença de margas epimetamórficas, sobrepostas ou intercaladas aos calcários típicos da Formação Sete Lagoas, e sotopostas aos siltitos e filitos ardosianos do Grupo Rio Paraopeba, demonstra mais uma vez a presença de membros locais na zona deformada da bacia Bambuí.

IDADE DA SÉRIE BAMBUÍ

Bruno von Freyberg dá um resumo histórico do esforço feito no sentido de se determinar a idade geológica da série Bambuí, até 1932.

As últimas evidências fossilíferas para atribuir-se uma idade siluriana a esta série foram invalidadas por K. Beurlen (1956).

As primeiras sugestões de uma idade pré-Siluriana para a Bambuí fo

ram feitas por este mesmo autor.

Uma idade pré-Devoniana para a série Bambuí já é aceita por todos os geólogos, há muito tempo, uma vez que calcários muito semelhantes, nos Estados do Ceará e Piauí, se sotopõem com forte discordância angular ao Devoniano Inferior fossilífero. Ocorre que em sedimentos ainda colocados na base da formação Serra Grande, F.W. Sommer (comunicação verbal a M. Teixeira da Costa) encontrou microfósseis muito semelhantes aos da série Trombetas, do Siluriano Amazonense, indicando que a Bambuí é certamente de idade pré-Siluriana Inferior.

Em rochas da própria série, os únicos fósseis existentes são estromatólitos de algas, já descritos na Bahia e conhecidos em Minas Gerais, de pouca utilidade para correlação. É claro que seria estranho que espessas camadas de calcário, claramente marinho e revelando-se inteiramente afossilíferos, devessem ser colocados na Era Paleozóica. É claro que um clima periglacial, como sugeriu J.C. Ferreira Gomes (1949) para as rochas de área de Jequitaiá, poderia explicar parcialmente esta ausência. Mas ainda assim consideramos mais provável uma idade precambriana superior, de qualquer modo, não mais recente que o Cambriano.

A interpretação tetônica, aqui dada para a fase de sedimentação em que se depositou a Bambuí, e as idades radioativas já determinadas em rochas do Vale do Rio Doce, bem como as de Amaral (1968) em rochas da série Bambuí, confirmam esta hipótese.

BIBLIOGRAFIA

- AMARAL, G. — 1968 — Aplicação do estudo da composição isotópica do chumbo a problemas metalogenéticos. Resultados preliminares para galenas de depósito de chumbo de grupo Bambuí. Anais XXII Cong. Bras. Geol., Belo Horizonte: 131-138, Belo Horizonte.
- BARBOSA, O. — 1965 — Série Bambuí. Simpósio sobre Formações Eo-Paleozóicas do Brasil. XIX Cong. Bras. Geol., 11 p., Rio de Janeiro.
- BEURLIN, K. — 1956 — A Geologia pós-Algonquiana do Sul do Estado de Mato Grosso. Div. Geol. Mineral., DNPM, Bol. 163, 137 p., Rio de Janeiro.
- BRANCO, J.J.R. — 1956 — Conglomerado do Samburá, Minas Gerais. Acad. Bras. Cienc., Anais, 28(3): 295-301, Rio de Janeiro.
- CLAUSSEN, P. — 1841 — Notes géologiques sur la Province de Minas Geraes au Brésil. Acad. Royale Bruxelles, Bull. VIII (5): 322-344. Bruxelles.
- DERBY, O.A. — 1880 — Reconhecimento geológico do Valle do São Francisco. Comissão Hydrographica sobre o exame do Rio São Francisco. Relatório. Anexo: 1-24. Rio de Janeiro.

- DERBY, O.A. — 1881 — Contribuições para o estudo da geologia do Valle do São Francisco. Arch. Mus. Nac., IV: 121-132, Rio de Janeiro.
- ESCHWECE, W.L. von — 1818 — Physikalische und bergmanische Nachrichten aus Brasiliens. Gilberts Ann. der Physik U. Physikalischen Chemie, Lix: 117-139, Leipzig.
- FREYBERG, B. von — 1929 — Vorläufige Ergebnisse einer Forschungsreise durch Minas Geraes (Brasilien). Gesells f. Erdkund Z. Berlin, Zeits 1/2: 12-10, Berlin.
- FREYBERG, B. von — 1930 a — Bericht über eine zweite und dritte Brasilienreise. Centralblatt f. Min. Gel. U. Paleon., Abt. B, Jg., 2: 73-76, Stuttgart.
- FREYBERG, B. von — 1930 b — Die Gonduwanaschichten in Minas Geraes (Brasilien). Centralblatt f. Min. Geol. U. Paleon., Abt. B, Jg., 7: 277-282, Stuttgart.
- FREYBERG, B. von — 1932 — Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Geraes, Brasilien. N. Jb. Min. Geol. Palaont., Sonderb. II: 403 p.; Stuttgart.
- GOMES, J.C.F. — 1949 — Contribuição ao conhecimento da geologia do Jequitaiá (Minas Gerais). Rev. Escola de Minas, Ano XIV, 4: 17-43, Ouro Preto.
- GROSSI SAD, J.H. e TORRES, N. — 1966 — Relatório sobre andamento dos serviços executados por GEOSOL para o DNPM no Projeto Chaminés Alcalinas. (Relatório Interno relativo ao ano de 1966), DNPM-GEOSOL, Belo Horizonte.
- LIAIS, E. — 1872 — Climats géologie, faune et géographie botanique du Brésil. VIII, 640 p., George Chamerot, Paris.
- MIRANDA, J. — 1956 — Relatório Anual do Diretor, 1955. Div. Geol. Mineral., DNPM: 29-34, Rio de Janeiro.
- RIMANN, E. — 1917 — A Kimberlita no Brasil. An. Esc. Minas, 15: 27-32, Ouro Preto.
- TEIXEIRA DA COSTA, M. e RODRIGUES BRANCO, J.J. — 1960 — Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. XIV Cong. Bras. Geol., Pub. 15, Inst. Pesq. Radioat., Esc. Eng. UFMG, 125 p., Belo Horizonte.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FOLHA SE.23 - BELO HORIZONTE

Alex Domingos Carneiro Pereira, Eneas Góis da Fonseca, Eduardo Ruy Cardoso Braz, Garrone Hugo Silva, Luiz Rodolfo Cornejo Ortiz, Nádya Maria Gravatã Marques, Nanci Ribeiro da Costa, Oswaldo Siga Junior, Ubirajara Ferreira do Carmo e Valdeci Araújo Reis
 IBGE - RADAMBRASIL

ABSTRACT

The aim of the paper is to present a synthesis of the geologic evolution in the Belo Horizonte Sheet comprising an area about 281 210 Km².

The geologic evolution of the cratonic area is reflected by a stable central nucleus surrounded by marginal orogenic belts. In the central area were recognized greenstone belts structures involved by granite terranes and bordered by a granulitic region. The framework of the São Francisco Craton involves events of metamorphism, granitogenesis, sedimentary, volcanism and plutonism developed in the Early to Late Proterozoic.

The stratigraphic column is complemented by Late Jurassic-Early Cretaceous continental deposits belonging to Paraná-Basin.

The importance of the Alto Paranaíba Arch over the magmatic phenomena is considered due the relationship in the setting of alkaline extrusive and intrusive rocks with significant economic importance.

INTRODUÇÃO

O Projeto RADAMBRASIL cumpria seu plano de trabalho quando pouco antes de sua extinção, o mapeamento geológico ao milionésimo da Folha SE.23 - Belo Horizonte se encontrava concluído.

As etapas de campo, pesquisa bibliográfica e radarinterpretação que precederam a elaboração do relatório final e mapa geológico na escala 1:1.000.000, permitiram reunir um acervo de dados geológicos

cos e geocronológicos que subsidiaram o estabelecimento de uma evolução geológica para a área estudada.

Deste modo os autores anunciam as informações contidas no texto final que se encontra em fase de impressão gráfica sob a responsabilidade da Fundação IBGE, divulgando antecipadamente as conclusões obtidas a todos os interessados na geologia brasileira, mormente a de Minas Gerais.

Tais conclusões permitem estabelecer um ciclo evolutivo para a Folha SE.23 - Belo Horizonte iniciando-se no arqueano e prolongando-se até os dias atuais. A sucessão de eventos tectomagmáticos e sedimentares ocorridos na área permitiu a delimitação de domínios, representados pelas seguintes unidades geotectônicas:

- Craton do São Francisco
- Faixa Brasília
- Faixa Araçuaí e Região do Rio Doce
- Bacia do Paraná

CRATON DO SÃO FRANCISCO

Denominação de Almeida (1976) para a região situada entre as faixas Brasília, a oeste, e Araçuaí, a leste, cujos terrenos pouco manifestam a atuação do diastrofismo Brasileiro. Ocupa a região central da folha prolongando-se para as folhas contíguas tanto a sul como a norte.

Este domínio apresenta duas subdivisões. A primeira, situa-se na região sul onde ocorrem unidades geológicas do Arqueano e Proterozoico Inferior: o Complexo Divinópolis e os supergrupos Rio das Velhas e Minas. A outra, coincide com a área de afloramento do Grupo Bambuí ligeiramente dobrada onde aparecem elevações do Supergrupo Espinhaço que formam a serra do Cabral.

O Craton do São Francisco é tido como uma unidade geotectônica brasileira por estar margeado por faixas de dobramentos do Proterozóico Superior incluindo unidades mais antigas retrabalhadas neste período e sedimentação de 1.000 M.A. que estende-se para o interior da zona estável.

FAIXA BRASÍLIA

É a unidade tectônica que margeia o bordo ocidental da área Craton do São Francisco envolvendo formações de rochas desde o Arqueano ao Proterozóico Superior. Esta faixa pode ser individualizada

em dois subdomínios. O mais antigo, formado por unidades Arqueanas e do Proterozóico Médio com orientação NE e corresponde a Faixa Uruaçu de Mrini et alii (1981). O outro subdomínio, formado predominantemente por metassedimentos do Proterozóico Superior com direção NNE distribuídos em zona mais oriental.

FAIXA ARAÇUAI E REGIÃO DO RIO DOCE

Este domínio abrange toda a região a leste do Craton do São Francisco orientada segundo NNE. Compreende uma região de geologia complexa, envolvendo desde rochas Arqueanas a sedimentos do Proterozóico Superior afetados pelo tectonismo e granitogênese Brasileira.

O diastrofismo Brasileiro impôs uma razoável uniformidade estrutural, porém foram as particularidades herdadas de outros ciclos que serviram de base para a compartimentação de 4 (quatro) subdomínios denominados de:

- Região do Grupo Macaúbas
- Região da Serra do Espinhaço
- Região de Guanhães
- Região do Rio Doce

REGIÃO DO GRUPO MACAÚBAS

Este subdomínio envolve exclusivamente sedimentos do Proterozóico Superior afetados pelo tectonismo e granitogênese Brasileira. Situa-se no quadrante NE da Folha SE.23 - Belo Horizonte orientado, aproximadamente segundo $N45^{\circ}E$ formando um amplo sinclínório com caimento para SO possuindo dupla vergência para NO e SE.

REGIÃO DA SERRA DO ESPINHAÇO

Seu arcabouço estrutural reúne os litotipos do Supergrupo Espinhaço, rochas sedimentares do Proterozóico Médio, pequenas frações do Proterozóico Superior e o substrato do Proterozóico Inferior e Arqueano. Este subdomínio é orientado segundo NS com ligeiras inflexões, estendendo-se desde o limite meridional e transgride suas fronteiras setentrionais da Folha SE.23 - Belo Horizonte. Constitui-se basicamente de dois alongados sinclínórios: o de Gouveia, com caimento do eixo para norte e o de Itacambira com caimento para sul.

REGIÃO DE GUANHÃES

Ocupa uma distribuição entre a Serra do Espinhaço, a

oeste, e o rio Doce, a este. Esta área, durante o ciclo Brasileiro permaneceu relativamente estável, composta por granitóides, migmatitos e gnaisse que remontam do Arqueano ao Proterozóico Médio com restos supracrustais do Supergrupo Minas. As determinações geocronológicas e comportamento estrutural permitem individualizar este macro-bloco como o Maciço Mediano de Guanhães.

REGIÃO DO RIO DOCE

É a porção que ocupa o quadrante sudeste da área estudada, orientada segundo NNE, composta por granulitos, granitóides e gnaises Arqueanos e do Proterozóico Inferior, retrabalhados em sucessivos ciclos diastróficos até o Brasileiro. Inclui parcialmente metassedimentos do Grupo Macaúbas pertencentes a outro subdomínio. A baixa elasticidade destes litotipos é marcada pelas seqüências de falhas inversas e transcorrentes onde as primeiras mostram clara vergência para oeste em direção à zona estável do maciço de Guanhães.

BACIA DO PARANÁ

Este domínio situa-se no extremo sudoeste da área, correspondendo a borda nordeste da Bacia do Paraná, preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas fanerozóicas. As formações geológicas apresentam-se subhorizontalizadas com um ligeiro declínio para o interior da bacia (sudoeste) e localmente perturbados por falhamentos de caráter normal promovendo o alçamento e basculamento de blocos. Tais feições rupteis possivelmente correspondem a reativações de antigas falhas do embasamento implantadas através da Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967), quando o Arco do Alto Paranaíba, faixa alongada segundo NO, foi individualizado e a maioria das chaminés ultrabásicas alcalinas da área distribuem-se segundo esta estrutura evidenciada pela aerogeofísica.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A crosta primitiva da Terra vem sendo questionada por diversos autores que defendem uma composição inicial simática segundo Glikson (1971, 1972 e 1978) e Glikson & Lambert (1973 e 1976) ou mesmo siática segundo Anhaeusser et alii (1969) e Belousov (1971) e até mesmo uma crosta anortosítica na concepção de Shaw (1979 apud Porada, in formação escrita). A história geológica inicial parece encontrar melhor suporte após a formação de núcleos siáticos primitivos a partir de 3.800 M.A. (Glikson, 1980) e sua cratonização de 2.600 M.A.

O quadro geológico da Folha SE.23 - Belo Horizonte inicia-se com as rochas cristalinas arqueanas a registros de sedimentação que repousam sobre esse embasamento tão antigo quanto 2.700 M.A. (método Rb/Sr) e idade em torno de 3.000 M.A. encontrada em áreas graníticas na região do núcleo cratônico.

A história da consolidação desta área cratônica, permitiu delinear duas compartimentações primárias distintas:

- Núcleos graníticos em cujo sítio se implantaram estruturas tipo "greenstone belts".
- Cinturão granulítico margeando o conjunto granito-greenstone supracitado.

ARQUEANO

Os núcleos graníticos arqueanos estão representados pelos complexos: Goiano, Divinópolis e Barbacena. A sucessão de eventos diastróficos e conseqüentemente o rejuvenecimento isotópico das rochas, inviabilizaram até o presente momento apresentar com segurança um modelo evolutivo desta crosta siálica. As determinações radiométricas indicam uma idade mínima de 3.000 M.A. para a consolidação desta crosta conforme isocrona Rb-Sr realizada na região sul Craton do São Francisco (Teixeira, 1982), em rochas do Complexo Divinópolis. Nestes núcleos, mais precisamente na região centro-sul da folha, iniciou-se um processo de fraturamento, com direções ENE, ONO e NNE, facilitando a penetração de rochas básicas e ultrabásica iniciando a formação dos "greenstone" tardios (na concepção de Glikson, 1980) marcados aqui pelo Supergrupo Rio das Velhas e Grupo Dom Silvério, podendo ser incluídas também as seqüências ultrabásicas de Serro, Dom Joaquim e Itabira. As determinações Rb-Sr em minerais micáceos, segundo Herz (1970) acusaram idade 2.700 M.A. para o Supergrupo Rio das Velhas. Contemporaneamente, formou-se uma faixa móvel na região leste com direção NNE caracterizada por rochas granulítica do Complexo Juiz de Fora. De composição charnockíticas, revelaram uma idade isocrônica de 2.650 M.A. com uma elevação inicial (0,715) sugerindo um material mais antigo retrabalhado. Os cinturões granulíticos ocorrem ao longo de grande parte da costa brasileira possivelmente estariam relacionados ao Complexo Jequié formado a 3.200 M.A.

O Complexo Santa Isabel situado na região norte da serra do Espinhaço parece ter-se desenvolvido paralelamente à faixa de Juiz de Fora com idade isocrônica Rb-Sr de 2.600 M.A. Entretanto, a

presença de encraves granulíticos no seu prolongamento norte (Folha SD.23 - Brasília) revelaram uma formação de rocha anterior a esta época. Mais a sul foram detectados núcleos granulíticos preservados próximo a São Domingos do Prata e Folha SF.23 - Rio de Janeiro. Estes encraves alinhados N-S podem sugerir um antigo cinturão granulítico desenvolvido paralelamente a oeste do Complexo Juiz de Fora,

A região ocidental onde aflora o Complexo Goiano, apresenta-se intensamente recoberto por metassedimentos proterozóicos e rochas cristalinas dificultando a interpretação do desenvolvimento das rochas arqueanas. Porém Marini et alii (1979 e 1981) admitiram uma colisão continental nesta zona entre 2.700 e 2.500 M.A., com subducção e consumo da crosta oceânica, plutonismo granítico, cataclase da crosta continental, dobramento e metamorfismo com granulitização da crosta oceânica. Conceberam ainda a formação de uma "sutura crítica" ao longo desta faixa móvel sobre a qual sucederam-se reativações em diversos ciclos tectônicos até o Brasileiro.

Reativações do Complexo Juiz de Fora causaram esforços compressivos nas rochas graníticas do Complexo Barbacena provocando um intenso metamorfismo de origem cisalhante, formando dobramentos com planos axiais subhorizontais que deram origem ao Gnaiss Piedade, de perfeito bandeamento. Essa transposição é completamente visível em perfil da foz do rio Santo Antonio rumo a oeste, onde se observa uma diminuição gradativa do bandeamento gnaissico até a passagem em total para os granitos gnaisses do Complexo Barbacena, muitas vezes isotrópicos.

PROTEROZÓICO INFERIOR

A época da formação do Gnaiss Piedade é um pouco controversa pois datações geocronológicas na Folha SF.23 - Rio de Janeiro registram uma idade isotópica de 2.160 M.A. (r.i. = 0,735). Já nos arredores de Guanhões, esta unidade encontra-se migmatizada, com preservação do bandeamento, e determinações geocronológicas revelaram uma geração do leucossoma em 2.210 M.A. Valendo ressaltar que dois pontos do melanossoma alinham-se perfeitamente a este conjunto. Outro comportamento interessante, é a idade isocrônica dos gabronoritos da Suíte Intrusiva Virginópolis com idade de 2.240 M.A. e uma baixa relação inicial (0,700) que aliada aos dados petroquímicos indicam tratarem-se de rochas oriundas do manto.

A associação de uma migmatização de rochas continentais

com intrusões de rochas do manto, evidencia uma abertura abortida da crosta continental sob a forma de *rift*, onde as rochas abatidas do Gnaiss Piedade foram migmatizadas e com penetrações de material advindo do manto através de fraturas.

A fase distensiva que provocou a abertura do *rift*, serviu de calha para a deposição do Supergrupo Minas em faixa norte-sul. Corroboram ainda para a contemporaneidade destes eventos, o dobramento conjunto de migmatitos do Gnaiss Piedade, e tais metassedimento em áreas afetadas apenas pelo Ciclo Transamazônico, como atestam os furos de sonda realizados pela CVRD. A idade da sedimentação do Supergrupo Minas além das determinações geocronológicas é reforçada por apresentar um ambiente de transição, não oxidante, com pirita detrítica e uraninita na base, passando para um ambiente oxidante pela presença de hematita (Fe^{+3}) e dolomita no andar médio. Este período é conhecido na história geológica mundial como "Nível de Pasteur", Rutten (1967 apud Samana, 1972), situado em média a 2.200 M.A. O aumento de oxigenação permitiu a formação de itabiritos, e maior desenvolvimento de flora, tornando possível o desenvolvimento de estromatólitos no Grupo Piracicaba (Formação Feicho do Funil) em torno de 2.100 M.A. (Dardenne & Campos Neto, 1975).

Pelos dados expostos, sugere-se uma idade mais antiga que 2.200 M.A., época de uma fase distensiva, para a formação do Gnaiss Piedade, que tem origem compressiva. Esta hipótese é reforçada por idade isocrônicas Rb-Sr para diversas amostras dos arredores de Guanhães onde o conjunto de pontos analíticos apresentam duas orientações preferenciais, a superior com 2.400 M.A. (r.i. = 0,705); e a inferior 1.800 M.A. (r.i. = 0,708). A primeira, interpretada como época da formação do Gnaiss Piedade, e a última como reativação dos esforços compressivos.

A reativação do Gnaiss Piedade estaria relacionado como o metamorfismo do Supergrupo Minas após a sua sedimentação clastoquímica em faixa norte-sul, aproximadamente ao longo do meridiano $43^{\circ} 00' WGr$ a 2.200 M.A. O metamorfismo decorreu de uma fase compressiva de leste para oeste, ocasionando um maior grau no bordo oriental da faixa móvel. O final deste ciclo orogênico foi acompanhado por uma migmatização com limite superior a 1.800 M.A.

Os limites do Ciclo Transamazônico na margem oriental da Folha SE.23 - Belo Horizonte alinhada segundo norte-sul, estende-se

desde Sete Lagoas, aos limites setentrionais da folha. Apesar de reco
bertos por sedimentos do Proterozóico Médio e Superior nestes limites,
há registros geocronológicos de 2.100 M.A. no Complexo Santa Izabel.
Idades entre 2.100 e 1.800 M.A., foram determinadas no prolongamento
norte desta faixa, em rochas do Complexo Guanambi, (Folha SD.23 - Bra
sília).

Ainda durante o Ciclo Transamazônico, desenvolveu-se no
bordo ocidental do Craton do São Francisco, uma bacia com depósitos
vulcano-sedimentares (Marini et alii, 1979 e 1981) e, possivelmente, a
sedimentação do Grupo Araxá. Esta unidade foi identificada por Almeida
(1968) e Marini et alii (op. cit.) como pertencente ao Proterozóico MÉ
dio. Contudo, Drago et alii (1981) baseado nas idades dos granitos Ser
ra Branca, Serra da Mesa e Serra Dourada, considerados intrusivos no
Grupo Araxá, admitiram uma idade mínima de 2.000 - 1.800 M.A. para es
ta unidade, que apresenta auréola de contato com o primeiro corpo cita
do.

PROTEROZÓICO MÉDIO

Após a estabilização da faixa móvel oriental, no final
do Proterozóico Inferior, esta área passou por uma fase distensiva for
mando uma fossa aulacogênica (Moutinho da Costa & Inda, 1982), à mar
gem oeste do Supergrupo Minas de extensão norte-sul de mais de 1.000 km.
Em alguns locais as fraturas foram bastante profundas ocasionando um
vulcanismo fissural de composição riolítica. Tal vulcanismo situa-se
na base do Supergrupo Espinhaço e relacionado por Moutinho da Costa &
Inda (op. cit.) ao "Grupo Rio dos Remédios" e alocada por Fernandes et
alii (1982) na Formação Sítio Novo, aqui elevada à categoria de subgrpu
po.

Na Folha SE.23 - Belo Horizonte por não ocorrer atual
mente junto ao Supergrupo Espinhaço as rochas riolíticas foram denomi
nadas informalmente como Vulcânicas Ácidas de Conceição do Mato Den
tro. A idade de cristalização dos riólitos foi determinada pelo método
U-Pb em 1.770 M.A. (Brito Neves et alii, 1979). Após o vulcanismo ou
mesmo durante sua fase de atuação ocorreu uma sedimentação plataformal
na fossa aulacogênica, originando o Grupo Santo Onofre do Supergrupo
Espinhaço, com clasto na base (Subgrupo Sítio NOvo), alternando com
pelitos em direção ao topo (Subgrupo Conselheiro Mata).

Após o ciclo deposicional esta área foi afetada por um

tectonismo que culminou com o levantamento de blocos, deformações e intrusões básicas que associado as fases erosivas passou a exibir conglomerados basais com seixos do Supergrupo Minas e de seu substrato.

As determinações geocronológicas revelam um período bastante expressivo entre 1.700 e 1.500 M.A., quer nos metariolitos quer em rochas granito-gnaissicas adjacentes a serra do Espinhaço evidenciando sua época de formação. As idades determinadas pelo método K-Ar, em rochas básicas e ultrabásicas ao longo desta faixa distribui-se entre 2.000 e 470 M.A., mas por possuírem um baixo teor de K, o que as tornam pouco confiáveis, não permitiram um estudo mais conclusivo sobre a época de intrusão e de rehomogenização isotópica.

Idades com valores de 1.300 a 800 M.A. situam-se em ambas as bordas do Craton do São Francisco, determinações estas que carecem de melhores informações, nesta folha, por terem sido realizadas por método Rb-Sr convencional e K-Ar, podendo tratar-se um rejuvenecimento parcial do Ciclo Transamazônico ou pertencerem ao Ciclo Uruaçuano ainda não bem definido, levando-se em conta uma idade transamazônica para os grupos Araxá e Canastra.

PROTEROZÓICO SUPERIOR

Movimentos epirogênicos soergueram a parte central da área mapeada, principalmente nas regiões meridionais formando bacias marginais e NO e NE. Na primeira, foram depositados sedimentos preferencialmente continentais e deltáicos do Grupo Paranoá com pequena distribuição na área. Na bacia oriental tem-se depósitos plataformais a subplataformais (Formação Salinas) e continentais (Formação Carbonita) do Grupo Macaúbas, com características ambientais de águas quentes a temperadas. Nesse mesmo período geológico além dos referidos depósitos uma expressiva glaciação deu origem aos tilitos da Formação Jequitai principalmente a nordeste e noroeste.

A massa de gelo, durante o Proterozóico Superior, parece ter provocado a subsidência na zona central da área e nas formações montanhosas do Supergrupo Espinhaço. O fortalecimento desta hipótese é o achado de depósitos tiliticos e carbonáticos pós glaciais em partes elevadas nos domínios orogênicos e de rochas sedimentares muito similares nas cotas inferiores (bacia do São Francisco).

Os sedimentos glaciais tornam-se mais escassos na região ocidental, possivelmente pelo fato dos metapelitos do Grupo Araxá

serem mais facilmente desgastáveis, distinguindo-se nos poucos tilitos apenas seixos de quartzo, quartzitos, granitos e carbonatos.

Com o término da glaciação, na parte oeste da zona central os processos de subsidência originaram um mar epicontinental, recepcionando depósitos terrígenos transgressivos da Formação Paracatu, sobre os diamictitos (Formação Jequitáí) e os xistos do Grupo Araxá. Seguiram-se os depósitos pelito-carbonáticos do Subgrupo Paraopeba, do Grupo Bambuí, com a formação de um cordão recifal (Formação Sete Lagoas) imediatamente a leste dos sedimentos da Formação Paracatu e outro próximo à escarpa oeste da Serra do Espinhaço. Estes dois cordões litorâneos uniam-se a sul (Folha SF.23 - Rio de Janeiro), formando uma enseada com concavidade voltada para norte.

A sedimentação processou-se em ambiente de águas calmas e rasas a aproximadamente 1.000 M.A., segundo os fósseis obtidos por Dardenne (1973 apud Dardenne, 1981) e determinações Rb-Sr para o período diagenético com idade de 950 M.A. (Bonhomme, 1976). A deposição do Subgrupo Paraopeba na margem ocidental da bacia foi acompanhada por constante subsidência, permitindo um espessamento muito maior que naqueles depositados a oriente da bacia sedimentar do Grupo Bambuí. Finalizando essa sequência, registra-se a sedimentação silto-arenosa que constitui a Formação Três Marias e corresponde, também, ao topo do Supergrupo São Francisco.

Estes depósitos permaneceram estáveis por aproximadamente 200 M.A. quando eclodiram reativações das suturas da Faixa Araxá comprimindo os sedimentos do Supergrupo São Francisco do oeste para leste, originando dobramentos com eixos variando para NNE a sul, e NNO a norte, sempre com o caimento para norte. Os dobramentos apresentam pequeno comprimento de onda, passando do tipo isoclinal, a oeste, para chevron a leste.

O início do evento encontra-se registrado em isócrona das rochas granodioríticas do Complexo Monte Carmelo, que foi migmatizado e granitizado, possivelmente à partir do Complexo Goiano, entre 800 e 700 M.A. Intrusões graníticas sintectônicas são observadas principalmente na região do Pires Belo cortando rochas do Grupo Araxá. Este plutonismo não afeta as rochas do Grupo Bambuí, mas poderia ter afetado as rochas da Formação Paracatu, que ocorrem a leste e oeste das intrusões.

Neste ciclo, de 750 a 500 M.A., instalou-se a Faixa Bra

sília com dobramentos até o meridiano $45^{\circ}30'$, formando o limite oeste do Craton do São Francisco.

As reativações da faixa oriental decorreram da ascensão de corpos graníticos (Complexo Medina), principalmente na Folha SE.24-Rio Doce, com fraca penetração no quadrante NE da área em estudo. Este plutonismo, a que Silva et alii (1984) denominaram de "Arco Magmático Medina-Aimorés", reativou antigos falhamentos, no canto SE, e fez o Complexo Juiz de Fora comprimir o Gnaisse Piedade, e sua ação localizada, não afetou a estabilidade do Complexo Barbacena e o Gnaisse Piedade, na região do Maciço de Guanhães. A rigidez deste maciço, transmitiu os esforços compressivos através de falhamentos inversos de alto ângulo, a oeste, elevando a cadeia do Espinhaço.

Com a compressão resultaram falhas transcorrentes com direção em torno de $N60^{\circ}E$ e, muitas vezes, apresentam uma natureza mista como ocorre no Alinhamento do Rio Piracicaba, onde os falhamentos são do tipo transcorrente, a leste, e inverso, a oeste. Estes últimos, provocaram esta modalidade de falhamento a NE do Quadrilátero Ferrífero, justapondo-o por sobre o Supergrupo Espinhaço.

A norte, sob os depósitos do Grupo Macaúbas, a ascensão de corpos graníticos, forneceu grande quantidade de calor imprimindo um metamorfismo do tipo Barrowiano e compressão lateral durante sua instalação nas encaixantes.

No eixo Araçuaí-Itamarandiba, corpos de granitos não aflorantes provocaram esforços tangenciais tanto para o setor ocidental como para o oriental, originando o Anticlinório de Minas Nova. Os efeitos destes corpos estão refletidos nos inúmeros pegmatitos aflorantes nesta área e afloramentos de intrusões de granitos na região de Coronel Murta, mais a norte.

Os dobramentos são de caráter isoclinal com eixos orientados na direção NE, apresentando um conjunto com caimento para SO e NE, evidenciando a movimentação de blocos verticais. Estes dobramentos refletem-se no Grupo Bambuí exibindo eixos com caimento para norte, na porção sul, e com caimento para sul na porção norte, já na parte central mostram dobramentos em braquianticlinais.

A idade apresentada por esta faixa móvel situa-se em torno de 600 M.A. para os granitos e 650 para os xistos, ambas obtidas em isócrona Rb-Sr.

A geração de granitos entre 500 e 600 M.A., forma um grande cortejo, desde Santa Catarina até o limite norte da Faixa Araçuaí. Por sua composição calco-alcalina a alcalina, Kaul, Coitinho e Issler (1982) consideraram-nos como granitos distensivos, associando-os ao processo de *rifts* e derrames, diques e sills, de composição ácida e, em menor escala, intermediária a básica, de idade correlata, ocorrente na região de Campo Alegre (SC). Os autores propuseram ainda que o evento não estaria ligado ao ciclo Brasileiro, mas sim a um evento distensional, de *shifting* intracontinental, que se seguiu àquele ciclo.

O modelo orogênico idealizado por Belousov (1971) onde a compressão lateral decorre da movimentação vertical da crosta, além da ascensão de batólitos é o que melhor se ajusta aos moldes da Faixa Araçuaí. Considerando que futuras determinações geocronológicas encontrem idades ao redor de 750 M.A. e se tais valores hipotéticos forem aliados ao pensamento de Kaul, Coitinho e Issler (op. cit.), teríamos a presença de um ciclo diastrófico gerado a partir de uma granitogênese devido ao arqueamento da crosta numa fase pré-*rifts* que provocou a compressão de bacias sedimentares estáveis. Outra hipótese, com relação às determinações geocronológicas na área, é a presença de um Ciclo Brasileiro tardio ou ainda que uma granitogênese final tenha rehomogeneizado quase que por completo as gerações de rochas anteriores.

FANEROZÓICO

Uma vez estabilizadas as faixa móveis, toda a área permaneceu estável com leves movimentos epirogênicos. No Mesozóico, iniciou-se a deposição do Grupo São Bento com a sedimentação Triássica da Formação Pirambóia caracterizada por depósitos fluviais arenosos. Durante o Jurássico, a Formação Pirambóia por mudança do ambiente fluvial para desértico dá lugar à Formação Botucatu.

A calma tectônica vigente foi quebrada durante o final do Jurássico a início do Cretáceo pelo fenômeno que Almeida et alii (1980, informação escrita) denominaram de "Reativação Mesozóica" ou "Reativação Wealdeniana" (Almeida, 1976) marcada pelo vulcanismo basáltico continental que inundou toda a bacia de sedimentação. Segundo estes autores, a Reativação Wealdeniana estendeu-se até o Terciário, tendo o seu apogeu no Cretáceo, formando o Arco do Alto Paranaíba, provocando depressões tanto na Bacia do Paraná quanto na Bacia Sanfrancisca-

na. Nesta última, situada a leste do arco, deu-se o início da sedimentação detrítica da Formação Areado, no Cretáceo Inferior. Bastante perto dos 80 M.A. eclodiu o vulcanismo ultrabásico-alcalino e Kimberlítico do Grupo Iporá ao longo do Arco do Alto Paranaíba, originando sedimentos tufáceos tanto a oeste (Bacia do Paraná) como a leste (Bacia do São Francisco) responsáveis, respectivamente, pela Formação Uberaba (Grupo Bauru) e Fácies Patos (Formação Mata da Corda). Seguiu-se a sedimentação da Formação Marília (Grupo Bauru), Fácies Capacete (Formação Mata da Corda) e da Formação Urucuia. Estas últimas com um possível interdigitamento lateral com a Formação Mata da Corda.

A sedimentação Cretácea posterior ao vulcanismo do Grupo Iporá, por sua grande amplitude a extensão formou um capeamento contínuo desde a Bacia do Paraná até a Bacia do Maranhão, porque sua presença na Bacia do São Francisco parece constituir o elo de união entre elas.

Os movimentos epirogênicos que sucederam esta magna sedimentação, retornaram de modo oposto, elevando continuamente todo bloco regional, acompanhado de sedimentações fluviais e lacustres, e aplainamento durante o Terciário.

No Pleistoceno, sedimentos flúvio-lacustres depositaram-se principalmente a oeste do rio São Francisco, onde se observaram relictos lagunares. Atualmente a sedimentação se processa, em pequena escala, principalmente ao longo dos grandes rios.

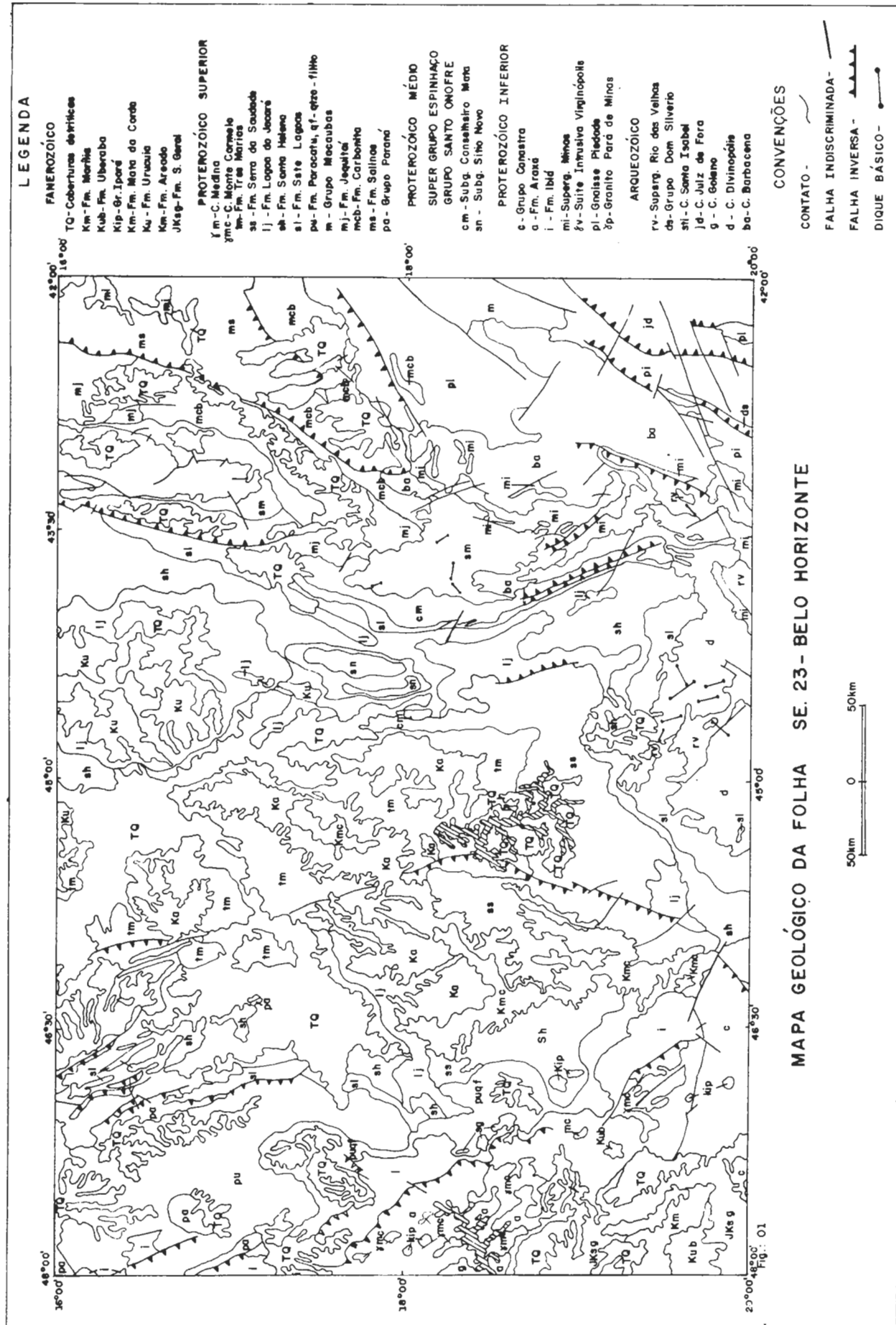
BIBLIOGRAFIA

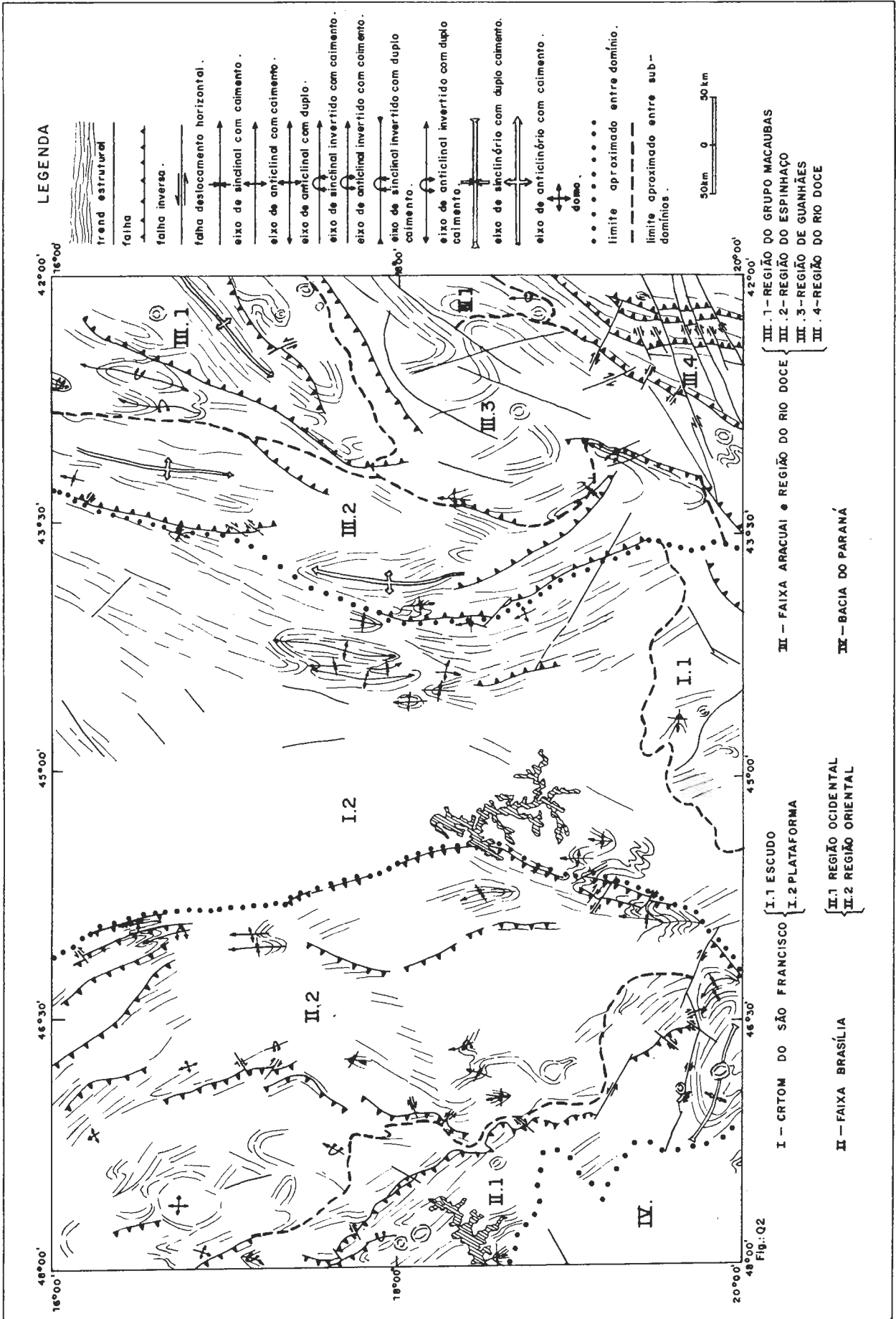
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. *B. Div. Geol. Mineral*, Rio de Janeiro (241):19-22.
- ALMEIDA, F.F.M. de. - 1968 - Evolução tectônica do Centro Oeste brasileiro no proterozóico superior. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 40:285-93, Suplemento.
- ALMEIDA, F.F. M. de. - 1976 - Estruturais do pré-cambriano inferior brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. *Resumo dos trabalhos*. Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 201-2.
- ANHAEUSSER, C.R.; ROERING, C.; VILJOEN, M.J.; VILJDER, R.P. - 1969 - A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. *B. Geol. Soc. Amer.*, Boulder, 80 (11): 2175-200.

- BELOUSSOV, V.V. - 1971 - *Problemas básicos de geotectónica*. Trad.S. Ca david Camiña e M. Gutierrez Elorza. Barcelona, Omega, 854p.
- BONHOMME, M.G. - 1976 - Mineralogia des fractious fines et datations rubidium-strontium dans le groupe Bambuí, MG - Brésil. *R. Bras. Geoci.*, São Paulo, 6(4): 211-22.
- BRITO NEVES, B.B. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. - 1979- A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *R. Bras. Geoci.* São Paulo, 9(1):71-85
- DARDENNE, M.A. - 1981 - Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOLOGIA DO CRATON DO SÃO FRANCISCO E DE SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979 *Anais...* Salvador, So ciedade Brasileira de Geologia, p. 140-57.
- DARDENNE, M.A. & CAMPOS NETO, M. da C. - 1975 - Estromatólitos colunares na série Minas (MG). *R. Bras. Geoci.*, São Paulo, 5(2): 99-105.
- DRAGO, V.A.; PINTO, A. do C.; SIMÕES, M.A.; BEZERRA, P.E.L.; MONTAL VÃO, R.M.G. de; PRADO, P.; TASSINARI, C.C.G.; HILDRED, P.R. - 1981 - Síntese da geologia pré-cambriana da folha SD.22 Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. *Atas...* Goiânia, So ciedade Brasileira de Geologia, p.31-52.
- FERNANDES, P.E.C.A.; MONTES, M.L.; BRAZ, E.R.C.; MONTES, A. de S.L.; SILVA, L.L. da; OLIVEIRA, F.L.L. de; GHIGNONE, J.I.; SIGAJR., O. CAS TRO, H.E.F. de. - 1982 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SD.23 Brasília*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 29).
- GLIKSON, A.Y. - 1971 - Primitive archean element distribution pat terns: chemical evidence and geotectonic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 12(3): 309-20.
- GLIKSON, A.Y. - 1972 - Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. *B. Geol. Soc. Amer.* Boulder, 83:3323-44.
- GLIKSON, A.Y. - 1978 - Archean granite series and the early crust, Kal goorlie system western Australia. In: WINDLEY, B.F. of NAQUI, S.M.ed. *Archean geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 406p. p.151-73.
- GLIKSON, A.Y. - 1980 - Precambrian Sial-sima relations: evidence for earth expansion. *Tectonophysics*, Amsterdam, 63(1-4): 193-234.
- GLIKSON, A.Y. & LAMBERT, I.B. - 1973 - Relations in space and time between major precambrian shields units: an interpretation of wes tern australian data. *Earth Planet. Sci Lett.*, Amsterdam, 20:395-403.

- GLIKSON, A.Y. & LAMBERT, I.B. - 1976 - Vertical zonation and petrogenesis of the early precambrian crust in western Australia. *Tectonophysics*, Amsterdam, 30:55-89.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, Washington, D.C. (641-B):1-58.
- KAUL, P.F.T.; COITINHO, I.B.L.; ISSLER, R.S. - 1982 - O episódio Campo Alegre. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.47-53.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A. - 1979 - Geotectônica da faixa móvel Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOLOGIA DO CRATON SÃO FRANCISCO E DE SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979. *Resumos*. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia.
- MARINI, O.J.; FJCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A. - 1981 - A evolução geotectônica da faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979. *Anais...* Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 100-15.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. & INDA, H.A.V. - 1982 - O aulacógeno do Espinhaço. *Ci. Terra*, Salvador (2):13-24.
- SAMAMA, J.C. - 1972 - Les surgaces continentales et leur geochemical; paleoalterations, mobilite des elements et gisements perdescensum. In: RECYCLAGE metallogenie. Nancy, Ecole Nationale Superieure de Geologie Appliquee et al. Prospection Minere, Institute National Polytechnique de Lorraine, t.1, p.1-40.
- SHAW, D.M. - 1968 - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim Cosmochim. Acta*, London, 32:573-601.
- SILVA, J.M.R. da; LIMA, M.I.C. de; VERONESE, V.F.; RIBEIRO JÚNIOR, R.N. ROCHA, R.M.; SIGA JUNIOR, O. - Geologia. In: IBGE. *Folha SE.24 - Rio Doce*. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 34) no prelo.
- TEIXEIRA, W. - 1982 - Folhas ao milionésimo SF.23 - Rio de Janeiro e SF.24 - Vitória: Síntese interpretativa dos dados radiométricos. São Paulo, Projeto RADAMBRASIL, n.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 254-G).

.../jcsc





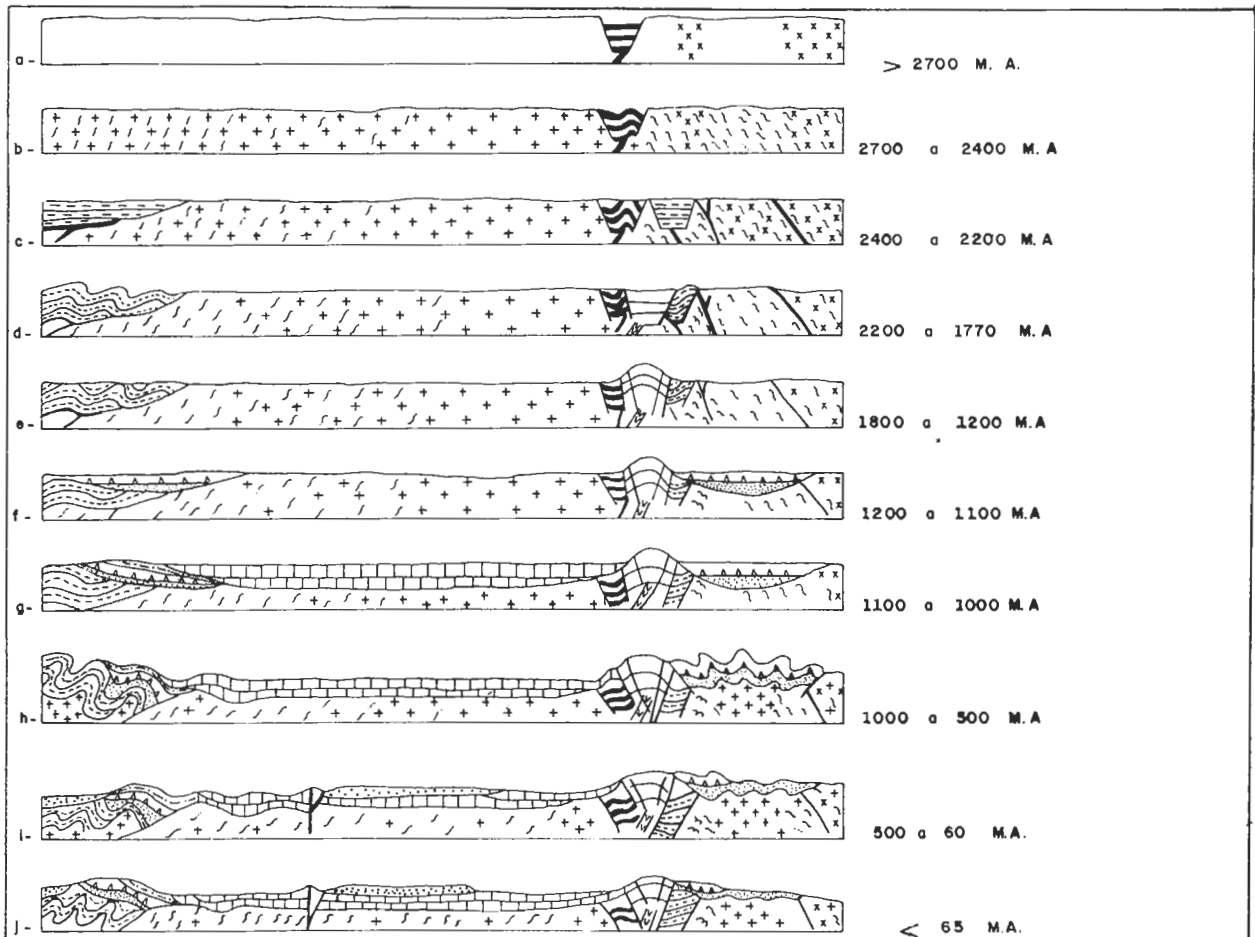


Fig. 03

- a-Formação de greenstone belts tardios e faixas granulíticas após a consolidação na crosta continental;
- b-Dobramento dos greenstone belts, granitizações e gnaissificação da crosta continental;
- c-Abertura de rifts com migmatização e intrusões básicas seguida de sedimentação clasto-química;
- d-Compressão dos rifts originando os dobramentos Araxá e Minas seguido da abertura de um aulacógeno acompanhado de vulcanismo ácido;
- e- Após o preenchimento do aulacógeno ocorreu o soergimento do supergrupo Espinhaço por movimentos verticais acompanhado de intrusões básicas;
- f-Deposição da Formação Paracatu e grupo Bambuí em um mar epicontinental;
- h-Orogênese a oeste e leste, com granitização originando o Cráton do São Francisco;
- i-Sedimentação mesozoica acompanhada de vulcanismo;
- j-Fase de desnudação com sedimentação aluvionar;



CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO GEOLÓGICO-GEOCRONOLÓGICO DA PORÇÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS

Oswaldo Siga Junior (IBGE), Umberto G. Cordani (IGUSP), Miguel A. S. Basei (IGUSP), Wilson Teixeira (IGUSP), Koji Kawashita (IGUSP), W. R. Van Schmus (Univ. of Kansas)

ABSTRACT

This work demonstrates the potential of integrated Rb-Sr, K-Ar, and U-Pb determinations, when applied to basic regional geology. The different interpretative values of these methodologies contribute to the understanding of the tectonic processes developed in the southeastern border of the São Francisco Craton (northeastern Minas Gerais).

The Brazilian Orogenic Cycle is characterized in the area by the Salinas metasediments and the gneissic-migmatitic rocks of the eastern sector.

Rb-Sr and U-Pb data indicate the generation of most or even all of these rocks in the 660-570 Ma. interval. No indications of ancient terrains were obtained, and previous ideas of a pervasive reworking of an Archean or Lower Proterozoic crust must be discarded. The K-Ar analyses indicate a crustal level in which temperature remained above 250°C until at least 480 Ma..

In a Brazil-África pre-drift reconstruction, the geometry of the Brazilian/Pan-African belt is clearly indicated, conditioned by the São Francisco and Congo Cratons which served as rigid lithospheric blocks to the deformational evolution of this double vergence belt. The geotectonic evolution of this belt is dominantly ensialic.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho objetivou demonstrar a potencialidade dos métodos Rb-Sr, U-Pb e K-Ar quando aplicados aos trabalhos básicos de levantamento geológico, permitindo através dos diferentes valo-

res interpretativos dessas metodologias contribuir para o entendimento dos processos tectônicos desenvolvidos na borda sudeste do Craton do São Francisco.

Foram realizados trabalhos de campo, segundo seções previamente determinadas, com observações e amostragem para geocronologia. As amostras coletadas objetivaram caracterizar geocronologicamente as rochas gnáissico-migmatíticas e os metassedimentos Salinas, que ocorrem no setor nordeste de Minas Gerais. Este domínio é também representado por uma granitogênese de grande expressão, incluindo uma grande variedade de litotipos que não serão discutidos no presente trabalho.

O conjunto radiométrico (Rb-Sr, U-Pb e K-Ar), presente-mente disponível para os metassedimentos Salinas e rochas gnáissico-migmatíticas da região estudada atinge cerca de 70 determinações (listadas nos apêndices 1, 2 e 3), sendo que aquelas incluídas em trabalhos anteriores são aqui reavaliadas nas interpretações integradas, tendo em vista os novos resultados disponíveis. Salientá-se que esse conjunto radiométrico atinge cerca de 300 determinações quando consideradas as análises de rochas granitóides e os dados geocronológicos de setores adjacentes a oeste e norte, limitados pelo Craton do São Francisco. O esboço geotectônico (figura 2) apresenta adicionalmente a localização das amostras datadas.

As determinações radiométricas utilizando-se dos métodos Rb-Sr e K-Ar foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, da Universidade de São Paulo.

Para o método Rb-Sr os valores da razão Sr^{87}/Sr^{86} obtidas foram normalizadas para a relação $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$ e as demais constantes utilizadas nos cálculos seguiram as normas propostas por Steiger e Jäger (1977): $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$ e $(Rb^{85}/Rb^{87}) = 2,5076 \pm 0,0037$. Por outro lado, as constantes utilizadas nos cálculos de idades K-Ar foram: $\lambda_{K} = 4,962 \times 10^{-10} \text{anos}^{-1}$; $\frac{K^{40}}{C.k.} = 0,581 \times 10^{-10} \text{anos}^{-1}$; $Ar^{40}/Ar^{36} \text{atm.} = 295,5$; e $K^{40} = 0,01167\% \text{KT}$.

As análises U-Pb foram realizadas em zircões, pré-concentrados no Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, da Universidade de São Paulo, e processadas nos laboratórios do Departamento de Geologia da Universidade de Kansas.

QUADRO GEOTECTÔNICO

A área investigada ocupa as bordas sul e sudeste do Cra

ton do São Francisco, em Minas Gerais e regiões vizinhas da Bahia estendendo-se à região costeira adjacente (figura 1). Faz parte de um extenso cinturão desenvolvido no Proterozóico Superior que se prolonga para o sul, margeando a Plataforma Sul-Americana.

O posicionamento da região em questão, dentro de um quadro geotectônico que engloba as áreas adjacentes pode ser observado na figura 2. Nesta, verifica-se uma estruturação em forma de um grande arco, limitado pelos falhamentos inversos, que circundam o Craton do São Francisco. Os inúmeros e extensos empurrões, as estruturas anticlinoriais e sinclinoriais, a foliação presente, e a vergência geral, sugerem esforços cujas resultantes se mostram radiais, dirigidas contra o anteparo cratônico. Nas bordas desta estrutura, em forma de arco, ocorrem de modo geral as seqüências supracrustais da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida, 1977), desenvolvida no Proterozóico Superior, bem como seqüências anteriores, retrometamorfisadas neste período. Já no setor centro-oriental, predominam as rochas gnáissicas-migmatíticas e graníticas.

No domínio ocidental ocorrem os metassedimentos de baixo grau metamórfico (facies xisto-verde, zonas da clorita e biotita) da faixa Araçuaí, tipificados principalmente pelos metadiamictitos do Grupo Macaúbas. Tem ainda como representantes os metassedimentos do sistema Espinhaço, claramente envolvidos pela tectônica brasileira, além das rochas gnáissico-migmatíticas da estrutura anticlinorial de Itacambira-Barroco, retrometamorfisadas neste período.

Neste domínio, os dados geocronológicos indicam a formação das rochas gnáissico-migmatíticas no Proterozóico Inferior (Rb/Sr e Pb/Pb) e um padrão de resfriamento para todo setor relativo ao Proterozóico Superior (K-Ar), caracterizando o envolvimento termal desta porção no ciclo Brasileiro. Representa o domínio epizonal brasileiro.

O domínio investigado tem como representantes os metassedimentos Salinas, e as rochas gnáissico-migmatíticas orientais. Batólitos e "stocks" graníticos ocorrem freqüentemente neste setor. Observa-se um metamorfismo crescente para leste, gradando da zona da cianita para a zona da sillimanita e atingindo na porção oriental condições P, T, do facies anfíbolito alto.

Neste setor os dados geocronológicos (U/Pb; Rb/Sr; K-Ar) indicam a formação destas rochas de médio a alto grau no Proterozóico Superior, caracterizando as porções mais internas deste domínio brasileiro. Representa o domínio meso-catazonal brasileiro.

Uma seção esquemática desta porção interna brasileira é representada na figura 3. O padrão estrutural é dado por uma marcante

xistosidade (Sn), com direções preferenciais NE/SW e vergência para NW que transpõe intensamente uma superfície anterior. Uma clivagem de crenulação (Sn+1) irregularmente desenvolvida transpõe a xistosidade principal. É interessante observar que esta xistosidade principal se direciona para NW/SE no setor oriental deste domínio (Jacinto/S. da Divisa), com vergências para nordeste, caracterizando um amoldamento das estruturas contra o anteparo cratônico.

METASSEDIMENTOS SALINAS

Sob esta denominação está incluído o conjunto de xistos de composição variada, limitados a oeste pelo extenso falhamento de empurrão (ou inverso) que Araújo et al. (1980) designaram como falha de Taiobeiras, e a leste pelas rochas gnáissic -migmatíticas e por batólitos e "stocks" graníticos.

A proposição do Grupo Macaúbas estender-se até a falha de Taiobeiras, e do "Grupo Salinas" representar uma seqüência xistosa, sem termos paraconglomeráticos foi apresentada por Pedrosa Soares et al. (1984).

Inúmeros trabalhos contribuíram para o estudo desses metassedimentos, a exemplo de Cobra (1970), Sã (1977), Fontes et al. (1978), Pereira e Ortiz (1980), Pedrosa Soares (1986), entre outros.

Os estudos realizados pelos autores restringiram-se à porção nordeste da unidade em pauta, envolvendo as regiões de Salinas, Rubelita, Virgem da Lapa e Araçuaí. Tais informações, associadas às existentes na bibliografia, permitiram caracterizar uma predominância de rochas xistosas, de coloração cinza-claro, granulação fina, contendo principalmente quartzo, biotita e feldspatos. Possuem, de modo geral, camadas milimétricas a centimétricas, ricas em quartzo, alternadas com níveis de espessura similar, ricos em biotita.

Intercalados nessas rochas xistosas ocorrem pacotes de espessura variada (de centimétricos a métricos) de rochas quartzíticas, calco-silicatadas, metaconglomeráticas, além de mármore, talco-xistos e serpentinitos.

Pedrosa Soares, et al. (1984) executaram nos micaxistos um estudo relativo ao aspecto metamórfico regional, propondo uma zoneografia metamórfica, envolvendo os metassedimentos Macaúbas e Salinas. A duplicidade do ambiente metamórfico foi citada em diversos trabalhos e, de modo geral, a intensidade do metamorfismo aumenta de oeste para leste.

No perfil Virgem da Lapa-Itinga foi possível caracterizar uma xistosidade principal, plano axial, com direções preferenciais a NE, a qual transpõe uma xistosidade anterior (restos de charneiras e flancos de dobras isoclinais intrafoliais, transpostas). Uma fase de deformação posterior é indicada por uma clivagem de crenulação irregularmente desenvolvida (NNW, NE), que deve estar associada à macro-estruturação em antiformas e sinformas assimétricas. No domínio das intrusões graníticas do Médio Jequitinhonha observa-se a deformação local da macro-estrutura do Grupo Salinas, dada pela verticalização das dobras isoclinais e dos mergulhos da xistosidade principal.

As atitudes relativas aos planos de foliação S_1, S_2, S_3 , bem como do alongamento de minerais tomadas ao longo deste perfil foram lançadas no estereograma da figura 4, permitindo caracterizar:

- a geometria dos dobramentos D_1 , gerador de uma xistosidade S_1 , observada em alguns dos afloramentos, não pode ser reconstruída em função da intensidade de dobramentos posteriores.

- a fase D_2 desenvolveu uma superfície S_2 de transposição com megadobras indicando clara vergência para noroeste e uma orientação (B_2 construído) de $S47^\circ W/15^\circ$.

- a terceira fase é percebida de um modo geral a nível de afloramento através de superfícies (S_3) de crenulação, tendo comportamento cilíndrico com orientação (B_3 construído) de $N55^\circ E/12^\circ$.

No perfil realizado entre as localidades de Araçuaí e Novo Cruzeiro foram coletadas amostras de alguns afloramentos de rochas xistosas, para datação radiométrica. Somente em um deles (afloramento NO-29) ocorreu relativa distribuição nas relações Rb-Sr, permitindo seu estudo através de diagrama isocrônico. Trata-se de extenso afloramento localizado a aproximadamente 30 km de Araçuaí, constituído de quartzo-biotita-xistos carbonáticos laminados, e com xistosidade principal segundo $N80^\circ E/15^\circ NW$.

Cinco amostras desta unidade, apresentaram-se relativamente bem alinhadas no diagrama isocrônico Rb-Sr, e definiram uma isócrona com idade de 630 ± 30 Ma. e relação inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de 0,7086 (figura 5). Tal valor, plenamente concordante com o obtido por Sá (1977) de 660 ± 60 Ma., para uma relação inicial de 0,713 ($\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$), é aqui também interpretado como relativo à idade de metamorfismo dessas rochas, em condições de facies anfibolito.

Adicionalmente, a amostra NO-29-J foi analisada através do método K-Ar, em biotita, revelando uma idade aparente de 477 ± 16 Ma., que pode ser associada à época de resfriamento das rochas dessa região em temperaturas inferiores a 250°C (temperatura de retentivida-

de do Ar para as biotitas).

Dados adicionais relevantes na área do Grupo Salinas referem-se as idades isocrônicas Rb-Sr obtidas para os granitos da região de Itinga (Sã, 1977) e Coronel Murta (Siga Jr., 1986) intrusivos nos metassedimentos, e que acusaram respectivamente valores de 540 ± 10 e 525 ± 30 Ma..

Na região de Itinga, Sã (1977) descreve pegmatitos associados aos xistos Salinas, que acusaram através do método K-Ar em muscovita idades de 475 ± 18 Ma. (Lavra Cachoeira) e 500 ± 12 Ma. (Lavra Maxixe).

Em suma, nos metassedimentos Salinas a fase principal de metamorfismo desenvolveu-se aproximadamente há 600-650 Ma., estando o padrão de resfriamento, compatível com o soerguimento regional, que ocorreu cerca de 100 a 200 Ma. mais tarde.

ROCHAS GNÁISSICO - MIGMATÍTICAS

Na porção oriental da área pesquisada ocorrem rochas gnaíssicas bandadas, em parte migmatizadas, cuja composição mineralógica é bastante próxima de gnaisses kinzigíticos (Complexo Jequitinhonha-Almeida e Litwinski, 1984). Neste domínio destacam-se inúmeros batólitos e stocks graníticos, por vezes denotando caráter transicional com as rochas gnaíssicas deste setor. Esta unidade tem como limites (Silva et al., 1983) os granitóides do Complexo Medina (setor ocidental) e os gnaisses do Complexo Paramirim (setor norte-oriental, região sul da Bahia).

De modo geral, observa-se neste domínio a presença de gnaisses com bandamento característico, exibindo uma alternância rítmica de leitos claros e escuros (milimétricos a centimétricos), e de granulação média a grosseira. Os leitos escuros estão representados geralmente por biotita-granada-gnaisses, onde intercalam-se pacotes decimétricos a centimétricos de rochas calco-silicatadas, mármore, quartzitos e anfibolitos. Os leitos claros são quartzo-feldspáticos de composição normalmente granítica a granodiorítica. Por vezes os gnaisses apresentam-se finamente bandados, e a riqueza em biotita confere a rocha cor escura e estrutura xistosa. Quando é possível individualizar-se leitos claros e escuros, a rocha assume, via de regra, feições migmatíticas, caracterizada na maior parte dos afloramentos por estruturas estromáticas, eventualmente flebítica ou ptigmática, onde as bandas quartzo-feldspáticas representam leucossomas e as bandas biotíticas melanossomas.

Macroscopicamente esses gnaisses são constituídos por feldspato, quartzo, biotita e granada. Os acessórios são sillimanita, cordierita e localmente grafita.

O padrão estrutural deste setor é complexo, tendo sido descritas pelo menos três fases deformativas. O acamamento das rochas metassedimentares parece estar representado pela alternância de biotita-quartzo-gnaisses, quartzo-biotita gnaisses, lentes quartzíticas e calco-silicáticas.

Algumas atitudes relativas aos planos de foliação S_2 e S_3 , bem como do alongamento de minerais foram tomadas ao longo do perfil Jequitinhonha-Jacinto, e lançadas no estereograma da figura 6. Observa-se que a superfície S_2 (fase D_2) apresenta-se dobrada por uma fase posterior (fase D_3). Essa terceira fase é de modo geral representada por dobras cilíndricas, bem caracterizadas em alguns afloramentos, através da ondulação da superfície S_2 . Esse comportamento pode ser observado na figura 7 onde estão representados os polos relativos aos planos de foliação S_2 , o eixo das dobras tardias, e o plano axial, relativos a um único afloramento de gnaisses localizados entre Jacinto e Salto da Divisa (Fazenda Farpão). As dobras cilíndricas apresentaram orientação (B_3 construído) de $S74^{\circ}E/38^{\circ}$.

Falhamentos direcionais com postura tanto NE-SW, como NW-SE, além de reativações submeridianas que imprimem uma intensa foliação cataclástica que trunca a foliação regional são representados pelos alinhamentos de Itinga-Jequitinhonha, Itapebi-Boninal, Vitória-Ecoporanga, Itambacuri-Padre Paraíso, descritos por Silva et al. (1983).

Diversas determinações radiométricas foram realizadas nesta unidade através dos métodos Rb-Sr em rocha total e K-Ar em biotitas, principalmente nos arredores de Jeribá-Rio do Prado, Almenara e Girú.

Nas localidades de Jeribá-Rio do Prado, foram coletadas amostras para fins geocronológicos em seqüência de rochas gnáissicas bandadas (afloramentos AP-OS-16, 17, 18 e 19). Nestas rochas, as bandas escuras são ricas em biotita, quartzo e feldspato, ao passo que as bandas claras são ricas em quartzo, feldspato e granada. Por vezes observam-se nas bandas leucossomáticas restos das porções melanossomáticas. De um modo geral, os planos de xistosidade estão orientados para NNE, com caimento para SSW.

As amostras relativas ao afloramento AP-OS-18, localizado nas cercânias de Jeribá, apresentaram seus pontos analíticos bem distribuídos em diagrama isocrônico, alinhando tanto as frações leucos

somáticas como melanossomáticas. Neste mesmo diagrama foram representados dois pontos analíticos referentes ao afloramento AP-OS-16, bastante próximo e similar ao descrito anteriormente, que denotam colinearidade com os demais dados (figura 8). A reta de melhor ajuste indicou uma idade aparente de 586 ± 13 Ma. para uma relação inicial de $0,7184 \pm 0,0009$, e retrata a homogeneização isotópica completa, ao nível de rocha total, das amostras, no Ciclo Brasileiro. Interessante é notar que os pontos analíticos relativos ao afloramento próximo a Rio do Prado (AP-05-19), juntamente com uma amostra da localidade de Jeribá (AP-05-17C) apresentaram-se distribuídos abaixo do alinhamento anteriormente mencionado, evidenciando, numa primeira aproximação, tratarem-se de rochas com a mesma idade, porém com relação inicial inferior, da ordem de 0,710 (retas paralelas). Tal fato é sugestivo de envolvimento de materiais distintos na formação dessas rochas gnáissicas. Vale acrescentar que os valores relativamente elevados obtidos para as relações iniciais indicam uma origem parametamórfica ou, em sentido mais amplo, a partir de materiais sedimentares derivados da erosão de crosta continental.

Adicionalmente, foram realizadas determinações U-Pb em quatro frações de zircões com teores de urânio distinto, na amostra AP-OS-17, localizada nas proximidades de Jeribá. Três das frações analisadas (A,B,C) apresentaram-se relativamente alinhadas em diagrama $Pb^{206}/U^{238} \times Pb^{207}/U^{235}$, interceptando a concórdia em 590 ± 28 Ma. (figura 9). Uma das frações (D) posicionou-se ligeiramente abaixo deste alinhamento, denotando algum tipo de desequilíbrio isotópico. De qualquer modo, todos os pontos analíticos situam-se relativamente próximos do intercepto superior da Curva Concórdia, não havendo qualquer evidência de Pb remanescente que poderia indicar material pré-Brasiliano. Além disso, a idade obtida através do método U-Pb é virtualmente idêntica ao valor isocrônico Rb-Sr anteriormente discutido, de 586 Ma., indicando a época de formação dos zircões, ao mesmo tempo que a paragênese principal das rochas gnáissicas.

Idades isocrônicas do intervalo 570-590 Ma., com relações iniciais próximas a 0,710 foram obtidas adicionalmente para gnaisses bandados aflorantes nos arredores de Almenara e Girú, por Litwinski (1986).

Os valores geocronológicos obtidos por metodologias diferentes, Rb-Sr e U-Pb, e em pelo menos três locais distintos da mesma unidade, mostram-se bastante similares, devendo ser geologicamente significativo o intervalo 590-570 Ma.. Na opinião dos autores, nesta época deve ter ocorrido a formação da paragênese principal das rochas kin

zigíticas.

Silva et al. (1983) obtiveram para rochas gnáissicas que ocorrem no setor oeste de Almenara (afloramento 1132/122) idade isocrônica Rb-Sr de 640 ± 45 Ma., para uma relação inicial de $0,707 \pm 0,001$ (figura 10). Idade similar, porém com relação inicial mais elevada, da ordem de 0,717 foi obtida por Litwinski (1986), fora dos domínios do presente trabalho, nos arredores de Itamarajú (a leste da região). Em ambos os casos, os valores obtidos, em virtude dos seus erros experimentais relativamente elevados, não podem ser considerados absolutamente discordantes em relação ao valor de 590 Ma. anteriormente discutido, e baseado em dados de qualidade melhor. Por outro lado, é também viável imaginar que os episódios de homogeneização isotópica ligados ao metamorfismo regional não tenham sido rigorosamente sincrônicos, especialmente se considerarmos que a duração de um episódio metamórfico, ou pelo menos a anomalia termal associada, em ambiente de mesozona, é da ordem de dezenas de milhões de anos.

Os dados K-Ar por outro lado, todos realizados em biotita, e listados no apêndice 2, distribuíram-se no intervalo 540-480 Ma. com maior concentração no período de tempo 525-500 Ma., correspondendo as épocas de resfriamento regional dessa unidade, abaixo de temperaturas da ordem de 250°C.

INTERPRETAÇÃO GEOTECTÔNICA

A investigação geológica-geocronológica realizada neste domínio abrangeu os metassedimentos Salinas e as rochas gnáissico-migmatíticas do setor oriental, representando exposições respectivamente da supra e infraestrutura do cinturão brasileiro.

Os valores isocrônicos Rb-Sr obtidos para os metassedimentos, gnaisses e migmatitos da área pesquisada concentraram-se entre 660-570 Ma.. Tal intervalo representa o período principal de formação dessas rochas, caracterizando a intensidade e a grande expressão do ciclo Brasileiro na estruturação desse domínio. As relações iniciais (Sr^{87}/Sr^{86}) obtidas nos diferentes diagramas isocrônicos distribuíram-se aproximadamente no intervalo 0,708-0,720, denotando o envolvimento de materiais da crosta continental na formação dessas rochas.

Dado conclusivo refere-se a idade de 590 Ma. obtida através do método U-Pb em gnaisses, caracterizando a época de cristalização dos zircões das rochas desse setor.

Os dados K-Ar por outro lado, concentraram-se no intervalo 540-480 Ma. representando o período principal de resfriamento des

sas unidades. Note-se que este padrão K-Ar apresenta-se de um modo geral pouco mais jovem que o observado para o domínio ocidental (rochas gnáissico-migmatíticas de Itacambira-Barroco e metassedimentos Macaúbas), sugerindo que esta porção meso-catazonal brasileira permaneceu aquecida por mais tempo relativamente ao setor externo.

A presença de minerais aluminosos tais como granada e sillimanita, a riqueza em álcalis, e as elevadas relações iniciais ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) obtidas permitem admitir para a maioria desses litotipos uma origem através de sedimentos pelítico-aluminosos, com porções restritas de arenitos, rochas carbonáticas, e magmatismo básico.

Preliminarmente, e fora dos objetivos do presente trabalho, vale mencionar que mais de uma centena de análises geocronológicas foram realizadas por Siga Jr. (1986) nos batólitos e "stocks" graníticos que ocorrem frequentemente neste setor, indicando episódios brasileiros de caráter sin a tardi-tectônico (650-550 Ma.), tardi a pós-tectônico (550-500 Ma.), e pós-tectônico a anorogênico (500 - 450 Ma.). Aqui novamente, a riqueza em minerais aluminosos, álcalis, e as relativamente elevadas relações iniciais ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) sugerem a formação desses granitóides a zonas mais profundas deste domínio brasileiro, onde as condições P, T, atingem condições de anatexia.

O padrão geocronológico obtido, incluindo as rochas granitóides é bastante similar ao observado para áreas adjacentes à norte e sul deste domínio (Siga Jr., 1986; Litwinski, 1986) retratando a importância do Ciclo Brasileiro na estruturação deste cinturão. Note que não há qualquer evidência de rochas antigas entre as que foram datadas, e as elevadas relações iniciais ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) são compatíveis com uma origem através de ciclo sedimentar. Neste contexto, e considerando-se que várias centenas de datações foram realizadas neste cinturão utilizando-se de metodologias diferentes (K-Ar; Rb-Sr, e U-Pb), a hipótese de tratarem-se de rochas antigas rejuvenescidas no Brasileiro, deve ser descartada, uma vez que se houvesse transformação, tais precursores deveriam ser evidenciados (a exemplo do que ocorre entre os Grupos Paraíba e Órgãos).

Finalmente, vale acrescentar que na contra-parte Africana, o cinturão estudado tem como correspondente a cadeia W-Congo (figura 11), onde as vergências estruturais se dirigem sistematicamente para leste, contra o Craton do Congo. Nesta visão integrada verifica-se uma clara simetria em termos de zoneamento tectônico, em que terrenos de alto grau ocupam no Continente Africano posições ocidentais, e os terrenos de médio e baixo grau colocam-se em posições mais externas, já próximos às coberturas de plataforma.

Os dados radiométricos (U-Pb; Rb-Sr e K-Ar) disponíveis para o cinturão W-Congo (Cahen et al., 1984) sugerem para a primeira fase deformacional idades do intervalo 750-650 Ma., que encontram correspondência temporal no domínio epizonal brasileiro localizado a norte da área estudada (região de Itambê-Encruzilhada). Já os valores no intervalo 650-500 Ma., obtidos em migmatitos e granitóides da parte africana caracterizam a segunda fase deformacional, sendo similares aos dados observados para o domínio em pauta. Similares são também as elevadas relações iniciais (Sr^{87}/Sr^{86})_i, denotando a natureza ensialítica do cinturão que envolveria em sua evolução espessas seqüências geosinclinais com contribuição máfico-ultramáfica limitada.

Note que a geometria deste cinturão brasileiro de dupla vergência é condicionada claramente pelos Cratons do São Francisco e do Congo, que serviram de ante-país para a evolução das deformações orogênicas. Merece destaque ainda o fato desta faixa de dobramentos a apresentar terminação setentrional em forma de arco (Bahia/Gabon) desenvolvendo somente ao sul a tectogênese brasileira, caracterizando a união dos cratons do São Francisco e do Congo no Precambriano Superior.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Projeto RadamBrasil, em especial ao Geólogo Mario Ivan C. de Lima, ao Instituto de Geociências Aplicadas (IGA-MG) na pessoa do Geólogo Atahualpa Valença Padilha e ao CNPq (auxílio à pesquisa) pela inestimável ajuda recebida.

BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F.F.M. de - 1977 - O Craton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., SBG, São Paulo, 7(4): 349-64.
- Almeida, F.F.M. de e Litwinski, N. - 1984 - Província Mantiqueira - Setor Setentrional. In: O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda, 282-307.
- Araújo, A.G. de; Fragomeni, M.G.; Mello, M.P. e Litwinski, N. - 1980 - Projeto Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha, Estudos Geológicos, Belo Horizonte. Fund. Centro Tecn. de Minas Gerais, 1:3.
- Cahen, L.; Snelling, N.J.; Delhal, J.; Vail, J.R. - 1984 - The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press-Oxford, 512 p.
- Cobra, R.Q. - 1970 - Geologia da Área da Sudene ao Sul do Paralelo 16º - Minas Gerais. Sudene, Div. Geol. Recife (inédito).
- Fontes, C.Q.; Netto, C.; Costa, M.R.A.; Baltazar, O.F.; Silva, S.L. da

- e Vieira, V.S. - 1978 - Projeto Jequitinhonha, DNPM/CPRM, 1: 543 p.
- Inda, H.A.V.; Schorscher, H.D.; Dardenne, M.A.; Schobbenhaus, C.; Hara-lyi, N.L.E.; Branco, P.C.de A. e Ramalho, R. - 1984 - O Craton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: Geologia do Bra-sil - Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceâ-nica Adjacente, incluindo depósitos minerais 1:2.500.000 DNPM, p.193 - 248.
- Lima, M.I.C.de; Silva, J.M.R.da e Siga Jr., O. - 1984 - Esboço geotectô-nico das Folhas SD-24-Salvador e SE-24-Rio Doce. 33º Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, VII: 3325-3336.
- Litwinski, N. - 1986 - A evolução tectonotermal da região nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia. Tese de Doutorado. Apresentada no Inst. Geoc. Univ. São Paulo, 207 p.
- Pedrosa Soares, A.C.; Leonardos, O.H. e Correia Neves, J.M. - 1984 - As-pectos metamórficos de seqüências supracrustais da Faixa Araçuaí em Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, VII: 3056 - 3068.
- Pereira, A.D.C. e Ortiz, L.R.C. - 1980 - Reconhecimento geológico da Folha SE-23-XD (Capelinha). Operação 1006/80. Projeto Radambrasil , relatório interno, 381.G).
- Pereira, A.D.C.; Fonseca, E.G.; Braz, E.R.C.; Carmo, U.F.; Ortiz, L. R. C.; Souza Jr. J.J.; Oliveira, F.C.; Freire, F.A.; Marques, N.M.G. ; Reis, V.A. e Siga Jr., O. - 1984 - Projeto Radambrasil, Folha SE-23 Belo Horizonte, Rio de Janeiro, no prelo.
- Sã, J.H.da S. - 1977 - Pegmatitos litiníferos da Região de Itinga-Araçuaí, Minas Gerais. Tese de Doutorado, USP, 104 p.
- Siga Jr., O. - 1986 - A Evolução Geotectônica da Porção Nordeste de Mi-nas Gerais, com Base em Interpretações Geocronológicas. Dissertação de Mestrado-IGUSP, 140 p.
- Silva, J.M.R.da; Lima, M.I.C.de; Veronese, V.F.; Ribeiro Jr.,R.N.; Ro-cha, R.M.; Siga Jr.,O. - 1983 - Projeto Radambrasil, Folha SE- 24 Rio Doce, Rio de Janeiro, no prelo.
- Steiger, R.H. e Jäger, E. - 1977 - Subcommittee on geochronology: con-vention on the use of decay constants in geochronology and cosmo-chronology. A.A.P.G. Studies in Geology, 8: 67-71.

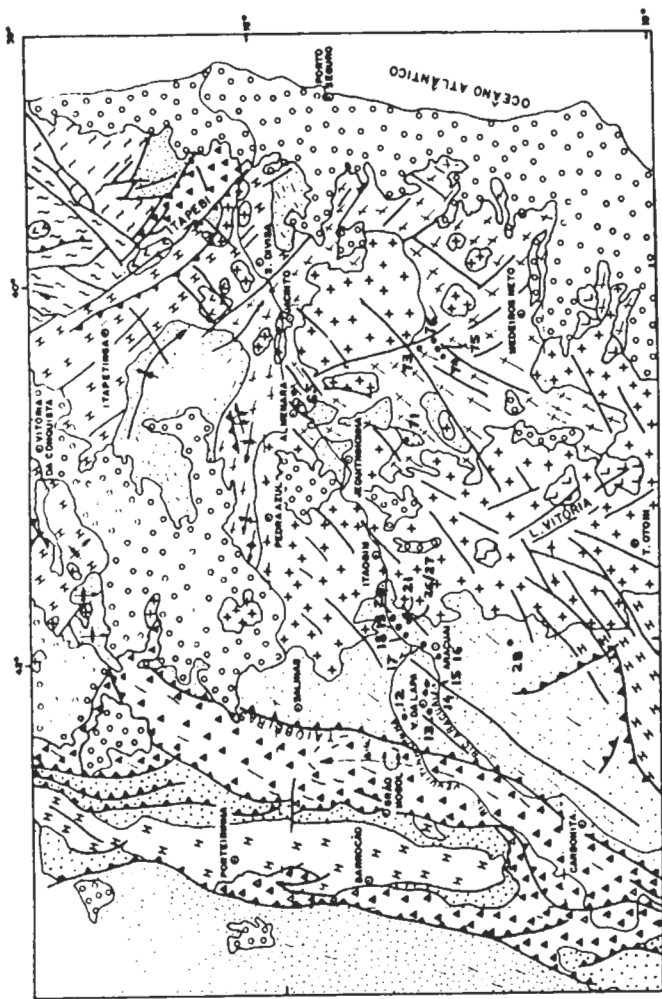


FIGURA 2. - ESBOÇO TECTÔNICO DA PORÇÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS E SUL DA BAHIA (MODIFICADO DE SCHOBENHAUS et al., 1981 - LIMA et al., 1983)

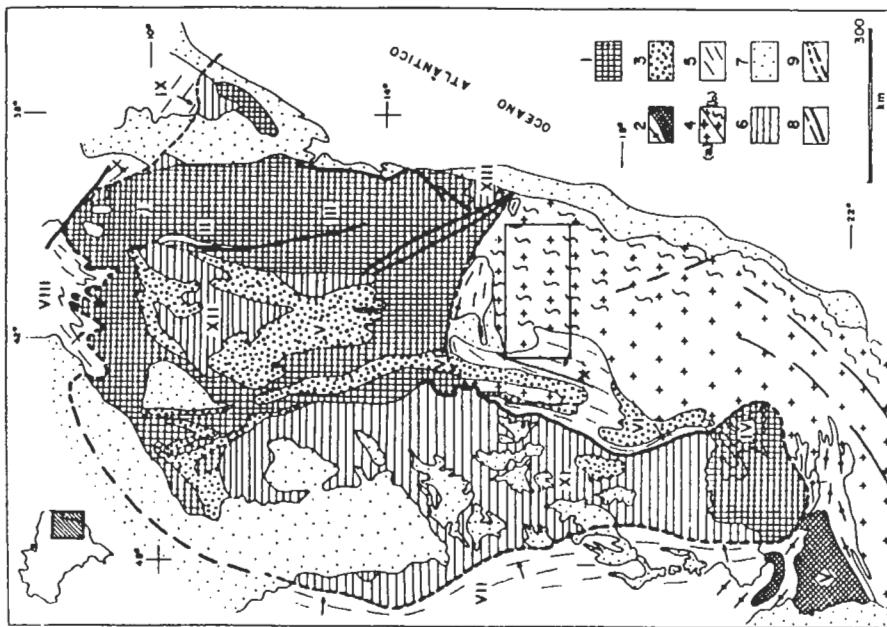


FIGURA 1. - POSICIONAMENTO TECTÔNICO DA ÁREA INVESTIGADA. 1- ÁREAS PRÉ-TRAMPA, JACOBINA (I), COMPLEXO JERUÍE (III), QUADRILÁTERO FERRIFERO (IV), 2- FAIXA DOBRA-JACOBINA (II), COMPLEXO JERUÍE (III), QUADRILÁTERO FERRIFERO (IV), 3- FAIXA DOBRA-DA URUQUA E MACIÇO BAMBUI (V), 4- ÁREAS ESPINHAÇO E COBERTURAS RELACIONADAS NA CHAPADA DA MANTENA (VI), 5- ÁREAS MEXO E CATAZOMBAS BRASILEIRAS (b) e/ou ROCHAS POLIBREITAMÓRFICAS PRÉ-BRASILEIRAS (a), 6- UNIDADES BRASILEIRAS, FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VII), 7- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 8- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 9- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 10- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 11- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 12- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII). 13- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 14- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 15- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 16- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 17- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 18- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 19- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 20- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 21- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 22- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 23- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 24- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 25- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 26- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 27- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 28- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 29- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 30- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 31- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 32- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 33- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 34- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 35- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 36- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 37- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 38- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 39- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 40- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 41- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 42- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 43- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 44- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 45- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 46- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 47- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 48- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 49- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 50- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 51- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 52- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 53- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 54- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 55- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 56- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 57- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 58- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 59- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 60- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 61- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 62- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 63- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 64- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 65- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 66- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 67- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 68- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 69- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 70- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 71- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 72- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 73- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 74- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 75- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 76- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 77- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 78- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 79- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 80- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 81- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 82- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 83- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 84- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 85- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 86- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 87- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 88- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 89- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 90- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 91- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 92- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 93- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 94- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 95- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 96- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 97- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 98- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 99- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII), 100- FAIXA DE DOBRAMENTOS NOROCCIDENTAIS (VIII).

APÊNDICE 2 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCIA TOTAL PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº Ordem	Nº Laboratório	Nº Campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade Conv. (m.a./r.i=0,705)	Idade Isocr. (m.a.)	R.i.	Ref.
28	7014	NO-29-C	Xisto	109,4	676,3	0,71275	0,468	-	630 ± 30	0,7086	1
28	7017	NO-29-J	Xisto	114,6	508,5	0,71473	0,653	-	630 ± 30	0,7086	
28	7018	NO-29-K	Xisto	185,6	497,5	0,71795	1,081	-	630 ± 30	0,7086	
28	7015	NO-29-D	Xisto	136,1	375,3	0,71775	1,051	-	630 ± 30	0,7086	
28	7016	NO-29-I	Xisto	122,6	396,3	0,71680	0,896	-	630 ± 30	0,7086	
19	1481	JH-26-A	Xisto	179,9	118,4	0,7541	4,42	-	660	0,713	4
18	1478	JH-25	Xisto	82,3	90,1	0,7398	2,65	-	660	0,713	
20	1479	JH-20-B	Xisto	125,4	111,7	0,7443	3,26	-	660	0,713	
21	1480	JH-23-A	Xisto	124,8	110,8	0,7474	3,27	-	660	0,713	
21	1521	JH-23-P	Xisto	127,9	70,7	0,7605	5,27	-	660	0,713	
12	1801	JH-004-B	Xisto	138,2	233,3	0,7297	1,71	-	660	0,713	
13	1802	JH-008	Xisto	114,7	237,4	0,7255	1,40	-	660	0,713	
14	1803	JH-011	Xisto	105,8	200,0	0,7254	1,53	-	660	0,713	
15	1804	JH-014	Xisto	187,1	119,4	0,7520	4,55	-	660	0,713	
16	2052	JH-223	Xisto	130,4	76,6	0,7586	4,95	-	660	0,713	
17	2053	JH-222	Xisto	151,7	134,4	0,7508	3,28	-	660	0,713	
74	7361	AP-05-16-A	Gnaiss	197,0	84,8	0,77308	6,767	-	586 ± 13	0,7184	1
74	7362	AP-05-16-B	Gnaiss	202,8	79,9	0,78066	7,399	-	586 ± 13	0,7184	
76	7365	AP-05-18-D	Gnaiss	123,9	90,0	0,75230	4,002	-	586 ± 13	0,7184	
76	7366	AP-05-18-H	Gnaiss	216,8	103,0	0,76994	6,129	-	586 ± 13	0,7184	
76	7367	AP-05-18-I	Gnaiss	248,7	82,8	0,79144	8,765	-	586 ± 13	0,7184	
76	7368	AP-05-18-J	Gnaiss	187,1	104,5	0,76135	5,209	-	586 ± 13	0,7184	
76	7369	AP-05-18-K	Gnaiss	177,6	161,8	0,74482	3,188	-	586 ± 13	0,7184	
76	7370	AP-05-18-N	Gnaiss	182,3	91,3	0,76835	5,813	-	586 ± 13	0,7184	
76	7364	AP-05-18-C	Gnaiss	131,0	87,1	0,75741	4,374	-	não computado	-	
76	7371	AP-05-18-O	Gnaiss	230,0	82,0	0,78184	8,177	-	não computado	-	
75	7363	AP-05-17-C	Gnaiss	126,8	351,0	0,71864	1,047	-	586	0,719	
72	7451	AP-05-19-B	Gnaiss	182,4	259,8	0,72784	2,036	-	586	0,719	
72	7512	AP-05-19-C	Gnaiss	47,9	752,2	0,70947	0,184	-	586	0,719	
72	7452	AP-05-19-D	Gnaiss	163,7	287,1	0,72515	1,653	-	586	0,719	
62	5846	1132/122.3	Gnaiss	127,3	311,0	0,7179	1,19	-	640 ± 45	0,707	6
62	5761	1132/122.4	Gnaiss	218,1	286,0	0,7273	2,21	-	640 ± 45	0,707	
62	5762	1132/122.5	Gnaiss	177,2	282,1	0,7241	1,82	-	640 ± 45	0,707	
62	5763	1132/122.6	Gnaiss	141,2	289,9	0,7209	1,41	-	640 ± 45	0,707	
66	-	SD-41-A	Gnaiss	188,3	104,9	0,7680	5,23	-	600	0,723	7

APÊNDICE 3 - DADOS ANALÍTICOS U-Pb PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº Ordem	Nº Campo	Rocha	Material	207/235	206/238	Idade (m.a.)	Ref.
75	AP-05-17.A	Gnaiss	zircao	0,71034	0,08702	590 ± 28	1
75	AP-05-17.B	Gnaiss	zircao	0,66572	0,08259	590 ± 28	
75	AP-05-17.C	Gnaiss	zircao	0,65253	0,08004	590 ± 28	
75	AP-05-17.D	Gnaiss	zircao	0,62320	0,07477	590 ± 28	

APÊNDICE 1 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº Ordem	Nº Laboratório	Nº Campo	Rocha	Mat.	%	Ar ⁴⁰ rad.x10 ⁻⁶ ccSTP/g	%Ar ⁴⁰ atm.	Idade (m.a.)	Ref.
26	3220	Lavra Cachoeira	Pegmatito	Musc.	7,930	167,30	26,27	474 ± 18	4
27	3232	Lavra Maxixe	Pegmatito	Musc.	8,020	178,80	6,19	498 ± 12	
28	5613	NO-29-J	Xisto	Biot.	5,6586	119,98	5,52	477 ± 16	1
65	2380	ALM-1	Gnaiss	Biot.	7,83	166,1	17,1	477 ± 30	7
73	2335	ALM-186	Gnaiss	Biot.	7,68	189,0	4,8	543 ± 22	
71	2307	ALM-104-B	Trem.Xisto	Trem.	0,231	5,77	32,5	550 ± 34	
71	2312	ALM-104-C	Trem.Xisto	Trem.	0,068	2,24	34,1	695 ± 40	
74	5558	AP-05-16-B	Gnaiss	Biot.	6,5232	154,09	77,43	525 ± 65	1
75	5559	AP-05-17-D	Gnaiss	Biot.	7,4594	169,88	62,99	510 ± 43	
76	5585	AP-05-18-H	Gnaiss	Biot.	7,1793	160,38	28,22	500 ± 22	

1 - Silva Jr., O. - 1986

4 - Sá, J.H.S. - 1977

6 - Silva, J.M.R., et al - 1983

7 - Cordani, U.G. - 1973

APLICAÇÃO DOS ISÓTOPOS DE Sr E Pb NAS ROCHAS GNÁISSICO-MIGMATÍTICAS DE ITACAMBIRA-BARROÇÃO

Oswaldo Siga Junior (IBGE), Umberto G. Cordani (IGUSP), Koji Kawashita (IGUSP), Miguel A. S. Basei (IGUSP) e Paul W. Taylor (Univ. of Oxford)

ABSTRACT

This work tries to show the potential of the Rb-Sr, Pb-Pb and K-Ar methods applied to basic geological mapping. The different interpretative values of these methodologies contribute to the understanding of the tectonic processes developed in the southeastern border of the São Francisco Craton.

The Rb-Sr and Pb-Pb isotopic data for the gnaissic-migmatitic unit of this sector indicates their generation during the Archean (-2.7 Ga) and Early Proterozoic (-2.1 Ga.). The high (Sr^{87}/Sr^{86})_i and u_1 values also suggest an origin through reworking of older crustal rocks.

The K-Ar data (and one fission track age) allow the thermal history of this domain to be delineated and suggest a vertical tectonic in the Late Brazilian Cycle, putting side by side blocks formed in different depths.

INTRODUÇÃO

A finalidade principal do presente trabalho é demonstrar a potencialidade dos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e K-Ar quando aplicados aos trabalhos básicos de geologia regional, permitindo através de comparação das interpretações por metodologia, contribuir para o entendimento dos processos tectônicos desenvolvidos. São elaboradas com base nas evidências isotópicas de Sr e Pb, considerações a respeito da origem do material, retrabalhado e/ou acrescido durante a evolução geodinâmica deste setor, marginal ao Craton do São Francisco. Apesar da

falta de dados geocronológicos em determinadas áreas, o acervo existente é considerado satisfatório para o entendimento da evolução geológica, no sentido de propiciar o discernimento das principais épocas em que ocorreram formação de rochas no núcleo de Itacambira-Barroco.

O conjunto radiométrico (Rb-Sr, Pb-Pb e K-Ar), presente e disponível atinge cerca de 50 determinações (listadas nos apêndices 1, 2 e 3), sendo que aquelas incluídas em trabalhos anteriores são aqui reavaliadas nas interpretações integradas, tendo em vista os novos resultados disponíveis. O esboço geológico (figura 1) apresenta adicionalmente a localização das amostras datadas.

As determinações radiométricas, utilizando-se dos métodos Rb-Sr e K-Ar foram efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, da Universidade de São Paulo.

As análises Rb-Sr foram realizadas segundo técnicas descritas em Kawashita (1972) e Kawashita et al. (1983). Os valores da razão Sr^{87}/Sr^{86} obtidos foram normalizados para a relação $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$ e as demais constantes utilizadas nos cálculos seguiram as normas propostas por Steiger e Jäger (1977): $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ e $(Rb^{85}/Rb^{87})_n = 2,5076 \pm 0,0037$.

As análises radiométricas K-Ar em minerais e em rocha total foram efetuadas segundo técnicas descritas por Amaral et al. (1966), com pequenas modificações. As constantes utilizadas nos cálculos de idades foram: $\lambda_{K^{40}} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$; $K_{\text{capk}}^{40} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$; $Ar^{40}/Ar^{36} \text{ atm.} = 295,5$; e $K^{40} = 0,01167\% K_T$.

As análises isotópicas pelo método Pb-Pb foram processadas em rocha total nos laboratórios do Departamento de Geologia e Mineralogia da Universidade de Oxford. Os métodos de representação gráfica e interpretação dos dados Pb-Pb, bem como os cálculos de parâmetros-modelo acham-se descritos em Taylor et al. (1980).

QUADRO TECTÔNICO-GEOLÓGICO

O posicionamento da região em questão, dentro de um quadro geotectônico que engloba as áreas adjacentes pode ser observado na figura 2. A área investigada ocupa a borda sul e sudeste do Craton do São Francisco, em Minas Gerais, compondo com as regiões vizinhas a NE e com o setor costeiro adjacente uma estrutura em forma de um grande arco, limitado pelos falhamentos inversos, que circundam a entidade cratônica. Os inúmeros empurrões, e a vergência geral, sugerem esforços cujas resultantes se mostram radiais, dirigidas contra o anteparo cratônico. Nesta visão integrada, observa-se que nas bordas desta es-

trutura, em forma de arco, ocorrem de modo geral as seqüências supra-crustais da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida, 1977), desenvolvidas no Proterozóico Superior, bem como seqüências anteriores, a exemplo das rochas gnáissico-migmatíticas de Itacambira-Barroco, retrometamorfisadas neste período. Esses terrenos representam o domínio brasileiro externo, sendo grosseiramente limitados a leste pelo falhamento inverso, denominado Taiobeiras. Neste domínio ocorrem os metassedimentos de baixo grau metamórfico (facies xisto-verde, zonas da clorita e biotita) da faixa Araçuaí, tipificados principalmente pelos metadiamictitos do Grupo Macaúbas, bem como, os metassedimentos do sistema Espinhaço, claramente envolvidos pela tectônica brasileira. Tem ainda como representantes as rochas gnáissico-migmatíticas da estrutura anticlinal de Itacambira-Barroco, cujo padrão de resfriamento (dados K-Ar) indica retrometamorfismo relativo ao Proterozóico Superior.

Já, no setor centro-oriental desta estrutura em forma de arco predominam rochas de médio a alto grau, representadas pelos metassedimentos Salinas, rochas gnáissicas-migmatíticas, e batólitos e stocks graníticos. Os dados geocronológicos indicam o metamorfismo e a formação destas rochas no Proterozóico Superior, caracterizando porções mais internas deste domínio brasileiro.

Diversos trabalhos, vinculados principalmente a programas de reconhecimento regional, envolveram o estudo das rochas de Itacambira-Barroco a exemplo de Moraes et al. (1937), Cobra (1970), Amaral et al. (1976), Costa e Romano (1976), Fontes et al. (1978), Drummond et al. (1980), Pereira et al. (1984), Inda et al. (1984), Almeida e Litwinski (1984), entre outros. De modo geral, esses estudos incluíram neste complexo biotita-gnaisses localmente migmatíticos, biotita - hornblenda-gnaisses, granitos, granito-gnaisses, gnaisses porfiroblásticos, migmatitos, gnaisses cataclásticos, cataclasitos, milonitos e filonitos. Ocorrem também rochas metabásicas, sob a forma de lentes e bandas, geralmente xistificadas e cloritizadas, e de composição predominantemente anfibolítica.

As rochas deste complexo compõem uma estrutura anticlinal, com direção aproximada N-S, e caimento para sul. Os flancos são representados por rochas quartzíticas, pertencentes ao sistema Espinhaço. Observa-se, em todas as rochas do complexo gnáissico-migmatítico, uma ação dinamo-metamórfica intensa, evidenciada pela presença dos termos cataclásticos mencionados, que mostram alinhamentos de direção predominante NW-SE. Tais orientações contrastam com os planos de foliação gnáissica, os quais se dispõem para NE, com mergulhos sistemáticos para SE.

PADRÃO GEOCRONOLÓGICO

As amostras coletadas nas etapas de campo objetivaram caracterizar geocronologicamente este setor marginal ao Craton do São Francisco. Tal estudo, realizado principalmente em rochas gnáissicas e migmatíticas dos arredores de Botumirim e Barrocoão permitiu demonstrar que o complexo inclui materiais de idades diferentes, formados em épocas distintas, ou que sofreram diferentes evoluções geológicas. De qualquer forma, foram caracterizados alguns padrões geocronológicos, como segue:

Os dados analíticos Rb-Sr referentes aos gnaisses cataclásticos do afloramento NO-12, localizado a NW de Botumirim, apresentaram-se relativamente alinhados em diagrama isocrônico, com idade de 2.640 ± 130 Ma., para uma relação inicial (Sr^{87}/Sr^{86})_i de $0,708 \pm 0,007$ (figura 3). Neste diagrama foram tentativamente plotados os pontos analíticos dos gnaisses 1195/569 e 179/174-1, coletados pelo Projeto Radam Brasil respectivamente nos arredores de Botumirim e Barrocoão. Tais dados mostraram-se alinhados com os demais, referentes ao afloramento NO-12. A relativa dispersão dos pontos, em termos de diagrama, ocasiona elevado erro na idade, bem como imprecisão no valor da relação inicial, o que não permite, em princípio, discernir se o material analisado representa adição juvenil, ou provém de material crustal anterior, em rochas retrabalhadas na época. A dispersão observada, em amostras quase seguramente cogenéticas, coletadas num mesmo afloramento, reflete provavelmente a ação de fluidos hidrotermais, ativos em associação com a deformação cataclástica observada. Tais fluidos podem provocar relativa mobilização de Rb e Sr entre os minerais primários e secundários das rochas afetadas, acarretando modificações nas composições das amostras de rocha total.

Amostras do mesmo afloramento NO-12, analisadas através do método Pb-Pb em rocha total, denotaram novamente certa dispersão em diagrama isocrônico, em que a reta de melhor ajuste apresenta idade de 2780 ± 100 Ma., e u_1 de $9,048 \pm 0,029$ (figura 4). A figura mostra que a composição isotópica do Pb apresenta grande predominância dos componentes radiogênicos, o que indicaria, em princípio, material retrabalhado a partir de chumbo crustal, evoluído em mais do que dois estágios. Isto é confirmado pelo valor extremamente elevado de u_1 , que virtualmente impossibilita a hipótese de uma origem "mantélica" dos gnaisses do afloramento NO-12.

De qualquer forma, os valores das idades isocrônicas

Rb-Sr e Pb-Pb, embora ambos sujeitos a grande incerteza analítica, são concordantes e indicam a formação das rochas datadas por volta de 2700 Ma., no Arqueano tardio.

Os afloramentos NO-10 e NO-11, localizados nos arredores de Barroco são representados por gnaisses cataclásticos nos quais se destacam mobilizados quartzo-feldspáticos, por vezes constituindo veios que atingem até cerca de 50 cm de espessura. Os dados analíticos Rb-Sr relativos a porção gnáissica de ambos afloramentos foram incluídos num único diagrama isocrônico Rb-Sr (figura 5). A reta de melhor ajuste calculada para 9 dos pontos, que exibiram certa colinearidade visível, indicou uma idade aparente de 2230 ± 60 Ma., com razão inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ muito elevada, de $0,736 \pm 0,006$. Dois pontos (NO-11-A, NO-10-D) mostraram-se relativamente afastados da reta e não foram computados.

Na mesma figura 5 foram colocados os pontos relativos aos veios quartzo-feldspáticos com granada (NO-11-B.2, 3, 5 e 6). Estes posicionaram-se claramente acima da linha de melhor ajuste das amostras NO-10 e NO-11, mostrando que não pertencem ao mesmo conjunto. Tentativamente, traçou-se por estes pontos uma reta média, paralela, e, portanto, com a mesma idade aparente de 2230 Ma., porém com relação inicial da ordem de 0,80, sugerindo uma origem palingenética para o material de veios granadíferos.

Esses mesmos gnaisses dos afloramentos NO-10 e 11 foram, adicionalmente, estudados através do método Pb-Pb em rocha total. Como no caso anterior, da figura 4, aqui também, as amostras revelaram uma composição isotópica de Pb em que prevalecem os isótopos radiogênicos, mas a isócrona traçada (figura 6) acusou idade aparente mais jovem (2020 ± 120 Ma.) e um valor de u_1 ainda mais elevado de $9,217 \pm 0,063$.

As idades obtidas através dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb, embora não sejam concordantes, sugerem, levando-se em conta o erro analítico, a formação dessas rochas por volta de 2000-2200 Ma.. Além disso, o elevado valor da relação inicial (0,736), coaduna-se com o parâmetro u_1 (9,217), caracterizando uma origem através de retrabalhamento de materiais com vida crustal anterior.

Como foi observado pouco acima, é possível que a cataclase imposta às rochas de Itacambira-Barroco, associada à forte sautirização dos seus plagioclásios, tenha sido responsável pela relativa dispersão dos pontos analíticos nos diagramas estudados, e pelo elevado erro obtido nas idades isocrônicas. Esse raciocínio é reforçado pela datação da rocha cataclástica 1195/573, coletada pelo Projeto Ra-

dambrasil nos arredores de Botumirim. Sua análise, através do método Rb-Sr indica uma posição do ponto analítico abaixo das retas isocrônicas discutidas (ver figura 5). Petrograficamente tal amostra, além de totalmente triturada, apresenta os cristais de plagioclásio completamente substituídos por sericita e epidoto. Sua idade Rb-Sr calculada é do Proterozóico Inferior, ficando delimitada no intervalo entre 2200 Ma. (r.i. = 0,705) e 1900 Ma. (r.i. = 0,730).

Os dados K-Ar, obtidos nas biotitas dos afloramentos NO-12 e NO-10, apresentaram idades de 632 ± 22 e 670 ± 18 Ma. respectivamente, refletindo que esta porção sofreu os efeitos relativos ao ciclo Brasileiro, bem caracterizado na parte oriental da área. Essas mesmas amostras, analisadas num concentrado mixto de biotita e anfibólio, apresentaram idades de 633 ± 10 (NO-12) e 708 ± 16 Ma. (NO-10), representando valores híbridos (temperatura de fechamento biotita-anfibólio).

Outros dados obtidos através do método K-Ar referem-se as análises em rocha total dos gnaisses 1195/575 coletados ao norte de Barroão (próximo a Catuni), que acusou idade de 635 ± 13 Ma. e NO-13, coletada ao sul de Barroão, que apresentou idade de 574 ± 10 Ma.. Tais idades são aqui interpretadas como reflexas da tectônica brasileira imposta ao setor e que atingiu neste período, ou pouco antes, temperaturas de pelo menos 300°C.

Interessante é notar que dois outros dados K-Ar, um relativo a muscovita de um veio pegmatítico das proximidades de Itacambira (PB-CI-19) e o outro, obtido em biotita de rocha gnáissica localizada a leste de Catuni (CI-21) apresentaram respectivamente idades de 1965 ± 65 Ma. e 950 ± 30 Ma.. O primeiro valor parece indicar que esta porção da área estudada foi poupada aos efeitos térmicos do ciclo Brasileiro, retratando um resfriamento transamazônico do setor. A mesma muscovita (PB-CI-19) apresenta uma idade de 1180 ± 90 Ma. pelo método dos traços de fissão, confirmando que este terreno não sofreu aquecimento durante a orogênese brasileira, e seu último resfriamento, abaixo de 200-250°C, ocorreu bem antes, no Proterozóico Médio.

O dado mais jovem (950 Ma.) obtido em amostra da porção norte da região, pode refletir uma perda parcial de Ar e, neste caso, o valor obtido não teria significação geológica. Por outro lado, deve ser ressaltado que idades similares foram obtidas em biotitas de rochas gnáissicas posicionadas mais a norte, fora dos limites da área em estudo. Tais valores K-Ar, no intervalo 1600-800 Ma. tem significação geológica duvidosa, podendo estar associados aos eventos tectonotermais do Ciclo Espinhaço, no Proterozóico Médio.

EVIDÊNCIAS ISOTÓPICAS SOBRE A EVOLUÇÃO CRUSTAL

Os dados geocronológicos e isotópicos de Sr, que constituem a maioria das análises aqui realizadas e discutidas, associados aos isótopos de Pb, podem ser utilizados para indicar o material originário das unidades regionais estudadas, seja através da participação relativa de sial juvenil, derivado do manto, ou através de crosta retrabalhada.

Com este intuito, ou seja, na tentativa de esclarecer pontos importantes acerca da origem dos materiais e sua evolução crustal, foram construídas curvas de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico para os diferentes afloramentos da área pesquisada. Nesses diagramas, como premissa básica, os valores obtidos para as relações Sr^{87}/Sr^{86} que se situam nas proximidades da curva de evolução de Sr^{87}/Sr^{86} do manto em função do tempo geológico (Faure e Powell, 1972) são admitidos como relativos a magmas oriundos do manto superior, embora uma origem por retrabalhamento da crosta inferior não possa ser excluída. Os valores situados acima desta linha são admitidos como resultantes de processos que envolvem vários mecanismos de fusões crustais (anatexia total ou parcial, palingênese) com participação de crosta continental.

Por outro lado, em contraste à situação do Rb e do Sr assim definida, sabe-se que a evolução isotópica do Pb radiogênico na crosta continental inferior é severamente retardada em relação à do manto, permitindo através das relações U^{238}/Pb^{204} (valores u_1) distinguir entre materiais oriundos do manto superior e materiais representantes de retrabalhamento da crosta inferior.

Na figura 7 estão representados dois padrões de crescimento da relação isotópica Sr^{87}/Sr^{86} para as rochas gnáissico-migmatíticas de Itacambira-Barroco. Observa-se que o ponto A (relativo ao afloramento NO-12) situa-se ligeiramente acima da curva dos materiais derivados do manto há 2640 Ma., e que sua linha evolutiva aproxima-se há 2230 Ma. da relação Sr^{87}/Sr^{86} do ponto B (afloramentos NO-10 e 11). Tal fato sugere uma derivação deste material mais jovem por refusão de crosta pré-existente, contemporânea aos gnaisses do afloramento NO-12.

Adicionalmente, os dados isotópicos de Pb relativos aos afloramentos NO-10, 11 e 12 foram lançados conjuntamente no diagrama Pb^{207}/Pb^{204} x Pb^{206}/Pb^{204} (figura 8). Observa-se que a linha B (relativa aos gnaisses mais jovens) representa uma ramificação da linha A (relativa aos gnaisses mais antigos), sugerindo novamente uma derivação

das rochas gnáissico-migmatíticas dos afloramentos NO-10 e 11 (mais jovens) de rochas contemporâneas às do afloramento NO-12 (mais antigas).

Vale ressaltar que o ponto A situa-se pouco acima da curva dos materiais derivados do manto, e com elevado erro analítico, o que permite apenas sugerir uma origem a partir do retrabalhamento de rochas com vida crustal anterior. Tal hipótese, de derivação crustal, torna-se viável através do elevado valor de u_1 ($9,048 \pm 0,029$) obtido no diagrama Pb-Pb para as rochas do afloramento NO-12.

Valor de u_1 igualmente elevado ($9,217 \pm 0,063$) é observado para rochas dos afloramentos NO-10 e 11, demonstrando juntamente com a elevada relação $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ obtida, um modelo evolutivo fortemente alicerçado em retrabalhamentos crustais no Proterozóico Inferior.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aplicação dos isótopos de Sr e Pb em rochas gnáissico-migmatíticas de Itacambira-Barroco permitiram caracterizar a natureza policíclica deste setor, marginal ao Craton do São Francisco, com porções antigas, formadas no Arqueano, outras formadas no Proterozóico Inferior (Ciclo Transamazônico).

O estudo das relações isotópicas do Sr ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$)_i associadas aos isótopos de Pb (u_1) indicam para este domínio um modelo evolutivo fortemente alicerçado em retrabalhamento crustais nas épocas assinaladas, sugerindo adicionalmente através dos diagramas estudados uma derivação do material mais jovem por refusão de crosta pré-existente, contemporânea em idade aos gnaisses mais antigos.

Os dados K-Ar e adicionalmente o valor obtido através de traços de fissão assumem grande importância por caracterizarem porções aquecidas no Brasileiro ao lado de outras mais antigas (idades do Proterozóico Médio). Tal padrão é indicativo de uma tectônica brasileira, que teria colocado lado a lado terrenos formados em diferentes profundidades. Neste contexto, alguns desses blocos constituíam porções relativamente elevadas no Proterozóico Superior, enquanto que outros ultrapassaram a isoterma de 250°C (dados K-Ar das biotitas), comprovando a posição marginal desse setor em relação a orogenia brasileira.

Os efeitos desta dinâmica estão bem caracterizados neste domínio através de "trends" predominantemente NE/SW com vergência constante para oeste (rumo ao Craton do São Francisco), a forte cataclase imposta aos gnaisses de Itacambira-Barroco, os empurrões voltados para oeste, e o metamorfismo crescente para as regiões vizinhas a

leste onde se observam rochas meso e catazonais brasileiras.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seus agradecimentos ao Projeto Radambrasil, em especial aos Geólogos Alex Domingos C. Pereira e Eneas Goes da Fonseca e a Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais através do Geólogo Newton Litwinski pela inestimável ajuda recebida.

Agradecimentos são devidos também aos técnicos do Centro de Pesquisas Geocronológicas pela assistência recebida na parte analítica da pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. de - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Bol.Div.Geol.Mineral, Rio de Janeiro, 241, 36p.
- Almeida, F.F.M. de - 1977 - O Craton do São Francisco. Rev.Bras.Geoc., SBG, São Paulo, 7(4): 349-364.
- Almeida, F.F.M. de e Litwinski, N. - 1984 - Província Mantiqueira. Setor Setentrional. In: O Pré-Cambriano do Brasil, Ed. Edgard Blücher Ltda, 282-307.
- Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. e Reynolds, J.H. - 1966 - Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosm. Acta, 30: 159-189.
- Amaral, G.; Matos, J.T.de; Almeida Filho, R.; Cunha, R.P. e Paradelo, W.R. - 1976 - Carta Geológica ao Milionésimo da Folha Belo Horizonte com Base na Interpretação de Imagens Landsat. XXIX Congr. Bras. Geol., SBG, Ouro Preto, 4: 229-238.
- Cobra, R.Q. - 1970 - Geologia da Área da Sudene ao Sul do Paralelo 16º Minas Gerais. Sudene, Div.Geol. Recife.
- Costa, M.T.da e Romano, A.W. - 1976 - Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Belo Horizonte. IGA, Escala 1:1.000.000.
- Drumond, J.B.V.; Von Sperling, E. e Raposo, F.O. - 1980 - Projeto Porteirinha - Monte Azul (1:50.000). Rel. Final, CPRM/DNPM-Inédito.
- Fontes, C.Q.; Netto, C.; Costa, M.R.A.; Baltazar, O.F.; Silva, S.L. da e Vieira, V.S. - 1978 - Projeto Jequitinhonha. DNPM/CPRM, 1:543 p.
- Inda, H.A.V.; Schorscher, H.D.; Dardenne, M.A.; Schobbenhaus, C.; Harylyi, N.L.E.; Branco, P.C.de A. e Ramalho, R. - 1984 - O Craton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica

- ca Adjacente, incluindo depósitos minerais 1:2.500.000 DNPM, p.193-248.
- Kawashita, K.; Sato, K. e Sonoki, I.K. - 1983 - Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" num espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Publ. Interna do CPGeo, 14 p.
- Moraes, L.J.de - 1937 - Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais. SFPM-DNPM, Bol. 19.
- Pereira, A.D.C.; Fonseca, E.G.; Braz, E.R.C.; Carmo, U.F.; Ortiz, L. R.C.; Souza Jr. J.J.; Oliveira, F.C.; Freire, F.A.; Marques, N. M. G.; Reis, V.A. e Siga Jr., O. - 1984 - Projeto RadamBrasil, Folha SE-23-Belo Horizonte, Rio de Janeiro, DNPM, no prelo.
- Siga Jr., O. - 1986 - A Evolução Geotectônica da Porção Nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Dissertação de Mestrado. IGUSP, 140 p.
- Steiger, R.H. e Jäger, E. - 1977 - Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. A.A.P.G. Studies in Geology, 8: 67-71.

APÊNDICE 2 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº Ordem	Nº Laboratório	Nº Campo	Rocha	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade Conv. (m.a./t.t.=0,705)	Idade Isocr. (m.a.)	R.i.	Ref.
4	6994	NO-10-B	Gnaisse	232,2	100,5	0,95909	6,853	-	2230 ± 60	0,736	1
4	7225	NO-10-D	Gnaisse	202,6	97,6	0,92070	6,134	2434 ± 72	não computado	-	
4	6996	NO-10-E	Gnaisse	198,9	71,0	1,00512	8,346	-	2230 ± 60	0,736	
4	6997	NO-10-H	Gnaisse	205,6	110,5	0,91162	5,493	-	2230 ± 60	0,736	
5	6998	NO-11-A-1	Gnaisse	223,6	79,2	1,02150	8,424	2605 ± 75	não computado	-	
5	6999	NO-11-A-2	Gnaisse	232,3	77,6	1,01989	8,931	-	2230 ± 60	0,736	
5	7000	NO-11-A-7	Gnaisse	226,7	70,7	1,04992	9,593	-	2230 ± 60	0,736	
5	7001	NO-11-A-8	Gnaisse	224,0	113,1	0,91891	5,851	-	2230 ± 60	0,736	
5	7002	NO-11-A-9	Gnaisse	255,0	65,7	1,10346	11,671	-	2230 ± 60	0,736	
5	7003	NO-11-A-11	Gnaisse	229,7	100,7	0,96046	6,766	-	2230 ± 60	0,736	
5	7004	NO-11-A-13	Gnaisse	251,2	62,4	1,12297	12,128	-	2230 ± 60	0,736	
5	7005	NO-11-B-2	Leucossoma	174,6	58,9	1,07216	8,888	-	2230	0,800	
5	7224	NO-11-B-3	Leucossoma	228,7	48,9	1,26846	14,284	-	2230	0,800	
5	7007	NO-11-B-5	Leucossoma	311,6	75,9	1,17233	12,426	-	2230	0,800	
5	7222	NO-11-B-6	Leucossoma	255,3	54,5	1,26458	14,302	-	2230	0,800	
7	7008	NO-12-A	Gnaisse	151,2	71,7	0,96545	6,258	-	2640 ± 130	0,708	
7	7009	NO-12-D	Gnaisse	157,0	72,0	0,96943	6,474	-	2640 ± 130	0,708	
7	7010	NO-12-F	Gnaisse	93,0	145,3	0,79609	1,868	-	2640 ± 130	0,708	
7	7011	NO-12-G	Gnaisse	159,0	137,7	0,83771	5,385	-	2640 ± 130	0,708	
7	7012	NO-12-H	Gnaisse	185,3	58,2	1,05530	9,530	-	2640 ± 130	0,708	
7	7013	NO-12-I	Gnaisse	191,2	130,5	0,85936	4,304	-	2640 ± 130	0,708	
9	6254	1195/569	Gnaisse	139,6	181,4	0,7917	2,246	-	2640 ± 130	0,708	2
6	6253	179/174.1	Gnaisse	258,2	56,3	1,2273	13,953	-	2640 ± 130	0,708	
10	6255	1195/573	Gnaisse	173,8	103,1	0,8623	4,953	2202 ± 68	-	-	

APÊNDICE 3 - DADOS ANALÍTICOS Pb-Pb PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº Ordem	Nº Campo	Rocha	Material	206/204	207/204	208/204	Idade Isotópica (m.a.)	Ref.*	Observações
1	NO-10-B	Gnaisse	Feldsp.	20,362	16,461	39,236	2020 ± 120	1	M1-9,217
4	NO-10-B	Gnaisse	RTØ	23,872	16,909	42,637	2020 ± 120		M1-9,217
4	NO-10-D	Gnaisse	RTØ	21,711	16,553	45,469	2020 ± 120		M1-9,217
4	NO-10-E	Gnaisse	RTØ	22,666	16,816	40,433	2020 ± 120		M1-9,217
4	NO-10-H	Gnaisse	RTØ	23,286	16,773	43,349	2020 ± 120		M1-9,217
7	NO-12-A	Gnaisse	RTØ	19,424	16,324	42,503	2780 ± 100		M1-9,048
7	NO-12-D	Gnaisse	RTØ	19,104	16,241	42,802	2780 ± 100		M1-9,048
7	NO-12-F	Gnaisse	RTØ	17,260	15,856	40,597	2780 ± 100		M1-9,048
7	NO-12-H	Gnaisse	RTØ	21,872	16,762	38,676	2780 ± 100		M1-9,048
7	NO-12-I	Gnaisse	RTØ	18,173	16,100	37,654	2780 ± 100		M1-9,048
7	NO-12-C	Gnaisse	RTØ	20,144	16,361	41,803	2780 ± 100		M1-9,048
7	NO-12-L	Gnaisse	RTØ	19,274	16,335	42,156	2780 ± 100		M1-9,048
7	NO-12-G	Gnaisse	RTØ	17,693	15,898	44,592	2780 ± 100		M1-9,048
4	NO-11-A-2	Gnaisse	RTØ	24,742	16,957	39,780	2020 ± 120		u = 9,217
4	NO-11-A-8	Gnaisse	RTØ	22,025	16,597	45,932	2020 ± 120		u = 9,217
4	NO-11-A-13	Gnaisse	RTØ	23,067	16,805	39,749	2020 ± 120		u = 9,217

* Idade de 1180 ± 90 Ma. (traços de fissão em muscovita).

APÊNDICE 1 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº Ordem	Nº Laboratório	Nº Campo	Rocha	Mat.	%K	Ar ⁴⁰ rad. x 10 ⁻⁶ ccSTP/g	%Ar ⁴⁰ atm.	Idade (m.a.)	R
7	5420	NO-12-A	Gnaisse	Biot.	5,0498	148,25	5,81	632 ± 22	1
7	5556	NO-12-A	Gnaisse	Bio + Anf.	3,1512	92,74	3,18	633 ± 10	
4	5439	NO-10-E	Gnaisse	Biot.	4,9044	154,96	10,77	670 ± 18	
4	5557	NO-10-E	Gnaisse	Bio + Anf.	3,8158	128,54	6,27	708 ± 16	
11*	791	PB-CI-19	Pegmatito	Musc.	8,36	1214,0	1,00	1965 ± 65	3
1		CI-21	Gnaisse	Biot.				950 ± 30	4
2	5779	1195/575	Gnaisse	RTØ	0,8141	24,06	24,39	635 ± 13	1
8	5780	NO-13	Gnaisse	RTØ	4,4907	117,92	0,76	574 ± 10	

1 - Siga Jr., O. - 1986

2 - Pereira, A.D.C., et al - 1984

3 - Bigazzi, G., et al - 1971

4 - Isotta, C.A.L. - dados inéditos.

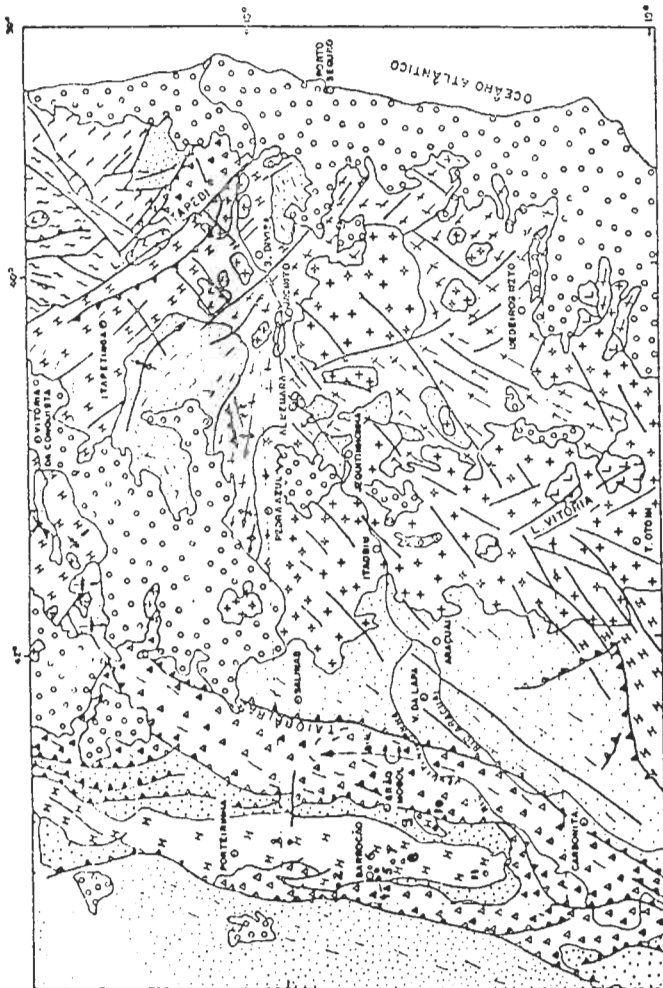


FIGURA 8 - ESBOÇO TECTÔNICO DA PORÇÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS E SUL DA BAHIA (MODIFICADO DE SCHOBENHAUS et al, 1960 - LIMA et al, 1983).

- | | | |
|---|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ○ ○ ○ ○ ○ □ □ □ □ □ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▨ ▨ ▨ ▨ ▨ ▧ ▧ ▧ ▧ ▧ ▩ ▩ ▩ ▩ ▩ ▪ ▪ ▪ ▪ ▪ ▫ ▫ ▫ ▫ ▫ ▬ ▬ ▬ ▬ ▬ ▭ ▭ ▭ ▭ ▭ ▮ ▮ ▮ ▮ ▮ ▯ ▯ ▯ ▯ ▯ ▰ ▰ ▰ ▰ ▰ ▱ ▱ ▱ ▱ ▱ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ △ △ △ △ △ ▴ ▴ ▴ ▴ ▴ ▵ ▵ ▵ ▵ ▵ ▶ ▶ ▶ ▶ ▶ ▷ ▷ ▷ ▷ ▷ ▸ ▸ ▸ ▸ ▸ ▹ ▹ ▹ ▹ ▹ ► ► ► ► ► ▻ ▻ ▻ ▻ ▻ ▼ ▼ ▼ ▼ ▼ ▽ ▽ ▽ ▽ ▽ ▾ ▾ ▾ ▾ ▾ ▿ ▿ ▿ ▿ ▿ ◊ ◊ ◊ ◊ ◊ ◌ ◌ ◌ ◌ ◌ ◍ ◍ ◍ ◍ ◍ ◎ ◎ ◎ ◎ ◎ ● ● ● ● ● ◐ ◐ ◐ ◐ ◐ ◑ ◑ ◑ ◑ ◑ ◒ ◒ ◒ ◒ ◒ ◓ ◓ ◓ ◓ ◓ ◔ ◔ ◔ ◔ ◔ ◕ ◕ ◕ ◕ ◕ ◖ ◖ ◖ ◖ ◖ ◗ ◗ ◗ ◗ ◗ ◘ ◘ ◘ ◘ ◘ ◙ ◙ ◙ ◙ ◙ ◚ ◚ ◚ ◚ ◚ ◛ ◛ ◛ ◛ ◛ ◜ ◜ ◜ ◜ ◜ ◝ ◝ ◝ ◝ ◝ ◞ ◞ ◞ ◞ ◞ ◟ ◟ ◟ ◟ ◟ ◠ ◠ ◠ ◠ ◠ ◡ ◡ ◡ ◡ ◡ ◢ ◢ ◢ ◢ ◢ ◣ ◣ ◣ ◣ ◣ ◤ ◤ ◤ ◤ ◤ ◥ ◥ ◥ ◥ ◥ ◦ ◦ ◦ ◦ ◦ ◧ ◧ ◧ ◧ ◧ ◨ ◨ ◨ ◨ ◨ ◩ ◩ ◩ ◩ ◩ ◪ ◪ ◪ ◪ ◪ ◫ ◫ ◫ ◫ ◫ ◬ ◬ ◬ ◬ ◬ ◭ ◭ ◭ ◭ ◭ ◮ ◮ ◮ ◮ ◮ ◯ ◯ ◯ ◯ ◯ ◰ ◰ ◰ ◰ ◰ ◱ ◱ ◱ ◱ ◱ ◲ ◲ ◲ ◲ ◲ ◳ ◳ ◳ ◳ ◳ ◴ ◴ ◴ ◴ ◴ ◵ ◵ ◵ ◵ ◵ ◶ ◶ ◶ ◶ ◶ ◷ ◷ ◷ ◷ ◷ ◸ ◸ ◸ ◸ ◸ ◹ ◹ ◹ ◹ ◹ ◺ ◺ ◺ ◺ ◺ ◻ ◻ ◻ ◻ ◻ ◼ ◼ ◼ ◼ ◼ ◽ ◽ ◽ ◽ ◽ ◾ ◾ ◾ ◾ ◾ ◿ ◿ ◿ ◿ ◿ ⊖ ⊖ ⊖ ⊖ ⊖ ⊗ ⊗ ⊗ ⊗ ⊗ ⊘ ⊘ ⊘ ⊘ ⊘ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊚ ⊚ ⊚ ⊚ ⊚ ⊛ ⊛ ⊛ ⊛ ⊛ ⊜ ⊜ ⊜ ⊜ ⊜ ⊝ ⊝ ⊝ ⊝ ⊝ ⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ⊞ ⊟ ⊟ ⊟ ⊟ ⊟ ⊠ ⊠ ⊠ ⊠ ⊠ ⊡ ⊡ ⊡ ⊡ ⊡ ⊢ ⊢ ⊢ ⊢ ⊢ ⊣ ⊣ ⊣ ⊣ ⊣ ⊤ ⊤ ⊤ ⊤ ⊤ ⊥ ⊥ ⊥ ⊥ ⊥ ⊦ ⊦ ⊦ ⊦ ⊦ ⊧ ⊧ ⊧ ⊧ ⊧ ⊨ ⊨ ⊨ ⊨ ⊨ ⊩ ⊩ ⊩ ⊩ ⊩ ⊪ ⊪ ⊪ ⊪ ⊪ ⊫ ⊫ ⊫ ⊫ ⊫ ⊬ ⊬ ⊬ ⊬ ⊬ ⊭ ⊭ ⊭ ⊭ ⊭ ⊮ ⊮ ⊮ ⊮ ⊮ ⊯ ⊯ ⊯ ⊯ ⊯ ⊰ ⊰ ⊰ ⊰ ⊰ ⊱ ⊱ ⊱ ⊱ ⊱ ⊲ ⊲ ⊲ ⊲ ⊲ ⊳ ⊳ ⊳ ⊳ ⊳ ⊴ ⊴ ⊴ ⊴ ⊴ ⊵ ⊵ ⊵ ⊵ ⊵ ⊶ ⊶ ⊶ ⊶ ⊶ ⊷ ⊷ ⊷ ⊷ ⊷ ⊸ ⊸ ⊸ ⊸ ⊸ ⊹ ⊹ ⊹ ⊹ ⊹ ⊺ ⊺ ⊺ ⊺ ⊺ ⊻ ⊻ ⊻ ⊻ ⊻ ⊼ ⊼ ⊼ ⊼ ⊼ ⊽ ⊽ ⊽ ⊽ ⊽ ⊾ ⊾ ⊾ ⊾ ⊾ ⊿ ⊿ ⊿ ⊿ ⊿ ⓪ ⓪ ⓪ ⓪ ⓪ ⓫ ⓫ ⓫ ⓫ ⓫ ⓬ ⓬ ⓬ ⓬ ⓬ ⓭ ⓭ ⓭ ⓭ ⓭ ⓮ ⓮ ⓮ ⓮ ⓮ ⓯ ⓯ ⓯ ⓯ ⓯ ⓰ ⓰ ⓰ ⓰ ⓰ ⓱ ⓱ ⓱ ⓱ ⓱ ⓲ ⓲ ⓲ ⓲ ⓲ ⓳ ⓳ ⓳ ⓳ ⓳ ⓴ ⓴ ⓴ ⓴ ⓴ ⓵ ⓵ ⓵ ⓵ ⓵ ⓶ ⓶ ⓶ ⓶ ⓶ ⓷ ⓷ ⓷ ⓷ ⓷ ⓸ ⓸ ⓸ ⓸ ⓸ ⓹ ⓹ ⓹ ⓹ ⓹ ⓺ ⓺ ⓺ ⓺ ⓺ ⓻ ⓻ ⓻ ⓻ ⓻ ⓼ ⓼ ⓼ ⓼ ⓼ ⓽ ⓽ ⓽ ⓽ ⓽ ⓾ ⓾ ⓾ ⓾ ⓾ ⓿ ⓿ ⓿ ⓿ ⓿ | <ul style="list-style-type: none"> — COBERTURAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS — COBERTURAS SEDIMENTARES BRASILIANAS (BAMBUÍ E RIO PARDO) — MACIÇOS ALCALINOS BRASILIANOS — SEQUÊNCIAS METAMÓRFICAS DE MÉDIO A ALTO GRAU PRÉ-BRASILIANAS — SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES DE BAIXO GRAU — METASSEDIMENTOS DO SISTEMA ESPINHAÇO — ROCHAS DO EMBASAMENTO RETROMETAMÓRFICO — SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES DE MÉDIO GRAU — GRANITÓIDES A HIPERSTÊNIO — MACIÇOS GRANÍTICOS INDEFERENCIADOS — SEQUÊNCIAS GNAISSICAS - MIGMATÍICAS DO SETOR ORIENTAL | <ul style="list-style-type: none"> — FALHA INVERSA — FALHA INDISCRIMINADA — EIXO DE SINCLINAL COM CAIMENTO — EIXO DE ANTIFORMAL COM CAIMENTO — EIXO DE ANTICLINAL INVERTIDO COM CAIMENTO — EIXO DE ANTICLINAL COM CAIMENTO — ALINHAMENTO, DELINEAÇÃO DE ESTRUTURAS, TRAÇO DE CANADA |
|---|---|--|

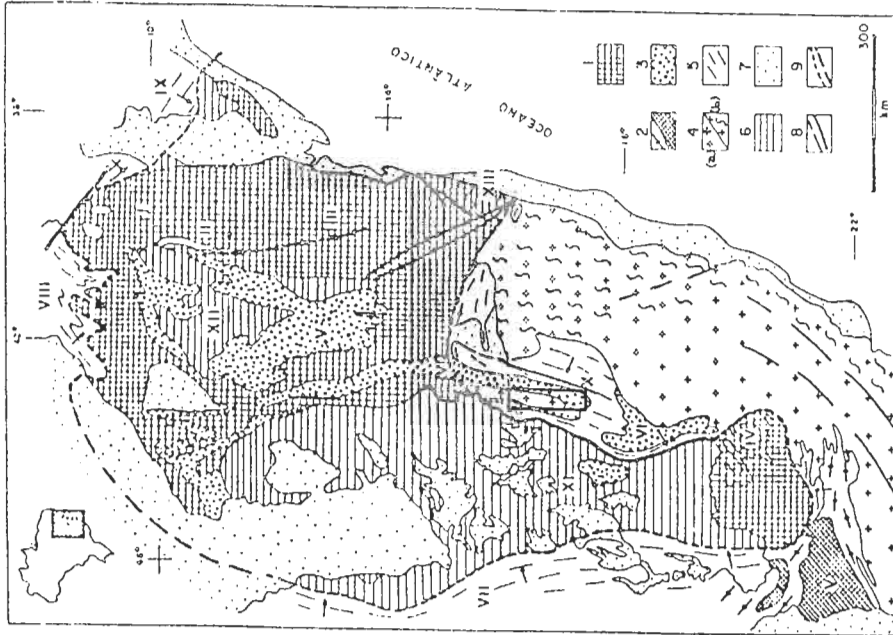


FIGURA 9 - POSICIONAMENTO TECTÔNICO DA ÁREA INVESTIGADA. 1 - ÁREAS PRÉ-TRANSALZÓNICAS E TRANSALZÓNICAS NÃO DIFERENCIADAS; COMPLEXO CARAÍBA (I), GRUPO JACOBINA (II), COMPLEXO JEQUÊ (III), QUADRILÁTERO FERRIFERO (IV), 2 - FAIXA DE DOBRADA URUGUÁ E MACIÇO GUARUPÉ (V), 3 - FAIXA ESPINHAÇO E COBERTURAS MELANCLADIAS NA CHAPADA DIAMANTINA (VI), 4 - ÁREAS MÉSIO E CATAZONAS BRASILIANAS (b) E/OU ROCHAS POLIMETAMÓRFICAS PRÉ-BRASILIANAS (a), 5 - UNIDADES BRASILIANAS; FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA (VII), REJULÃO DE DOBRAMENTOS MORCOTE (VIII), FAIXA DE DOBRAMENTOS SUCUPIAMA (IX), FAIXA DE DOBRAMENTOS ANAQUAÍ; 6 - COBERTURAS SEDIMENTARES CORRELATIVAS AO CICLO BRASÍLIA; GRUPO BAMBUÍ NAS BACIAS DO SÃO FRANCISCO (XI) E SALITRE - JACARÉ (XII), RIO PARDO (XIII), 7 - COBERTURAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS; 8 - FALHAMENTOS MAIORES, 9 - LIMITE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. SETAS INDICAM VERGÊNCIAS (LIMA et al, 1984 - COM MODIFICAÇÕES).

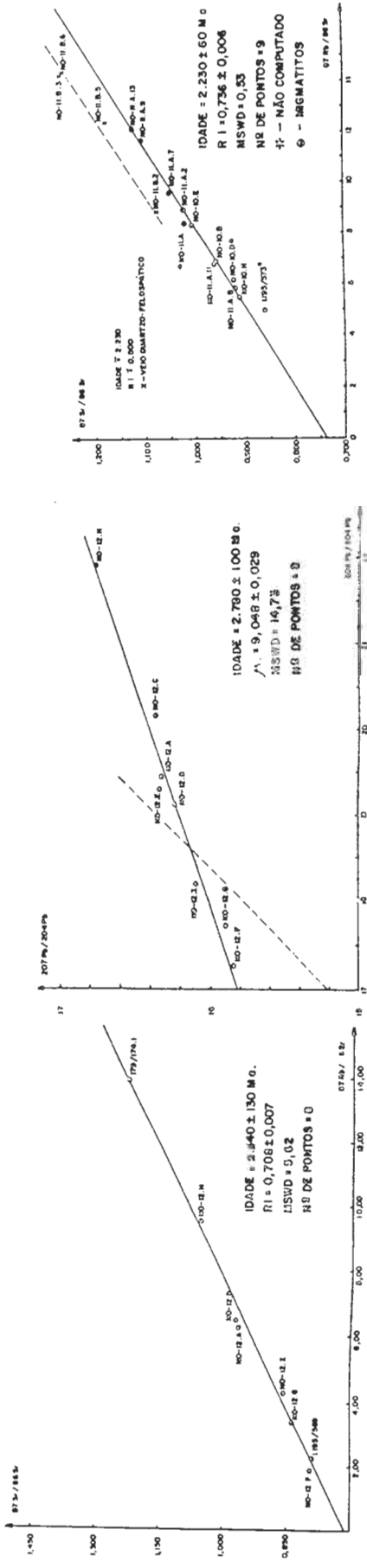


FIGURA 3 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS GRANÍTIOS DE ITACAMBIRA - BARRIÇÃO.

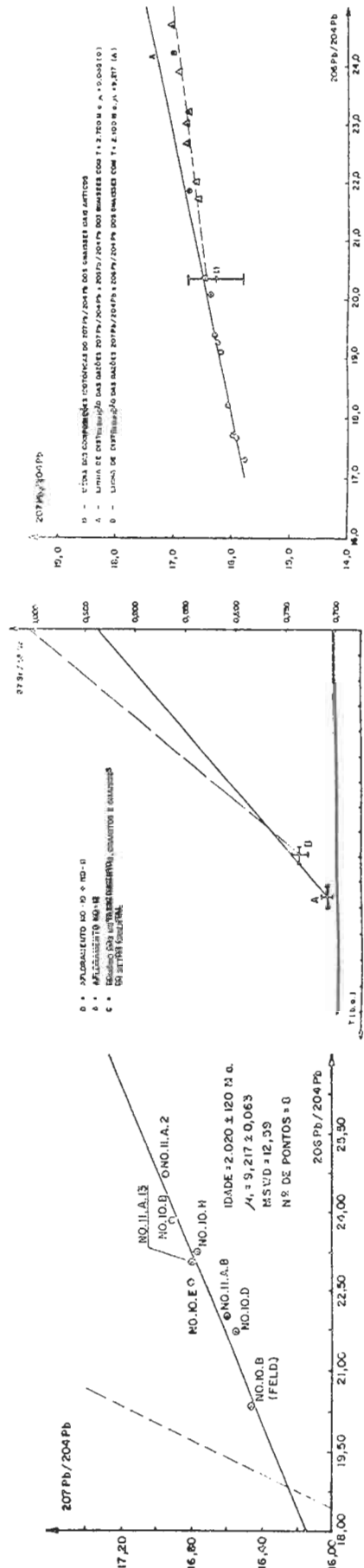


FIGURA 6 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Pb/Pb PARA OS MIGMATITOS DE ITACAMBIRA - BARRIÇÃO.

FIGURA 7 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr PARA AS ROCHAS GRANÍTIOS-MIGMATÍTICAS DE ITACAMBIRA - BARRIÇÃO.

nio nas amostras félsicas, não é aplicável a nomenclatura de Streckeisen (1974) referente a suites charnockíticas, sendo preferível a terminologia proposta por Scharbert (1963), que se presta também à classificação de rochas de alto grau isentas de ortopiroxênio.

Dentre as rochas da fácies granulito na região de Acaiaca predominam os plagiogranulitos e os piribolitos (Tabela 1). Tipos subordinados são granulitos, kinzigitos e sillimanita-granada-quartzitos. No afloramento estudado é frequente a alternância de bandas máficas e félsicas com espessuras variando de centímetros a metros. Mobilizados pegmatóides, em geral de composição quartzo-feldspática, são em parte concordantes e em parte discordantes. Comuns são também diques de basaltos, não metamorfosados, de espessura métrica. Em relação às alterações posteriores nas amostras a mais marcante é um generalizado fraturamento que deve ter ocorrido sob temperaturas relativamente baixas, ocasionando texturas de cataclase e, eventualmente, textura de alvenaria ("mortar"). Esta última implica em superimposição de temperaturas já mais elevadas, possibilitando então uma parcial recristalização dos clastos. Observam-se também alterações retrógradas da fácies xisto verde, tais como pinitização de cordieritas, cloritização de máficos e uralitização de piroxênios e hornblenda. Este metamorfismo tardio ocorreu provavelmente em presença de pouca água, visto que a uralitização dos minerais ferromagnesianos não é intensa e, em muitas amostras, está ausente.

Por outro lado, as condições do metamorfismo gerador do complexo granulítico de Acaiaca, acham-se determinadas em função das paragêneses minerais e, de cálculos geotermobarométricos, baseados no intercâmbio de elementos entre minerais coexistentes (Jordt Evangelista e Muller, 1986). Segundo estes autores, as temperaturas de recristalização situam-se entre 700 e 850°C e pressões entre 5,6 e 8 kbar, para $P_f \ll P_t$.

Em termos regionais, entre Ponte Nova e Abre Campo (fig.2) são descritos vários tipos de rochas de alto grau, como ortopiroxênio-gnaisses, nos quais o ortopiroxênio indica a recristalização na fácies granulito; e também granada gnaisses e granulitos, com a paragênese sillimanita + granada + biotita + plagioclásio + K-feldspato + quartzo (Schulz-Kuhnt, 1985). Para a recristalização destas paragêneses o autor (op.cit.) indica temperaturas entre 750 e 900°C e pressões entre 8-10 kbar ($P_f \ll P_t$). Há evidências de polimetamorfismo com formação posterior de paragêneses da fácies anfibolito ($T = 650 - 750^\circ\text{C}$, $P_f = P_t = 6-7$ kbar) e da fácies xisto verde. De outra parte, resultados de determinações geotermométricas baseadas agora em isótopos de oxigênio de minério de ferro, obtidos no bordo oriental do Quadrilátero Ferrífero, ratificam as conclusões anteriores no sentido de caracterizar condições de fácies granulito para algumas ocorrências (Hoefs et al, 1982).

Geoquímica

Na tabela 2 tem-se uma compilação de dados geoquímicos de rochas de alto grau metamórfico situadas na região entre Acaiaca e Abre Campo.

Os dados das análises químicas de rochas típicas da região de Acaiaca apresentam uma grande dispersão. Esse comportamento possivelmente é devido ao fato do protólito das rochas ser em maior parte sedimentar, o que é sugerido também pelas observações de campo, como o nítido bandamento com alternância de horizontes de composição petrográfica muito diversa. Também a presença de metassedimentos típicos, tais como granada-sillimanita-quartzitos, reforça a hipótese de uma origem predominantemente sedimentar. Os kinzigitos (vide análises modais na tabela 1), por outro lado, parecem representar restitos de uma fase anatética, em que as porções líquidas de composição granítica separaram-se do resíduo refratário. Rochas semelhantes a estas isentas de K-feldspato, e com granada,

cordierita, plagioclásio cálcico, além de outros máficos, são consideradas como restitos de anatexia de sedimentos pelíticos, por uma série de autores (por ex. Lee & Holdaway 1977, Schenk 1984). Nesse sentido, a presença de mobilizados pegmatóides ricos em K-feldspato no complexo de rochas da região investigada parece reforçar a hipótese de fusões seletivas.

Na região entre Ponte Nova e Abre Campo (ver também tabela 2) os granada-gnaisses e, provavelmente, uma parte das rochas portadoras de ortopiroxênio, têm sido considerados como restitos de anatexia (Schultz-Kuhnt, 1985). Segundo este autor, os protólitos seriam principalmente sedimentos e em menor escala magmatitos básicos.

É interessante observar que mais a leste, na região de Itaperuna-Carangola-Manhuaçu-Caratinga, já no domínio do cinturão Ribeira, as rochas charnockíticas básicas e intermediárias ali já apresentam um quimismo principal distinto da região ocidental adjacente citada. Segundo Herbert (1979) os protólitos no caso destas rochas seriam predominantemente magmatitos que teriam sofrido um metamorfismo da fácies granulito, provavelmente acompanhado de uma migmatização, com temperaturas em torno dos 850°C e baixa pressão de H₂O. Posteriormente, em outro ciclo metamórfico, tais rochas teriam sofrido nova recrystalização e remigmatização, agora na fácies anfibolito superior (T=700°C).

GEOCRONOLOGIA

Os métodos geocronológicos utilizados neste trabalho (isócronas Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total) têm demonstrado seu potencial interpretativo nos mais variados exemplos de literatura (rochas magmáticas, metamorfismo de médio e alto grau, sedimentos). Em especial, em termos de evolução policíclica, os resultados podem revelar as épocas de episódios de formação ou de retrabalhamento crustal, e a utilização combinada das respectivas relações iniciais das isócronas (Sr^{87}/Sr^{86}_i e $U^{238}/Pb^{204}_{\mu_1}$) permite distinguir, inequivocamente, se um material é juvenil, acrescido à crosta durante determinado evento tectomagmático, ou se é derivado da fusão de materiais, seja de crosta superior seja da crosta inferior. Precisamente nesse último caso, em que os materiais podem ser caracteristicamente empobrecidos em Rb (sistemas portadores de baixas razões Rb/Sr), o método Rb/Sr, isoladamente, não seria fator decisivo para inferências petrogenéticas.

As rochas de alto grau metamórfico da região de Acaiaca selecionadas para o estudo geocronológico possuem composição petrográfica variável (granulitos, plagiogranulitos e piribolito). As análises radiométricas Rb/Sr em rocha total foram efetuadas pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), do Instituto de Geociências da USP, ao passo que os resultados Pb-Pb também em rocha total foram obtidos no Laboratório de Geoquímica Isotópica de Oxford, Inglaterra, através do intercâmbio científico de cooperação bilateral CNPq/British Council. Todos os resultados geocronológicos foram calculados segundo as constantes recomendadas por Steiger e Jaeger (1977).

Para o trabalho geocronológico pelo método Rb-Sr foram selecionadas 08 (oito) amostras, com base no estudo prévio por fluorescência de Raios X (tabela 3) que propiciaram a elaboração da isócrona da figura 3. O resultado obtido de 1991 ± 42 MA (2 σ) para $(Sr^{87}/Sr^{86})_i = R.I. = 0,7061 \pm 0,0004$, é analiticamente confiável, dada a boa distribuição dos pontos no diagrama e ao baixo MSWD (2,43). Essa idade é aqui interpretada como da época de importante recrystalização metamórfica ocorrida nas amostras

de Acaiaca. Tal interpretação é corroborada pela R.I. definida pela isócrona que sugere tratar-se de material mais antigo, retrabalhado durante o ciclo orogênico Transamazônico em condições de fácies granulito, conforme as inferências petrográficas anteriormente comentadas. Além disso, 02 (dois) pontos analíticos (amostras 1 e 9, fig.3) situam-se notoriamente acima da reta isocrônica reforçando a hipótese da existência de sistemas isotópicos, parcialmente rejuvenescidos há cerca de 2,0 b.a..

Com referência ao estudo radiométrico Pb-Pb, 08 (oito) amostras foram analisadas, sendo também interpretadas através de diagrama isocrônico (tabela 4, Fig.4). A avaliação crítica dos dados analíticos evidencia um conjunto isotópico de Pb heterogêneo para parte das amostras (nº 1 e 5) que quando incluídas com as demais amostras no cálculo da idade isocrônica, ocasionam um expressivo aumento do MSWD e uma forte dependência da inclinação da reta, relativamente à amostra de nº 1. Assim, a isócrona ora adotada é composta por 6 (seis) pontos analíticos que definem uma idade de 2017^{+538}_{-854} MA para $\mu_1 = 8,641$. Adicionalmente, este valor do μ_1 praticamente demonstra tratar-se de materiais crustais mais antigos, retrabalhados no decorrer da evolução transamazônica, conferindo segurança às interpretações anteriores através da metodologia Rb-Sr.

De outra parte, os erros analíticos elevados observados na idade isocrônica devem-se ao fato dos valores das relações isotópicas serem aproximadamente semelhantes entre si (ver fig.4, razões Pb^{206}/Pb^{204}), e portanto exibirem pequena distribuição espacial no diagrama. Nesses casos, o alinhamento dos pontos ainda configura uma isócrona, conforme demonstrado pelo baixo MSWD obtido (1,498) e assim, a despeito dos erros elevados, a idade encontrada possui significado geológico.

Na região entre Ponte Nova e Rio Casca (fig.2) determinações Rb-Sr complementares (Machado Filho et al, 1983) efetuadas em gnaisses migmatíticos da fácies anfíbolito indicaram idade de 2064 ± 213 MA (2σ) para R.I. = $0,7171 \pm 0,0022$ (Fig.5) demonstrando em caráter regional, que uma importante superposição metamórfica em rochas mais antigas ocorreu durante o ciclo orogênico Transamazônico.

Idade isocrônica Rb-Sr semelhante é também encontrada para rochas recristalizadas na fácies anfíbolito situadas a nordeste de Mariana (gnaiesses graníticos bandados e ortoanfíbolitos), reportados em Cordani et al. (1980) e também analisados pelo presente trabalho (Figuras 2 e 6). A idade encontrada de 2009 ± 219 MA (2σ) e a elevada R.I. ($0,7103 \pm 0,0028$) são, novamente, compatíveis com a hipótese de retrabalhamento de crosta pre-existente. Adicionalmente, conforme relataram os autores (op.cit.), existem também evidências isotópicas de preservação de materiais mais antigos que sugerem idades arqueanas.

Pelo exposto, fica caracterizado, com base nos estudos petrográficos e geocronológicos, uma superposição metamórfica regional em rochas previamente formadas no Arqueano, a maneira do que tem sido recentemente reportado nos trabalhos geocronológicos envolvendo o embasamento da parte meridional do Cráton do São Francisco (Teixeira, 1985; Teixeira et al, 1985; Delhal e Demaiffe, 1985; Cordani et al, 1985; Teixeira, et al, 1987).

De outra parte, é interessante observar o quadro K-Ar através de uma compilação das idades aparentes K-Ar em anfíbolios e micas disponíveis regionalmente (tabela 4, Fig.2). Nesse contexto, verifica-se um rejuvenescimento de Argônio generalizado dos minerais no período de tempo 540-480 m.a., contemporaneamente ao resfriamento do ciclo orogênico Brasileiro e, portanto, refletindo a forte influência termal dessa orogenia sobre a margem cratônica. Além disso a distribuição geográfica das idades aparentes K-Ar sugere o desenvolvimento sobre parte do cráton (incluindo o domínio do Quadrilátero Ferrífero) de isotermas de até 300°C , em época contemporânea ao ciclo Brasileiro, conforme originalmente sugerido

por Teixeira (1985). Fato também sugestivo é a existência de 02(dois)valores K-Ar relativamente mais antigos: um em Ponte Nova (670m.a.) e outro a norte de Mariana (800 m.a.). Ambas as idades referem-se justamente a anfibólitos que possuem maior poder de retenção de Argônio (cerca de 450°C) e assim com maiores possibilidades de serem rejuvenescidos apenas parcialmente em seus sistemas cristalinos pelos reflexos termais do desenvolvimento em área marginal (faixa Ribeira) dos processos tectono magmáticos brasileiros. De qualquer forma, tais idades híbridas corroboram indiretamente com as evidências isotópicas de Sr e Pb,exaustivamente comentadas, que admitem uma existência de crosta mais antiga seguramente pré-brasiliana e de caráter policíclico, com extensões na borda do Cráton do São Francisco, entre Mariana e Ponte Nova.

CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA

As informações anteriormente apresentadas com base nos estudos isotópicos e petrográficos demonstram que as rochas do Complexo Granulítico de Acaiaca sofreram uma importante recristalização metamórfica há aproximadamente 2.0 b.a., em época contemporânea ao desenvolvimento do ciclo Transamazônico. Esse evento geodinâmico acha-se também caracterizado regionalmente em toda a área investigada, conforme evidencia o conjunto de dados disponíveis.

O caráter ensialico do evento orogênico Transamazônico, na região em pauta, é evidenciado pelas altas razões $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ e pelo parâmetro μ_1 do método Pb-Pb, característicos em todos os casos estudados de episódios maiores de retalhamento crustal. As condições desse metamorfismo superimposto alcançaram intensidades compatíveis com a fácies granulito (por ex., em Acaiaca, Abre Campo, etc), apesar de condições mesozonais serem predominantes no contexto regional. Nesse sentido, as inferências geotermobarométricas e petrográficas indicam temperaturas de recristalização variáveis de oeste para leste, entre 700 e 900°C aproximadamente, o mesmo ocorrendo no tocante às pressões, estimadas entre 5,6 e 8 Kbar para as rochas granulíticas de Acaiaca e entre 8 e 10 Kbar para as rochas entre Ponte Nova e Abre Campos.

O quadro esboçado é coerente com hipótese evolutiva anteriormente aventada para a porção meridional do Cráton do São Francisco (Teixeira, 1985; Teixeira et al,1987) em que através do desenvolvimento geodinâmico de duas províncias crustais, respectivamente nos períodos de tempo 3,0-2,6b.a. e 2,3-2,0 b.a., teria sido gerada uma grande massa continental, posteriormente preservada (em parte) aos fenômenos tectonomagmáticos do ciclo orogênico Brasileiro. Nesse contexto, digno de nota é o padrão de resfriamento regional da área investigada, inferido com base nas idades aparentes K-Ar disponíveis que refletem um notável rejuvenescimento brasileiro. Esse comportamento é aqui interpretado como devido à proximidade geográfica da área em questão com a faixa Ribeira marginal, onde se desenvolveram os processos orogênicos do Proterozóico Superior.

O modelo proposto é condizente com a evolução durante o Proterozóico Inferior de um cinturão móvel com características predominantemente ensialicas, bordejando a província crustal arqueana. Comparativamente ao fragmento arqueano onde as unidades dispõem-se segundo uma típica sinuosidade estrutural, no domínio de retrabalhamento transamazônico os trends são alongados, orientando-se segundo N-S, como na área investigada. Esse fato sugere condições geodinâmicas distintas para os períodos evolutivos das duas províncias crustais.

A evolução desse cinturão móvel (Fig.1) é, ademais, tipificado pela abundância em supracrustais (Supergrupo Minas) em combinação com uma

tectônica de blocos que levou à justaposição na superfície de diferentes níveis crustais, conforme já destacado no presente trabalho. O fecho dessa evolução estaria marcado por um plutonismo de composição granítica, intrusivo ao longo da borda da massa continental arqueana e cujo mais importante exemplo é o batólito de Posto Mendes, datado em cerca de 1,8b.a. (Teixeira et al, 1987).

Em base também nos dados geocronológicos a extensão lateral deste cinturão abrangeria toda a região ao leste do Quadrilátero Ferrífero, desde Mariana até Abre Campo, onde justamente os dados gravimétricos sugerem um espessamento crustal apreciável originado por um tectonismo do Proterozóico Superior e que também gerou um magmatismo reflexo a oeste do Quadrilátero Ferrífero, ali representado por um notável enxame de diques básicos.

Esse comportamento dos dados geocronológicos vem demonstrar as dificuldades encontradas na definição atual dos limites do Cráton do São Francisco, quando considerado como uma entidade pré-brasiliana. Nesse sentido, levando-se em conta as idades isocrônicas, bem como os parâmetros isotópicos de Sr e Pb chega-se à conclusão de que os limites da margem leste cratônica admitem modificações, já que os critérios anteriormente adotados, com base em litologias e falhamentos são fortemente subjetivos. Em verdade, é extremamente difícil traçar-se o limite preciso entre o cráton e a faixa dobrada adjacente, em vista do retrabalhamento diferencial que ocorreu, no Brasiliano, numa paleocrosta de dimensões consideráveis, já existente no Proterozóico Inferior.

BIBLIOGRAFIA

- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. - 1982 - The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic. Rev. Bras. Geoc., 12 (1/3):78-88.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; PADILHA, A.V.P. - 1985 - O estado atual do conhecimento geocronológico de Minas Gerais. 3º Simp. Geologia de Minas Gerais. Anais Bol. nº 5, p.338-347.
- DELHAL, J.; DEMAÏFFE, D. - 1985 - U-Pb Archean Geochronology of the São Francisco Cráton (Eastern Brazil). Rev. Bras. Geoc., SBG 15(1):55-60.
- DORR II, J.V.N. - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Geol. Survey Prof. Paper, 641(4):1-110.
- HERBERT, H.J. - 1979 - Petrogenetische Untersuchungen eines Charnockit-Komplexes in Ost-Brasilien. 1º Relatório inédito do Projeto de Pesquisas He 1091/1 do DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft), West Germany.
- HOEFS, J.; MÜLLER, G.; SCHUSTER, 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, 241-251.
- JORDT EVANGELISTA, H. - 1984 - Petrologische Untersuchungen in Gebiete zwischen Mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien. Dissert., Univ. Técn. de Clausthal, R.F.A., 183p.
- JORDT EVANGELISTA, H. - 1985 - Petrologia de Fases, Geotermometria e Geobarometria do Complexo Granulítico de Acaiaca, Sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. Anais do 3º Simpósio de Geologia de Minas Gerais - SBG - Núcleo Minas Gerais - Belo Horizonte - Boletim nº 5, 165-179.
- JORDT EVANGELISTA, H. & MÜLLER, G. - 1986 - Petrology of a Transition Zone between the Archean Craton and the Coast Belt, SE of the Iron Quadrangle, Brazil. Chem. Erde 45, 129-145.
- LEE, S.M.; HOLDAWAY, M.S. - 1977 - Significance of Fe-Mg cordierite stability relations on temperature, pressure and water pressure in

- cordierite granulites. Geophys. Monogr. 20, AGU, 79-94; Washington.
- MACHADO F^o., L. ; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; PALMEIRA, R.C.B.; GATTO, C.M.P.P.; SANTOS NETO, A.; SOUZA JR., J.J.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; MARTINS, V.M.F.; CASTRO, H.E.F.; HERTER, A.M.R. - 1983 - Geologia: In: Brasil, DNPM, Proj. RADAMBRASIL. Folhas SF-23 Rio de Janeiro e SF-24 Vitória. (Lev. Rec. Nat., 32) Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, O.A.B. - 1986 - As falhas de empurrão nas implicações na estratigrafia e metalogenia do Quadrilátero Ferrífero, MG. XXXIV Congr. Bras. Geol. Goiânia, GO (no prelo).
- ROESER, H. - 1977 - Petrographisch-geochemische Untersuchungen der metamorphen Gesteinsserien in sudostlichen Grenzbereich des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien. Dissert. Universidade Técnica de Clausthal, R.F.A., 341p.
- SCHARBERT, H.G. - 1963 - Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies. Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt. Folge VIII, 591-598.
- SCHENK, V. - 1984 - Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from Southern Calabria (Italy) : Prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. Journ. Petrol. 25, Part 1, 225-298.
- STEIGER, R.H.; JAEGER, E. - 1977 - Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. A.A.P.G. Studies in Geology, 8:67-71.
- SCHULZ-KUHNT, D. - 1985 - Petrographische Untersuchungen einer Zone Amphibolit- und Granulitfazieller Gesteine in Raum Jequeri, Ostliches Minas Gerais, Brasilien. Dissertation, T.U. Clausthal, West Germany, 169p.
- STRECKEISEN, A. - 1974 - How should charnockitic rocks be named? Centenaire de la Societé Géologique de Belgique, Geologie des Domaines Cristallins, Liége, 349-360.
- TEIXEIRA, W. - 1985 - A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado USP. 207p. (inédito).
- TEIXEIRA, W.; FONSECA, A.C.; POUPEAU, G.; PADILHA, A.V.; ZAPPAROLLI, L.H.; KAWASHITA, K.; KHOURY, M.C. - 1985 - Esboço de evolução tectônica da parte sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação com base nos dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e traços de fissão. 3º Simp. Geologia de Minas Gerais. Anais, Bol. nº 5, p.28-44.
- TEIXEIRA, W. - 1986 - A evolução tectônica da parte meridional do Cráton do São Francisco. XII Simpósio de Geologia do Nordeste. João Pessoa. Anais p. 109-119.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N.; VAN SCHMUS, W. R. - 1987 - Archean and Early Proterozoic Crustal evolution in the southern part of the São Francisco Craton. ISGAM, 1987. Extended Abstract p. 37-40.

LEGENDA DA FIG.1;- 1- Coberturas e faixas de dobramentos proterozóicos ; 2- terrenos "granito-greenstone"; 3- terrenos migmatito-granulíticos, granitóides e "granito-greenstone" não diferenciados, total ou parcialmente retrabalhados no Proterozóico Inferior; 4- Sequências Vulcano-Sedimentares do Tipo "greenstone belt" não diferenciadas; 5- batólito Porto Mendes; 6- limite suposto da massa cratônica durante o ciclo Brasileiro.

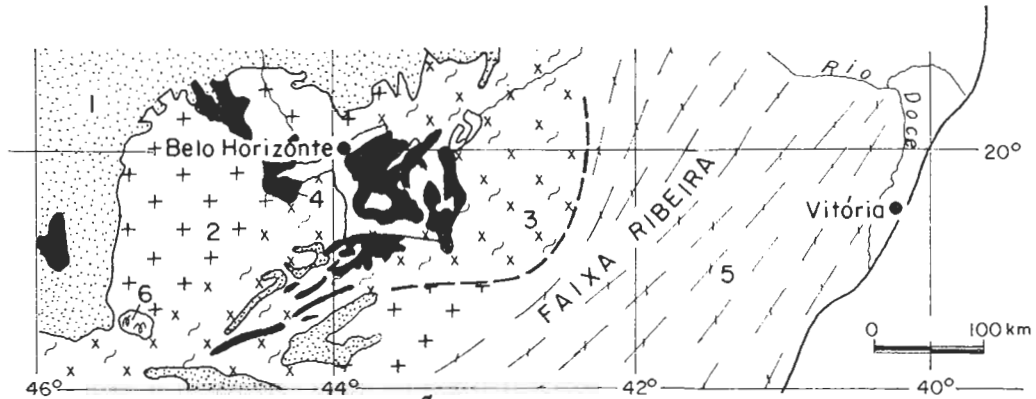


Fig. 1-CRATON DO SÃO FRANCISCO - PARTE MERIDIONAL
Adaptado de: Inda et al, (1984)

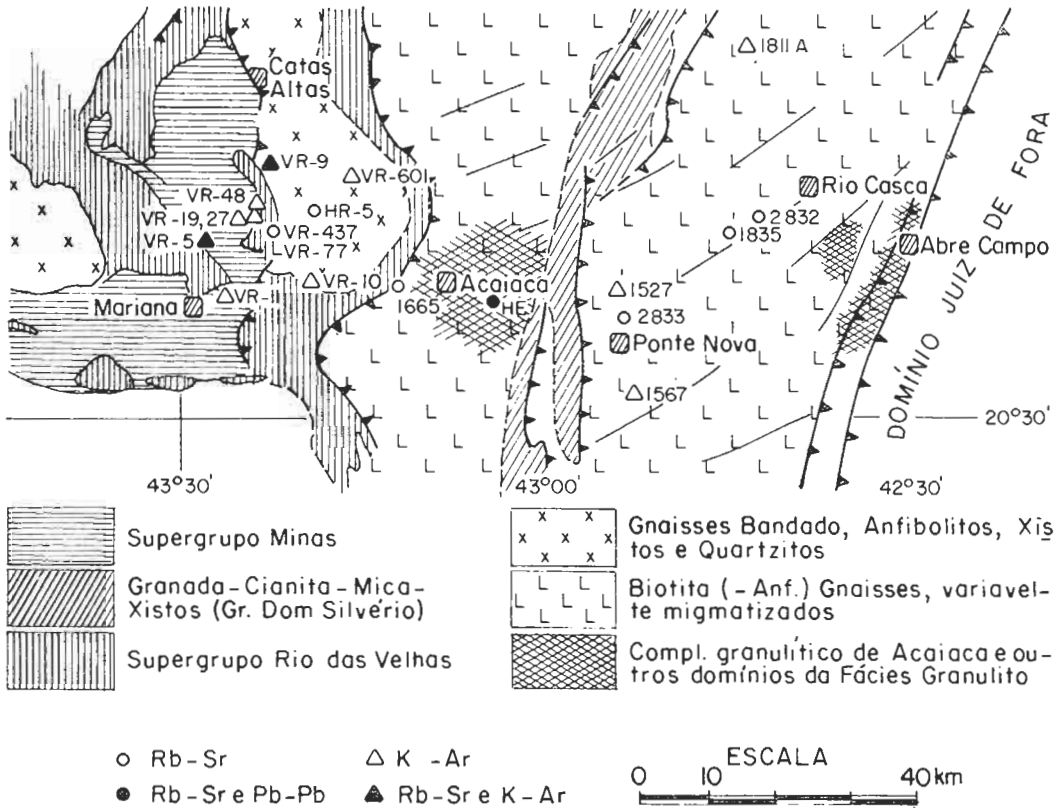


Fig. 2-ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO ENTRE MARIANA E ABRE CAMPO
Adaptado de: Machado Filho et al. (1983); Jordt Evangelista (1984) e Schulz - Kuhnt (1985)

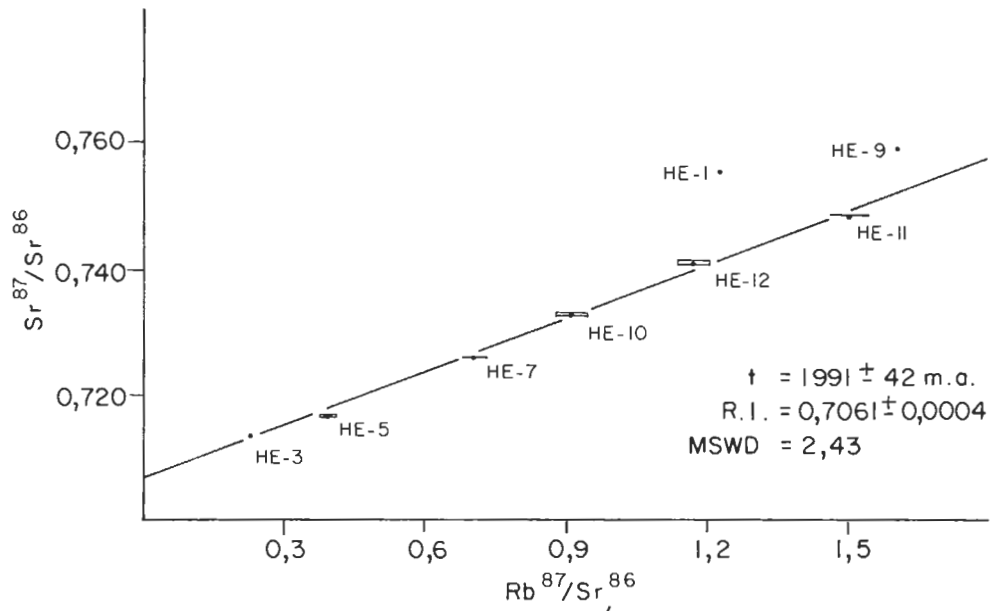


Fig. 3 - ACAIACA; ISÓCRONA Rb - Sr

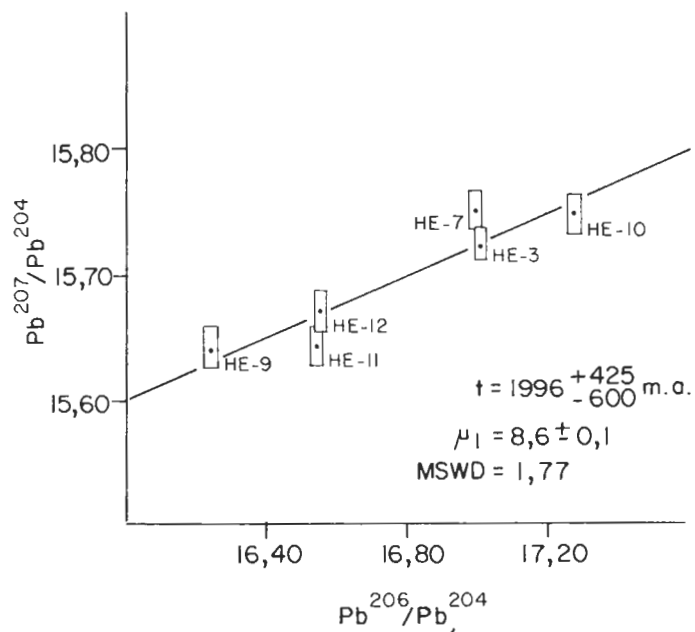


Fig. 4 - ACAIACA; ISÓCRONA Pb - Pb

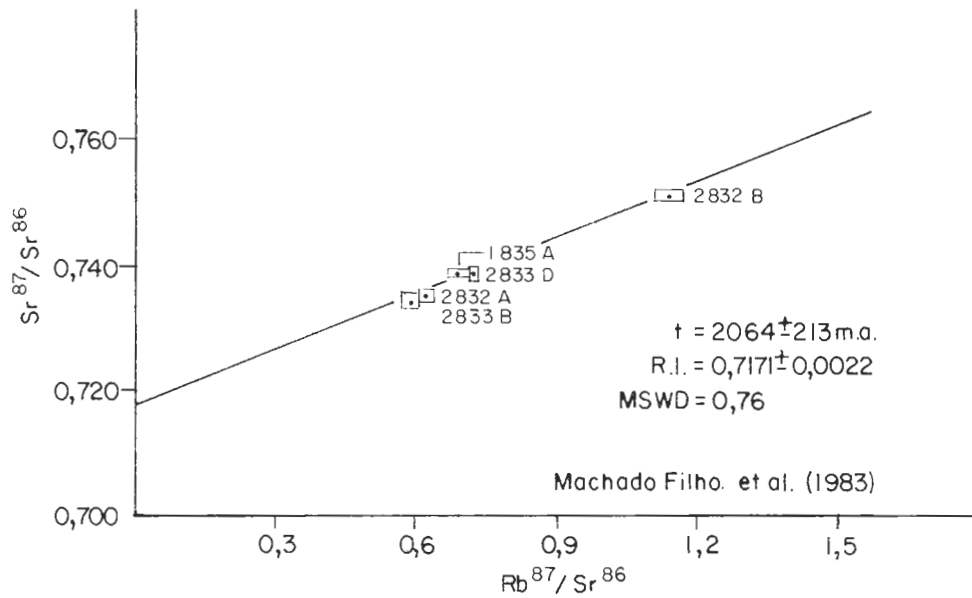


Fig. 5 - PONTE NOVA - RIO CASCA

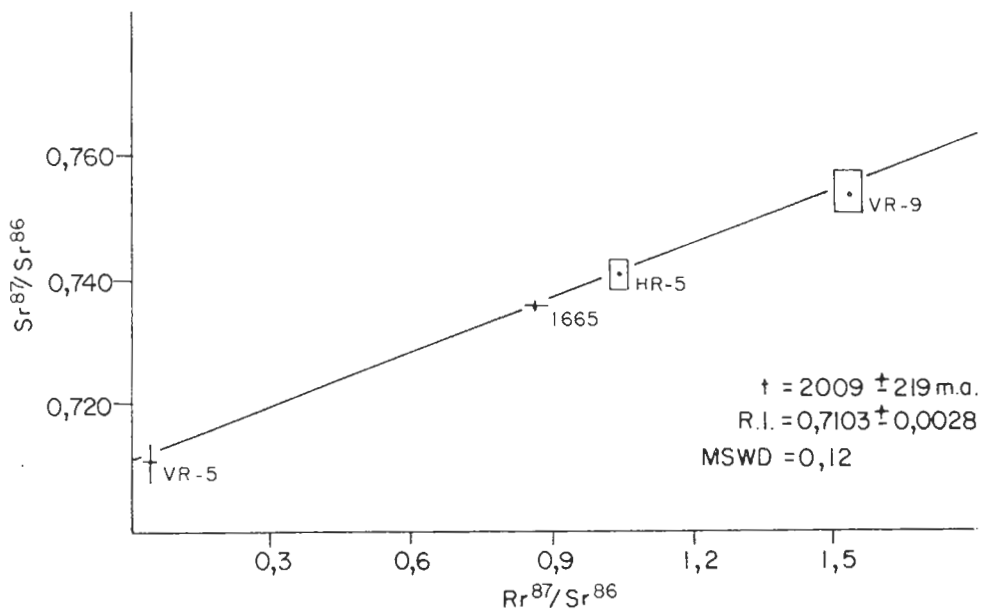


Fig. 6 - LESTE DE MARIANA

TABELA 1: ANÁLISES MODAIS DE ROCHAS DA FÁCIES GRANULITO, REGIÃO DE ACAIACA

Nº AMOSTRAS	PLAGIOGRANULITOS			AMOSTRA	KINZIGITOS			
	n=7	n=4	n=9		211 B	211 D	211 A	211
quartzo	28,3	21,3	1,5	quartzo	20,4	18,8	----	26,6
K-fsp	13,0	----	----	plag.	----	23,3	9,2	----
plag.	37,9	42,5	47,8	biot.	16,0	18,0	30,6	35,1
opx	----	----	6,3	granada	20,4	20,7	----	----
cpx	----	----	11,8	cordie.	21,7	4,6	20,8	27,5
hbl	----	----	10,2	cian.	17,5	1,5	39,4	7,6
granada	8,6	+	0,2	estau.	0,3	0,5	----	----
opaco	0,2	0,5	1,2	sillim.	+	+	+	+
apatita	< 0,1	0,3	0,1	anfib.	----	0,2	----	----
escap.	----	----	< 0,1	opaco	----	+	----	0,4
biot.	11,8	28,4	2,4	zircão	0,1	+	+	0,1
actin.	----	6,3	18,2	rutilo	0,4	+	----	0,2
epid.	+	0,3	0,1	clorita	2,3	12,4	----	1,7
talco	----	----	0,1	moscov.	0,6	----	----	0,8
carbon.	0,1	0,3	< 0,1	epid.	0,3	+	----	----
resto	0,1	0,1	< 0,1	titan.	----	+	----	----
				apat.	----	+	----	+

TABELA 2 - ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS DA FÁCIES GRANULITO, REGIÃO ENTRE ACAIACA E ABRE-CAMPO

Teor de SiO ₂ /Rocha	Acaiaca Jordt Evangelista, 1984				Ponte Nova - Abre Campo Schulz - Kuhnt, 1985				Abre Campo-Manhuaçu (E) Herbert, 1979		
	< 55	55-65	> 65	Kinzigito	< 52	52-65	65-70	> 70	< 55	55-65	> 65
	3	2	3	1	1	10	20	3	17	20	5
Nº Amostras % em peso											
SiO ₂	50,10	63,45	70,00	49,80	50,23	59,21	66,83	71,68	50,40	59,89	65,49
TiO ₂	0,82	0,70	0,36	1,20	1,81	1,25	0,95	0,61	1,15	1,14	0,84
Al ₂ O ₃	15,13	15,45	14,59	18,10	14,01	14,97	14,65	13,85	17,06	15,78	15,28
FeO*	11,08	6,72	3,37	8,61	13,49	8,32	5,18	3,36	8,56	6,49	4,93
MnO	0,19	0,12	0,06	0,04	0,21	0,13	0,08	0,04	0,14	0,11	0,05
MgO	7,67	2,90	1,38	11,70	6,79	3,94	2,05	1,67	6,70	2,45	2,20
CaO	10,87	3,25	2,60	0,85	9,03	6,19	3,24	3,10	8,79	4,70	3,83
Na ₂ O	2,71	3,07	4,59	1,31	2,55	3,22	3,19	3,24	3,31	3,45	3,62
K ₂ O	0,41	3,45	3,26	5,32	0,49	1,12	2,71	2,09	1,80	3,82	2,53

* Fe_{total} como FeO

TABELA 3 - DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL

Nº Lab.	Nº Campo	Rocha	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Ref.
8240	HE-1	Plagiogranulito	88,7	211,6	0,75535 ± 28	1,219 ± 34	D.T.
8241	HE-3	Piribolito	1,0	218,9	0,71340 ± 35	0,232 ± 2	D.T.
8242	HE-5	Plagiogranulito	69,5	511,4	0,71671 ± 11	0,394 ± 11	D.T.
8243	HE-7	Plagiogranulito	65,9	270,9	0,72604 ± 13	0,705 ± 20	D.T.
8244	HE-9	Granulito	136,2	248,0	0,75915 ± 31	1,598 ± 45	D.T.
8245	HE-10	Granulito	101,4	325,4	0,73230 ± 10	0,904 ± 26	D.T.
8246	HE-11	Plagiogranulito	135,8	262,8	0,74861 ± 5	1,502 ± 42	D.T.
8247	HE-12	Plagiogranulito	138,9	346,0	0,74077 ± 23	1,166 ± 33	D.T.
6112	2833B	Gnaiss	44,6	218,4	0,7339 ± 12	0,59 ± 2	1
6114	2833D	Gnaiss	40,7	164,6	0,7385 ± 9	0,72 ± 1	1
6111	2832B	Gnaiss	94,4	240,0	0,7504 ± 11	1,14 ± 3	1
6110	2832A	Gnaiss	77,2	362,8	0,7348 ± 7	0,62 ± 2	1
8314	1835A	Gnaiss	67,6	286,3	0,73824 ± 43	0,685 ± 19	D.T.
966	VR-9	Gnaiss	152,4	278,7	0,7533 ± 33	1,53 ± 3	2
968	HR-5	Gnaiss	100,5	268,6	0,7404 ± 23	1,04 ± 2	2
969	VR-5	Gnaiss	< 2	129,9	0,7106 ± 34	0,045 ± 1	2
8311	1665	Gnaiss	75,7	253,7	0,73545 ± 15	0,866 ± 24	D.T.

Constantes: $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$ $Rb^{85}/Rb^{87} = 2,602 \pm 0,0038$ (CPGeo);

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_n = 2,5076 \pm 0,0037$$

valores de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ normalizados para Sr⁸⁶/Sr⁸⁸ = 0,1194

Referências: 1. Machado Fº et al. (1983); 2. Cordani et al. (1980); D.T. = deste trabalho

TABELA 4 - DADOS ANALÍTICOS Pb-Pb EM ROCHA TOTAL

Amostra	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴
HE-1	19,239	16,135	51,663
HE-3	16,990	15,750	36,427
HE-5	17,235	15,678	36,250
HE-7	17,006	15,723	37,235
HE-9	16,241	15,641	36,835
HE-10	17,268	15,748	35,684
HE-11	16,544	15,644	36,501
HE-12	16,554	15,671	37,767

Constantes:

$$(Pb^{206}/Pb^{204})_1 = 9,307; (Pb^{207}/Pb^{204})_1 = 10,294$$

$$\lambda_{U^{238}} = 0,155125 \times 10^{-9} \text{a}^{-1} \therefore \lambda_{U^{235}} = 0,98485 \times 10^{-9} \text{a}^{-1}$$

(erros das razões $\approx 0,1\%$)

TABELA 5 - DADOS ANALÍTICOS K-AR

Nº Lab.	Amostra	Rocha	Material	%K	Ar ⁴⁰ rad (x10 ⁻⁶ , ccSTP/g)	%Ar ⁴⁰ atm.	Idade(m.a.)	Ref.
3017	VR-11	Para-Anfibolito	Anf.	0,227	5,26	30,0	510 ± 16	1
3019	VR-19	Gnaïsse Granítico	Biot.	6,32	142,0	10,8	502 ± 15	1
3015	VR-5	Orto-anfibolito	Anf.	0,268	6,40	34,4	534 ± 48	1
3022	VR-10	Gnaïsse Granítico	Biot.	7,18	166,40	3,5	516 ± 22	1
3021	VR-9	Gnaïsse Granítico	Biot.	6,93	169,5	29,2	541 ± 16	1
3014	VR-27	Para-Anfibolito	Anf.	0,290	7,11	38,0	543 ± 32	1
3013	VR-48	Orto-Anfibolito	Anf.	0,296	11,61	24,5	804 ± 35	1
5802	1811A	Gnaïsse	Biot.	7,683	163,7	9,10	479 ± 14	2
4856	1527A	Anfibolito	Anf.	1,154	36,14	7,71	666 ± 14	3
4830	1567B	Gnaïsse	Biot.	7,130	169,0	2,31	525 ± 6	3
4356	VR-601	Quartzito	Musc.	7,936	140,8	6,69	407 ± 12	3
4358	VR-432	Quartzito	Musc.	8,365	180,0	4,33	483 ± 12	3
4360	VR-77	Quartzito	Musc.	8,446	185,2	1,99	491 ± 15	3

Constantes: $\lambda K_{tot}^{40} = 5,81 \cdot 10^{-11} \text{anos}^{-1}$

$(Ar^{40}/Ar^{36})_{atm} = 295,5$

$\lambda K^{40} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{anos}^{-1}$

$K^{40} = 0,1167\% \text{ do } K_{total}$

Referências

1. Cordani et al. (1980)
2. Deste trabalho
3. Machado Fy et al. (1983)

NOVAS CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA REGIÃO DE DIAMANTINA (MG)

Mario Luiz de Sã Carneiro Chaves
Centro de Geologia Eschwege - UFMG

RESUMO

A região de Diamantina, situada na porção central da Serra do Espinhaço Meridional Minas Gerais, contém rochas de idade Proterozóica Média do Grupo Diamantina, Supergrupo Espinhaço. É apresentado o mapa geológico integrado das áreas de Diamantina e Sopa (escala original 1:25.000), onde ocorrem rochas metassedimentares e metavulcânicas das formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel. Algumas considerações sobre a estratigrafia, paleogeografia e paleoambientes de sedimentação e vulcanismo são fornecidos. Os mais importantes depósitos minerais da região (diamante, ouro e manganês) são descritos também.

ABSTRACT

The Diamantina region, located in the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais State, contains rocks of Middle Proterozoic age: Diamantina Group, Espinhaço Supergroup. The geologic mapping integrated of the Diamantina and Sopa areas is presented (original scale 1:25.000), where occur metasediments and metavolcanics rocks of the São João da Chapada, Sopa-Brumadinho and Galho do Miguel formations. Some considerations about the stratigraphy, paleogeography and sedimentation and volcanism paleoenvironments are furnished. The most important mineral deposits of the region (diamond, gold and manganese) are described too.

1. INTRODUÇÃO

Desde os trabalhos pioneiros do Eschwege, Gorceix, Derby, Draper, Moraes & Guimarães, Correns, entre outros, descreve-se e discute-se os principais tópicos da geologia da região de Diamantina (Centro-Norte de Minas Gerais). Mapeamentos de cunho sistemático, no entanto, só vieram a se realizar por ocasião da instituição do convênio de cooperação geológica Brasil/Alemanha, com a consequente criação do Instituto Eschwege, em Diamantina, e das numerosas teses de doutoramento aí concretizadas. Desta forma, a região que abrange a cidade de Diamantina e arredores foi mapeada por Eberle (1972) e Eberle & Rieper (1968), na escala de 1:100.000. Todos os mapas compilatórios depois realizados basearam-se principalmente nos dados destes trabalhos (p.ex. Pflug & Renger, 1973). A esses estudos foram acrescentados posteriormente os trabalhos de cunho

estratigráfico de Scholl (1980) e Scholl & Fogaça (1979) e, mais recentemente, Fogaça & Abreu (1982), Chaves & Uhlein (1985), Chaves et alii (1985) e Dossin et alii (1985).

Com a continuação dos estudos geológicos na região de Diamantina pretende-se, entre outros fatores, caracterizar: (1) variações faciológicas laterais e verticais na Formação Sopa-Brumadinho entre as áreas de Sopa e Diamantina; (2) a passagem de um domínio pouco deformado, a oeste (área de Sopa) para um outro domínio onde a deformação é bem mais intensa (área de Diamantina); (3) a abundância de filitos hematíticos na área, onde apresentam-se melhor expostos que em qualquer outra região; (4) a importância das mineralizações (ouro, diamante e manganês) da região. A Figura 1 mostra a localização e acesso da área estudada.

2. GEOLOGIA DA FAIXA MÓVEL ESPINHAÇO NA REGIÃO DE DIAMANTINA

As áreas desenvolvidas no Arqueano sofreram considerável soerguimento e erosão nos estágios iniciais de estabilização que tomaram lugar entre 2500 e 2000 Ma (Windley, 1973). Com a progressiva cratonização da crosta, áreas estáveis tornaram-se mais largas permitindo a formação de extensos depósitos de plataforma (tipo Chapada Diamantina) e de zonas móveis mais confinadas e lineares, denotando controle tectônico na sedimentação (tipo Espinhaço S.S.), preenchidas largamente por sedimentos arenosos e vulcanitos sin-sedimentares. A Faixa Móvel Espinhaço (Dossin et alii, 1984) compreende uma unidade tectonicamente evoluída no Proterozóico Médio a Superior, onde fatias do seu embasamento preservam-se em zonas estruturalmente controladas na porção axial da serra homônima.

A estratigrafia do Supergrupo Espinhaço (no sentido de Schobbenhaus, 1978), em Minas Gerais, está consignada nos trabalhos clássicos de Pflug (1965), Pflug (1968) e Schöll & Fogaça (1979), onde são reconhecidas oito formações (da base para o topo): São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. Com base em marcantes diferenças em seus ambientes de sedimentação e na configuração espacial dentro da bacia, as formações do Supergrupo Espinhaço podem ser reunidas nos grupos Diamantina, na base, e Conselheiro Mata, no topo (cf. inicialmente sugerido em Dossin et alii, 1984). A esses metassedimentos, atribui-se uma idade de deposição na faixa de 1,75-1,1 b.a. (Brito Neves et alii, 1979; Moutinho da Costa e Inda, 1982), com complexa evolução deformacional progressiva e metamorfismo em fácies xistos verdes durante o Ciclo Brasileiro (Uhlein et alii, 1986).

O Grupo Diamantina reúne as três formações inferiores e recobre em discordância angular e erosiva as rochas do Complexo Basal. Às suas litologias (quartzitos, filitos e metaconglomerados), atribui-se atualmente um ambiente de sedimentação predominantemente continental, em contexto litorâneo (Garcia & Uhlein, 1987) representados por depósitos fluviais anastomosados com leques aluviais associados (formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho) e depósitos eólicos costeiros no topo (Formação Galho do Miguel). O Grupo Conselheiro Mata ocorre apenas na borda oeste da Serra, reunindo as cinco formações superiores, representando alternâncias cíclicas de sedimentos arenosos e síltico-argilosos que caracterizam megaciclos transgressivos e regressivos em ambiente marinho costeiro (Chaves et alii, 1985).

O Supergrupo Espinhaço apresenta-se em toda cordilheira, cortado por inúmeros diques e sills de rochas de composição básica, também metamortizados em baixo grau, considerados de idade pré-São Francisco (Pflug & Renger, 1973). Petrograficamente, tratam-se de rochas de composição basáltica, com plagioclásio (andesina-labradorita), piroxênio (augita), raramente olivina e opacos como minerais primários, muitas vezes alteradas para actinolita-tremolita, albita, clorita e epidoto.

3. O GRUPO DIAMANTINA NOS ARREDORES DA CIDADE

A importância de um grande número de depósitos diamantíferos compreendidos na área a oeste de Diamantina (região de Sopa e Guinda), fez com que a mesma fosse geologicamente conhecida e ligeiramente estudada desde longa data (Draper, 1920; Guimarães, 1927; Moraes & Guimarães, 1930 e 1931; Correns, 1932; Guimarães, 1934; Moares, 1934; Barbosa, 1951; entre outros).

A partir da criação do Instituto Eschwege, em 1963, (atual Centro de Geologia Eschwege/UFMG), compreensivelmente foi dada certa primazia a estudos nesta região e, em certas porções localizadas, desenvolveram-se mapeamentos geológicos detalhados. A dificuldade em integrar tais mapeamentos, muitas vezes utilizando-se de conceituações estratigráficas diferentes ou mesmo conflitantes, em escalas também diferentes, fez com que jamais se executasse um mapa geológico para a Quadrícula de Sopa (SE-23-Z-A-III-2-SO).

Desta maneira, assim que constituída, a equipe executora do mapeamento geológico da referida quadrícula (resultados finais em Chaves et alii, 1985; Dossin et alii, 1985), esbarrou em sérias dificuldades para integrar em escala de semi-detulhe a geologia da área, utilizando-se das conceituações estratigráficas atualmente aceitas pelos pesquisadores do C.G. Eschwege. A continuação do mapeamento na quadrícula vizinha, a leste, pelo Autor (Quadrícula de Diamantina/SE-23-Z-A-III-2-SE), através de metodologia sistemática, demonstrou a necessidade de certas revisões no mapeamento da porção leste da Quadrícula de Sopa, aqui representadas.

No âmbito das unidades do Grupo Diamantina, Schöll & Fogaça (1975) e Scholl (1980), reconheceram importantes compartimentações internas nas duas formações basais (São João da Chapada e Sopa-Brumadinho), principalmente na área entre Guinda e Gouveia, constituindo novas divisões litoestratigráficas informalmente denominadas níveis. A existência de tais níveis em escala regional com posição litoestratigráfica definida foi posteriormente contestada por Chaves et alii (1985) e Dossin et alii (1985) em trabalhos na região de Sopa, onde as unidades litológicas da Formação Sopa-Brumadinho podem interdigitarem-se entre si, sugerindo então a divisão da mesma em litofácies. Na região de Presidente Kubitschek, Uhlein & Garcia (1987) denominaram as compartimentações internas da Formação Sopa-Brumadinho em "associações de litofácies inferior, média e superior" (A, B e C, respectivamente). Abreu et alii (1987) enfatizam a complexidade regional do arranjo interno das várias litofácies, caracterizando a existência de múltiplos ambientes de sedimentação conforme sua localização ao longo da Serra do Espinhaço. A associação de litofácies que encerra na área o episódio de deposição da Formação Sopa-Brumadinho (nível "F"), tem a denominação formal de Membro Campo Sampaio (Fogaça e Abreu, 1982).

O Grupo Diamantina, na região que abrange a cidade e suas proximidades (Fig. 2), é representado, da base para o topo, pelas seguintes unidades de mapeamento: (1) Unidade Xisto-Milonítica; (2) Formação São João da Chapada; (3) Formação Sopa-Brumadinho e (4) Formação Galho do Miguel. Rochas metabásicas pós-Espinhaço, Coberturas Elúvio-Coluvionares e Aluviões Recentes completam o quadro litoestratigráfico da área estudada.

3.1 UNIDADE XISTO-MILONÍTICA

Em íntima associação com longas falhas inversas, a norte de Diamantina, aparecem extensas zonas xisto-miloníticas, caracteristicamente bem representadas nas cristas que ocorrem a leste do Ribeirão das Pedras (área da Cachoeira da Toca) e na região de Biribiri (Fig. 2). Na área estudada, foram definidos dois conjuntos litológicos nesta unida-

de:

(1) sericita-quartzo-(cianita)xistos e quartzo xistos, de granulação fina, bastante recristalizados, cujos limites são marcados por um contato tectônico a oeste (cavalgamento sobre unidades mais novas) e um contato nitidamente gradacional a leste, para tipos menos xistosos. Observa-se, com frequência, a alternância de lâminas milimétricas constituídas predominantemente por quartzo recristalizado e lâminas submilimétricas de sericita. Localmente, ocorrem ainda veios e boudins de quartzo, concordantes com a xistosidade principal. Petrograficamente, caracterizam-se pela ligeira predominância de quartzo (45-50%) em relação à sericita (40-45%) e subordinadamente ocorrem ainda cianita (esta pode alcançar localmente até 25% da rocha) e turmalina, sendo comuns feições cataclásticas como cristais quebrados e fraturados de cianita, turmalina e sericita, além de cristais estirados de quartzo. Veios de quartzo e epidoto podem ocorrer em zonas de maior deformação;

(2) mica-quartzitos finos, razoavelmente recristalizados, como resultado da gradação lateral, para leste, dos sericita xistos. Como unidade transicional dos xistos típicos para os metassedimentos pouco deformados do Grupo Diamantina, tanto podem aparecer "ilhas" de xistos em seu interior, como alguns afloramentos onde estruturas sedimentares podem ser observadas (estratos cruzados e marcas onduladas). Petrograficamente, os mica quartzitos aparecem bastante recristalizados, com cristais subordinados de sericita isorientados definindo a S_2 . Aparecem também nessas rochas, por vezes, cianita em grãos subédricos evoluídos e concordantes com a xistosidade da sericita, e zircão, em forma ovóide e com alguma alteração que o caracterizaria como mineral relictivo.

Em trabalhos anteriores (Chaves et alii, 1985; Dossin et alii, 1985) esta unidade foi considerada, na Quadrícula de Sopa, como pertencente ao Supergrupo Rio Paraúna. Como, porém, com a continuação dos mapeamentos para leste, foi constatada a nítida transição dos xistos para os quartzitos típicos do Supergrupo Espinhaço, aquela designação pode ser abandonada. A sequência pré-deformacional pode incluir, por conseguinte, litotipos das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho.

3.2 FORMAÇÃO SÃO JOÃO DA CHAPADA

Na região de Sopa, a principal área de afloramento da Formação São João da Chapada é no denominado Anticlinal do Morro do Chapéu (Chaves et alii, 1985; Dossin et alii, 1985). A sucessão de litologias que integra a unidade no local, é de natureza predominantemente quartzítica. São rochas de granulometria fina a grossa, localmente microconglomeráticas ou com seixos de quartzo, organizadas em estratos de aproximadamente 20-30cm, apresentando granodecrescência granulométrica ascendente. Intercalem-se na sequência níveis decimétricos de filitos, que se tornam mais frequentes em direção ao topo, associadamente a uma diminuição no tamanho do grão dos quartzitos, que se tornam finos a micácios, caracterizando a transição para a unidade superior. Estruturas sedimentares primárias mais comuns são estratificações plano-paralelas, estratos cruzados de pequeno porte e baixo ângulo, estratificações cruzadas acanaladas com "sets" de porte métrico e marcas onduladas assimétricas de cristas retas. A espessura da sequência é de cerca de 80 metros.

O caráter predominantemente arenoso e as estruturas sedimentares presentes evidenciam um sistema fluvial de rios entrelaçados ("braided"), de lâmina d'água relativamente rasa. A abundância de areias finas na sequência sugerem depósitos em porções mais distais do sistema fluvial, onde poderiam mesmo estar sob a influência de retrabalhamento em contexto litorâneo (Garcia & Uhlein, 1987).

Na área a norte de Diamantina, aparece topograficamente ocupando as regiões mais baixas, exceto nos locais onde implicações estruturais fazem-na ocupar linhas de cristas, empurrada sobre a Formação Sopa-Brumadinho.

madinho. Consiste em uma monótona sucessão de quartzitos finos, em geral pouco porém invariavelmente micácios, bem selecionados e organizados em estratos. A espessura da sequência é de, pelo menos, 150 metros. São observadas algumas laminações cruzadas de vários tipos (truncadas na base e no topo, sigmoidas, tangenciais à base), e porte normalmente decimétricos, e numerosas marcas onduladas de cristas retilíneas e não bifurcadas, em geral assimétricas (com comprimentos de onda da ordem de 5-8cm e amplitude de 1-1,5cm), mas também simétricas, estas maiores chegando a atingir 10 cm de comprimento de onda e 2cm de amplitude. O estudo das paleocorrentes permitiu verificar um sentido preferencial em torno de SW-SSW (Fig. 3). Os tipos litológicos observados sugerem um contexto transicional para a unidade na área, onde ambientes de praia e mar raso estariam presentes, denotando o total "afogamento" do sistema fluvial dominante na região de Sopa.

3.3 FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO

No âmbito da Formação Sopa-Brumadinho, foram reconhecidas quatro sub-unidades cartografáveis na escala originalmente trabalhada (1:25.000): (a) Associação de Litofácies Inferior; (b) Associação de Litofácies Média; (c) Associação de Litofácies Superior - Membro Campo Sampaio e (d) Suíte Intrusiva de Biribiri - Filitos Hematíticos. As associações de litofácies são descritas de acordo com Uhlein & Garcia (1987).

ASSOCIAÇÃO LITOFÁCIES INFERIOR

Na região de Sopa, está presente apenas localmente, onde ocorrem quartzitos finos a muito finos, com intercalações métricas de filitos que podem espessar-se lateralmente ou mesmo recorrer dentro da unidade superior (Fig. 2) denotando típicas interdigitações faciológicas, conforme já descritas em Chaves et alii (1985) e Dossin et alii (1985). Nos quartzitos, são descritos estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte e feições tipo "drapes" de argila (Garcia & Uhlein, 1987). O contato com a formação inferior é tipicamente transicional.

Na área da cidade de Diamantina (Fig. 2), a sequência é representada por filitos de coloração cinzenta, prateada, esverdeada ou avermelhada, às vezes quartzosos, enriquecidos em ferro ou ainda grafitosos. São raros os afloramentos frescos e mesmo em cortes recém-abertos, intemperizam-se rapidamente. A espessura da unidade nesse local é expressivamente maior que na área de Sopa e Guinda. As melhores exposições do conjunto são encontradas na Mina das Mil Oitavas (imediatamente a NW da cidade) e na avenida que dá acesso à cidade, entre a Rodovia BR-367 e a Rodoviária Municipal. Xistos verdes e possíveis metatufos (Prof. Ivo Dossin, comunic. oral) ocorrem intercalados aos filitos sericíticos nesta área, ao que parece em quantidade bem superior a até então suposta.

As características observadas no conjunto litológico sugerem a evolução de um ambiente marinho raso, instalado na bacia a partir de um rápido evento transgressivo, que estratigraficamente marca a base da Formação Sopa-Brumadinho (Garcia e Uhlein, op.cit.). Em direção a leste importante contribuição vulcânica de natureza possivelmente básica intercala-se aos metapelitos da sequência (Chaves, em preparação).

ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES MÉDIA

É uma unidade caracteristicamente quartzito-conglomerática e suas litologias predominam na região de Sopa e Diamantina (Fig. 2), apresentando contato nitidamente gradacional com a unidade inferior, Formação São João da Chapada. Existem certas diferenças nas ocorrências desta

unidade nas áreas de Sopa e Diamantina, que devem representar variações verticais e laterais de fácies (Fig.3). Sua principal importância reflete-se nas lentes de metaconglomerados polimíticos diamantíferos que se intercalam nos quartzitos da unidade.

Nas proximidades de Sopa e Guinda (Fig.2), esta unidade tem sido intensamente estudada, principalmente nos locais de afloramento do conglomerado diamantífero Sopa, excepcionalmente bem exposto nas numerosas lavras da área (compilação dos principais estudos anteriores em Chaves et alii, 1985). Nesta região, as duas associações litológicas dominantes interdigitam-se rapidamente vertical e lateralmente, impedindo seus registros em separado. Os termos quartzíticos são caracterizados por rochas de grão médio a grosseiro, muitas vezes de caráter ferruginoso acentuado, onde intercalam-se lâminas centimétricas de filitos sericíticos. Os metaconglomerados distribuem-se preferencialmente entre Guinda e Sopa, em vários horizontes de pequena espessura (2-10m) mas contínuos lateralmente por centenas de metros. Nos tipos polimíticos, de ocorrência mais frequente e de interesse econômico pela presença de diamantes, os seixos, arredondados a sub-arredondados com diâmetro de até 60 cm estão representados por quartzitos, quartzo leitoso, filitos, conglomerados e efusivas ácidas. A matriz é de natureza quartzítica, média a grosseira, às vezes bastante micácia. Localmente, associam-se aos metaconglomerados polimíticos, tipos monomíticos, com seixos de quartzo de veio bem arredondados (até 10cm de diâmetro). O contato dos metaconglomerados com os quartzitos subjacentes é em geral irregular e erosional.

Na região de Sopa e Guinda, configura-se o avanço de um sistema fluvial de rios entrelaçados, associados a leques aluviais relativamente próximos à costa em certos locais da bacia. Nesse contexto litorâneo, viabiliza-se a possibilidade de retrabalhamento parcial ou total por ondas e marés dos depósitos originalmente fluviais, a depender da posição mais ou menos distal em que os mesmos se encontram em relação à disposição dos leques aluviais (Garcia & Uhlein, 1987).

Na porção leste da área estudada (Fig. 2), a unidade caracteriza-se pela presença de quartzitos médios a grosseiros, localmente micácios e/ou ferruginosos, com seixos de quartzo de veio, geralmente esparços, porém sempre presentes "boiando" na matriz quartzítica. Petrograficamente, podem ser classificados como quartzitos impuros, com predominância de quartzo, sericita (esta em até 20%) e opacos (até 7%), tendo como principais acessórios zircão (provavelmente relicto) e turmalina de provável origem metassomática.

Os clastos de quartzo, uma das principais características desta unidade, não ultrapassam 15cm de diâmetro, são arredondados a sub-arredondados, podendo haver, lateralmente, um enriquecimento local em seixos, até formar paraconglomerados. Em apenas um local, foi assinalado um metaconglomerado polimítico na sequência, de matriz xistosa e clastos de até 20cm de diâmetro (quartzo, quartzitos de vários tipos, formações ferríferas, etc) predominando amplamente sobre a matriz. Injeções de filito hematítico, desde centimétricas até métricas, são extremamente comuns seccionando a sequência, principalmente em sua porção de topo. As estruturas sedimentares preservadas são estratificações cruzadas acanaladas e assintóticas, de pequeno a médio porte. "Festons" podem também ocorrer localmente. Advoga-se aqui, ainda, que os quartzitos conglomeráticos possam ser também diamantíferos. Existem certos córregos, que correm quase exclusivamente sobre essas rochas, que já foram lavrados para diamante (p.ex., Córrego Sentinela).

Outra característica marcante desta unidade, principalmente na área a norte de Diamantina, é a presença constante de pequenos "nódulos" de material escuro encravados nos quartzitos, que estudos petrográficos revelaram ser de turmalinito. Tais nódulos, frequentemente confundidos com seixos, são normalmente achatados e não ultrapassam 10

cm de diâmetro maior. Na maioria das vezes, ocorrem dispersos na rocha hospedeira, porém em certos locais, pode-se observá-los em delgados níveis discordantes, por vezes rompidos tectonicamente. Esse fato, aliado à constante associação de campo das impregnações turmaliníticas com níveis intrusivos de filito hematítico, permite considerá-las como originadas a partir desses vulcanitos. Desta maneira, parece que os nódulos e níveis turmaliníticos nos quartzitos representam injeções pneumatóliticas sin-sedimentares, geneticamente relacionadas ao vulcanismo que originou os filitos hematíticos. A presença abundante de turmalina é indicadora segura da adição metassomática de boro advindo das intrusões vulcânicas. A deformação posterior pode ter servido para romper e isolar certos nódulos, porém, a maioria deles parece ter se formado isoladamente no interior dos quartzitos. Como, muitas vezes, os nódulos coexistem com clastos de quartzo no quartzito, a rocha pode apresentar ser um conglomerado polimítico.

A espessura média aproximada da sequência na região de Diamantina, foi estimada em 80 metros. O quadro composicional e as associações estruturais primárias observadas sugerem uma deposição em regime fluvial anastomosado. Os raros ortoconglomerados poderiam indicar depósitos de leques aluviais associados. O estudo de paleocorrentes das estratificações cruzadas (Fig.3), permitiu a obtenção de um máximo de medidas segundo direção ENE e a dispersão apresentada dentro dos quadrantes próximos deve indicar o entrelaçamento dos paleocanais. Nesse contexto, os níveis paraconglomeráticos devem representar porções próximas ao eixo de fluxo dos paleocanais mais importantes. Admite-se também a existência, conforme observado em apenas um local, de depósitos eólicos associados, onde quartzitos finos e bem selecionados, com estratificação cruzada de alto ângulo e porte de vários metros, coexistem com os depósitos anteriormente descritos, depondo a favor de um possível retrabalhamento eólico marginal associado aos canais anastomosados.

ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES SUPERIOR

A Associação de Litofácies Superior, ou Membro Campo Sampaio (Fogaça & Abreu, 1982), tem sua principal área de ocorrência na região de Sopá (Fig.2) onde aflora ocupando níveis topograficamente mais altos, mostrando contato de transição com a associação média. No único local que se contacta com a unidade superior, Formação Galho do Miguel (no flanco oeste do Morro da Gota), este é também gradacional. Os principais tipos litológicos presentes são filitos acinzentados, metassiltitos e quartzitos de grão muito fino. Intercalam-se nesta sucessão lentes de metabrechas com fragmentos angulosos a sub-arredondados de quartzito vermelho e quartzo, com dimensões em torno de 5-10cm, em matriz predominantemente siltica ou arenosa fina. As metabrechas são também diamantíferas.

Os quartzitos finos mostram intervalos com "fining up" e megaondulações de formas sigmoidais com marcas de cristas sinuosas superimpostas. Estruturas "flaser" e de corte e preenchimento, estratificações cruzadas truncadas por ondas ("hummockys") são também observadas (Garcia & Uhlein, 1987). A associação litológica e as estruturas presentes são características de fácies progressivamente mais distais onde situações costeiras com a presença de depósitos marinhos rasos com influência de ondas e marés tornam a ocorrer indicando a atuação de novo evento transgressivo, marcado por depósitos de planícies de marés (Fogaça & Abreu, 1982). A atuação esporádica de ondas de tempestades, na qual escorregavam fluxos de detritos provenientes de materiais sinsedimentares inconsolidados, retrabalhando a unidade inferior e formando as brechas diamantíferas, completam o quadro deposicional da sequência.

A norte de Diamantina, o único local onde esta sequência, ao que parece, está presente, é na Lavra do Alto dos Cristais (Fig.2). As li

tologias aí observadas (quartzitos finos, filitos e metassiltitos intercalados) não chegam a aflorar devido ao espesso manto intempérico, só estando expostas nas escavações da antiga lavra diamantífera.

SUÍTE INTRUSIVA DE BIRIBIRI - FILITOS HEMATÍTICOS

O termo "filito hematítico" tem sido utilizado genericamente para designar uma série de rochas de caráter original reconhecidamente vulcânico (ver citações a seguir) e que em escala regional ocorrem intrinsecamente associadas com as duas formações basais do Grupo Diamantina.

Se não existem dúvidas quanto à origem magmatogênica dos filitos hematíticos, o mesmo não acontece em relação à sua filiação original. A este respeito, as concepções tem variado no decorrer do tempo (citando apenas as principais):

- Moraes & Guimarães (1930): magma ácido;
- Correns (1932): rochas eruptivas pobres ou livres de quartzo (intermediárias);
- Barbosa (1951): traquitos porfiríticos;
- Renger (1970): tufitos;
- Eberle (1972): quimismo alcalino;
- Hoppe (1978): magmas pouco alcalinos a intermediários fracamente alcalinos, com grande possibilidade de serem tufo ou tufitos de deposição submarina e de edutos básicos sinsedimentares;
- Schöll (1980): tufitos ou extrusivas de quimismo básico a ultrabásico e de elevado teor em Fe e K;
- Hoppe & Otto (1982): lavas submarinas sinsedimentares e/ou tufo e tufitos;
- Herrgesell (1985): vulcanismo de caráter ultrabásico alcalino.

Esta múltipla gama de posições interpretativas denotam a singularidade desses metavulcanitos. Além disto, destaca-se o fato dos filitos hematíticos até hoje só terem sido descritos na Serra do Espinhaço Meridional, não se conhecendo referências deles em qualquer outra parte do planeta (Pflug, 1986, comunic. oral). A hipótese defendida por alguns autores que consideram essa rocha como possível fonte do diamante na região (Moraes & Guimarães, 1930; Correns, 1932; Barbosa, 1951; Scholl & Fogaça, 1979; Herrgesell, 1985; entre outros); a existência de ouro associado, pelo menos localmente; e numerosos depósitos de enriquecimento supergênico de manganês verificados, abrem perspectivas econômicas para este tipo litológico e fazem dele um extenso campo de estudos de ordem petrológica.

Na região a norte de Diamantina, especialmente nas proximidades do lugarejo de Biribiri, os filitos hematíticos ocorrem em grandes corpos tabulares, capeando os quartzitos conglomeráticos da formação. Talvez seja nesta área onde estão presentes as melhores e mais contínuas exposições destas rochas e foi no vale do Córrego dos Cristais, também próximo, onde Correns (1932) descreveu pela primeira vez os "olhos" sericíticos, característicos da rocha, como pseudomorfos de feldspato.

Adotou-se tal denominação ao conjunto de rochas referido genericamente como filito hematítico, uma vez que eles possuem caráter intrusivo, continuidade tipológica e estão longe de possuir textura e composição uniformes. Seu próprio comportamento espacial varia amplamente, resultando em múltiplas formas de "emplacemnt", como sills, diques, apófises, stocks, derrames (?), etc. Em geral, são rochas densas de coloração cinza escura, porém, mesmo em escala de afloramento podem ocorrer variações. A mineralogia básica é simples e constante: sericita e óxido de ferro (este em até 50%). Existe uma grande variedade de minerais acessórios já identificados, que podem variar de local para local, como zircão, rutilo, cloritóide, turmalina, apatita,

epidoto, granada, entre outros. Cianita pode desenvolver-se ao longo de zonas de falhas. Variações laterais para tipos ricos em cloritóide também são comuns, neste caso a rocha adquire característica coloração cinza-esverdeada. O magmatismo que gerou as rochas da suíte intrusiva produziu larga impregnação metassomática nas rochas encaixantes. Brechas de origem nitidamente ígnea, com material injetado para o interior dos quartzitos, estando estes fragmentados e envoltos na massa intrusiva, podem ocorrer.

Ao que parece, a fase de vulcanismo responsável pela geração dos filitos hematíticos na região de Diamantina é contemporânea à deposição da associação de litofácies superior da Formação Sopa-Brumadinho (Membro Campo Sampaio). Assim, observa-se a existência desses vulcanitos em íntima associação com metabrechas diamantíferas na Lavra do Campo Sampaio (próximo a São João da Chapada), na Lavra Mugongo (a sul de Guinda), na Lavra Brumadinho, na Lavra da Perpétua e na Lavra do Alto dos Cristais (estas três últimas na área estudada). Progressivamente, em direção a leste, os filitos hematíticos passam a predominar em relação ao litofácies filito-paraconglomerático. Foi também observado um nítido acunhamento do corpo maior de filito hematítico em sua borda oeste, enquanto na parte leste uma espessura de pelo menor 50 metros pode ser verificada.

3.4 FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL

Ocorre a leste de Sopa e Guinda, ocupando uma estrutura levemente sinformal (Morro da Gota) ou pequenos morros testemunhos, recobrando, aparentemente de maneira gradacional, as associações de litofácies média e superior da Formação Sopa-Brumadinho. Aflora também no extremo noroeste da área, a oeste de Biribiri, onde aparece preservada no núcleo de uma sinclinal aberta, recobrando também transicionalmente os quartzitos conglomeráticos da Formação Sopa-Brumadinho (Fig.2).

Em ambos os locais, a Formação Galho do Miguel é constituída por sucessivos bancos de quartzitos monótonos, de grão fino e bem selecionados, onde são comuns estratificações cruzadas tabulares e acanaladas com direções de paleocorrentes multi-variadas, alto ângulo e grande porte, além de marcas ondulares assimétricas de cristas sinuosas e bifurcadas. O aspecto litológico e as estruturas sedimentares primárias preservadas sugerem um contexto eólico litorâneo para os quartzitos da formação (Dossin & Dardenne, 1984; Garcia & Uhlein, 1987).

A espessura mínima da sequência na região de Diamantina não ultrapassa 120 metros. Em direção a leste, a existência de regiões topograficamente mais altas, controladas estruturalmente por longas falhas inversas, devem progressivamente limitar a ocorrência desta unidade, onde na maior parte já foi erodida.

4. UNIDADES MAIS NOVAS

ROCHAS METABÁSICAS

Ocorrem na área sob a forma de diques de direção geral NW-SE que não ultrapassam 100 metros de espessura, que cortam todas as unidades do Grupo Diamantina (Fig. 2). Estudo de seções delgadas revelaram uma mineralogia à base de plagioclásio (45%), identificado como andesina, augita (25%), opacos (20%) e clorita (10%) como produto de alteração do piroxênio. Tais rochas podem ser classificadas como metadiabásios.

COBERTURAS ELÚVIO-COLUVIONARES

Coberturas detríticas, do tipo elúvio-coluvionares, são comuns na região de Diamantina, principalmente relacionadas às superfícies de aplainamento que ocorrem na região do Campo de Aviação (entre Diamanti

na e Sopa) e em extensa porção peneplanizada, a norte de Diamantina, onde pode desenvolver espessa canga ferruginosa como produto da alteração de filitos hematíticos (Fig. 2).

ALUVIÕES RECENTES

Mapeados apenas na escala original, os depósitos aluvionares são pouco expressivos mas possuem importância pelas concentrações de diamante e ouro que normalmente contém, como é o caso do Ribeirão do Guinda, Ribeirão das Pedras, Córrego Sentinela, etc. A maioria dos depósitos porém, lavrados intensamente há dois séculos, estão praticamente esgotados.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Em Sopa e Guinda, as estruturas sedimentares primárias estão excelentemente bem preservadas e o empilhamento estratigráfico pode ser seguido continuamente, sem repetições ou inversões tectônicas. A fase deformacional mais importante é definida em dobras assimétricas suaves, de várias ordens de grandeza e eixos preferencialmente orientados norte-sul. A essas dobras (D_2), associa-se uma clivagem ardosiana (S_2) coaxial e de mergulho para leste variável de 30 a 75°, em função da competência do material original (Dossin et alii, 1985). Existe ainda uma clivagem de crenulação (S_3), orientada NS-60°W, plano-axial a dobras assimétricas da S_2 e que atinge apenas as rochas filíticas.

A norte de Diamantina, o Grupo Diamantina é afetado por conjuntos de grandes falhas de cavalgamento de direção NW-SE e mergulho baixo para NE, vergentes para oeste, que provocam a superposição de níveis estratigráficos inferiores sobre superiores. As dobras são mais raras, mas os elementos planares observados (S_2 e S_3) assemelham-se aos da região de Sopa. As zonas de cisalhamento exibem cristas quartzíticas destacadas na topografia e feições características variáveis de local para local em função do maior ou menor grau de deformação: possantes veios de quartzo; milonitização nos quartzitos micácios; silicificação nos orto-quartzitos; xistificação nas litologias mais plásticas (Unidade Xisto-Milonítica); completa descaracterização das estruturas sedimentares. Ocorrem ainda falhas de rasgamento deslocando as sequências ou mesmo as falhas inversas, algumas de grande amplitude e rejeito desconhecido, como o denominado "Lineamento Diamantina-Extração" (Freitas & Farias, 1982), que limita a norte os filitos da área da cidade de Diamantina.

6. PRINCIPAIS MINERALIZAÇÕES DA ÁREA

Na região de Diamantina, os jazimentos de diamante e ouro são há muito conhecidos, possuindo inquestionável relevância na economia local. A esses, pode-se somar a existência de pequenos depósitos manganesíferos, atualmente explorados em alguns locais da área. Estudos adicionais sobre a metalogenia desses bens minerais são ainda necessários.

DIAMANTE

Na região de Sopa e Guinda (Fig. 2) são conhecidos numerosos jazimentos diamantíferos associados à matriz de metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho. Essas jazidas e trabalhos anteriores referentes a elas são minuciosamente descritos em Chaves et alii (1985). No âmbito específico da Quadrícula de Diamantina, o único depósito diamantífero conhecido, associado ao contexto litofaciológico da Formação Sopa-Brumadinho, é aquele da Lavra do Alto dos Cristais (Guimarães, 1934; Barbosa, 1951), ao que parece atualmente esgotado. Estudos específicos nestã

área estão sendo desenvolvidos pelo autor, conjuntamente com estagiários graduandos no C.G.E. (Silveira & Pessoa, 1987). A abundante ocorrência de litologias diamantíferas na região (Fig. 2) determina que praticamente todos os aluviões tenham concentrado essa gema.

Sobre a rocha-fonte do diamante na região de Diamantina, o assunto reveste-se ainda de polêmica. Existem duas correntes principais que defendem posições autagônicas a esse respeito: (1) Origem próxima: o diamante seria originário de rochas vulcânicas pré-sedimentação do Supergrupo Espinhaço. Os únicos tipos litológicos que preencheriam tal requisito seriam os filitos hematíticos (Moraes & Guimarães, 1930; Correns, 1932; Barbosa, 1951; Herrgesell, 1985). São pontos limitantes à aceitação da hipótese, o fato de não se conhecerem, cientificamente, amostras mineralizadas dessas rochas que são de ocorrência bastante comum e, ainda, o fato de na região de Diamantina essas rochas situarem-se nitidamente em posição estratigráfica superior aos níveis diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho; (2) Origem distante: o diamante seria originário da região cratônica, a oeste, alimentadora da sedimentação do Supergrupo Espinhaço (Pflug, 1965; Cassedanne & Cassedanne, 1974). Esta área encontra-se recoberta, porém, pelos metassedimentos do Grupo Bambuí e, neste caso, dificilmente a rocha-fonte seria descoberta. O estudo de inclusões em diamantes da região tem demonstrado que essas rochas são de natureza kimberlítica (Svisero, 1978).

OURO

Os numerosos veios de quartzo auríferos que ocorrem nos arredores de Diamantina têm sido conhecidos e explorados desde longa data (Felício do Santos, 1868). Estudos mais detalhados sobre a geologia econômica desses depósitos são fornecidos em Moraes et alii (1937) e, mais recentemente, Chaves & Uhlein (1985) caracterizam o "Distrito Aurífero de Diamantina", onde é constatada a existência de um controle lito-estrutural para as mineralizações auríferas filonianas estudadas.

As mineralizações auríferas da Serra do Espinhaço Meridional parecem associar-se geneticamente ao sistema de falhas inversas resultante da deformação progressiva de caráter regional. Este sistema de falhamentos pode ser considerado o último evento em nível estrutural profundo que atingiu todas as sequências geológicas da Serra e deve ter sido responsável pelo notável aquecimento regional (300-400°C), condição necessária para a deposição do ouro. Tais temperaturas certamente foram alcançadas por ocasião do aquecimento térmico imposto pelo Ciclo Brasileiro. Constatação análoga já havia sido proposta anteriormente por Oliveira (1986) no Quadrilátero Ferrífero, quando a regionalização deste processo foi também sugerida. Um controle litológico, no entanto, parece também moldar as mineralizações auríferas conhecidas na área, onde os depósitos acham-se, na maioria das vezes, associados a filitos e xistos verdes da Formação Sopa-Brumadinho (Chaves & Uhlein, 1985).

Desta forma, associam-se a falhas inversas os principais depósitos auríferos da região de Diamantina, como a Mil Oitavas, a Pururuca e a Chacára do Orlandim. Na região de Biribiri, são conhecidos veios de quartzo aurífero nitidamente posicionados em zona xisto-milonitizada. A SW de Diamantina, nas cabeceiras do Córrego da Formação também foram verificadas galerias antigas em zonas análogas, litologicamente associadas a filitos hematíticos. Associa-se às zonas de cisalhamento intenso metassomatismo caracterizado principalmente por sericitização, silicificação, turmalinização e sulfetação das rochas encaixantes. Estes processos parecem estar intimamente relacionados à mineralização. Na região de Sopa, onde este processo deformativo não é observado, não existem ocorrências de ouro importantes.

MANGANÊS

A existência de crostas superficiais ricas em manganês na região de Diamantina foi assinalada pela primeira vez por Eschwege (1833), observando já naquela ocasião que tais depósitos assentavam no "xisto argiloso primitivo, formando pequenas cabeços nos altos dos morros".

Os depósitos manganêsíferos da região associam-se a pequenos morrotes de filitos hematíticos com diferenciações locais para um sericita-granada-cloritóide-(hematita) xisto e podem ser considerados como de enriquecimento supergênico. Estudos de seções delgadas dessa litologia revelam sempre, nos locais mineralizados, uma elevada concentração de granada espessartita, que pode atingir até cerca de 10% da rocha total. As maiores concentrações manganêsíferas, no entanto, não se encontram nos cumes dos morrotes, como seria de se esperar e sim nas partes laterais dos mesmos, em conformidade com a xistosidade principal (S_2) das rochas encaixantes (em torno de NS/50°E). Desta maneira, as zonas enriquecidas encontram-se invariavelmente nas bordas situadas a leste dos corpos filíticos. Tais jazidas podem ser consideradas, portanto, como de enriquecimento supergênico estruturalmente controladas.

7. CONCLUSÃO

O estudo comparativo entre as áreas de Sopa/Guinda, a oeste, e Diamantina/Biribiri, a leste, demonstrou:

- (1) A existência de dois domínios estruturais distintos, porém, onde foi possível empilhar estratigraficamente os conjuntos litológicos e comparar as variações litofaciológicas presentes;
- (2) A presença de diamantes associada não só aos metaconglomerados, como também aos quartzitos conglomeráticos da Associação de Litofácies Intermediária da Formação Sopa-Brumadinho;
- (3) A ocorrência da Suíte Intrusiva de Biribiri, estratigraficamente posicionada na fase final de deposição da Formação Sopa-Brumadinho;
- (4) A importância do Ciclo Brasileiro para a reconcentração de mineralização aurífera associada ao intenso cisalhamento que atingiu os domínios do Supergrupo Espinhaço em certos locais;
- (5) O desenvolvimento de zonas xisto-miloníticas onde esta deformação foi mais intensa.

AGRADECIMENTOS

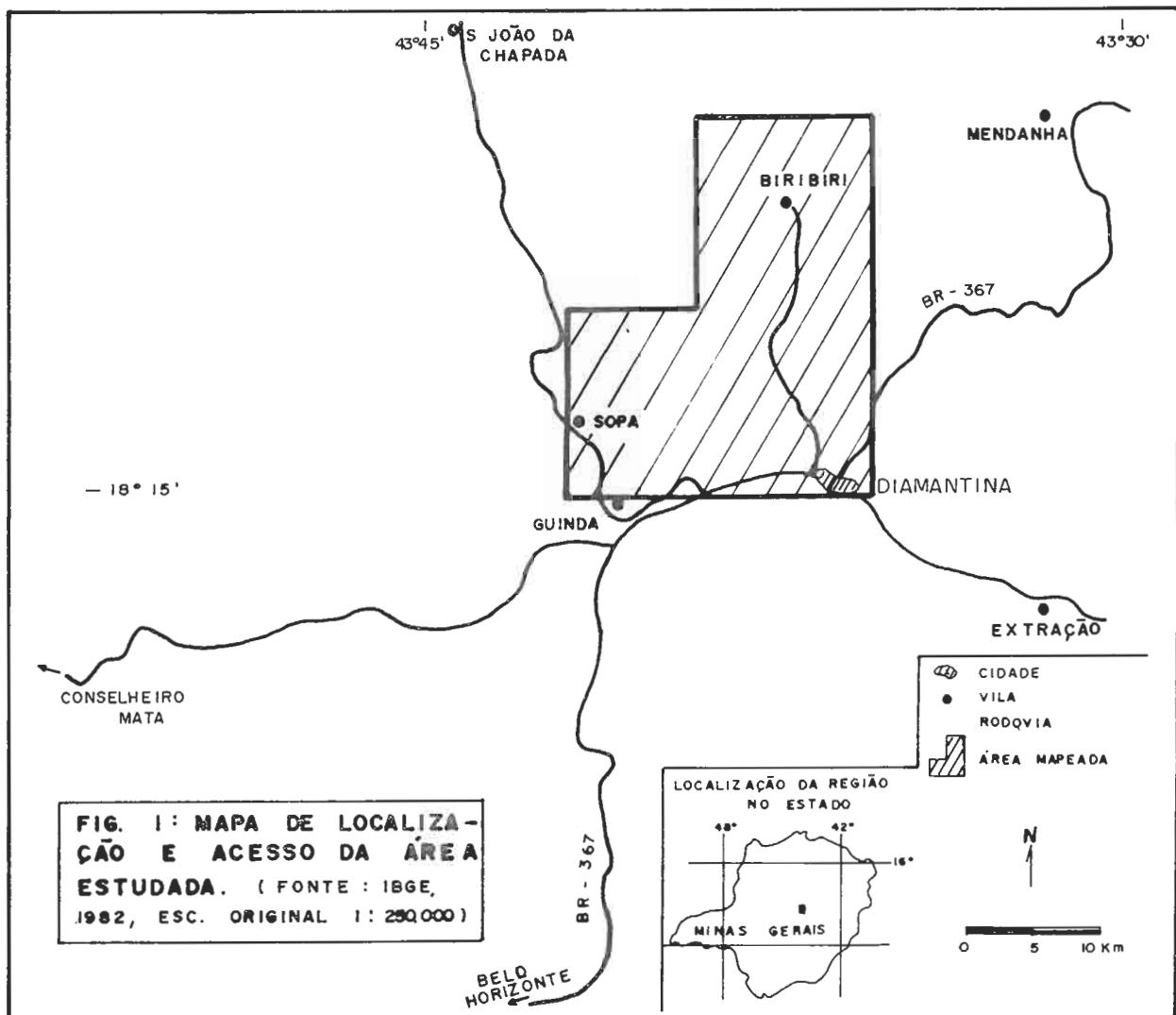
O autor vem expressar seu agradecimento aos alunos graduandos de geologia de diversas universidades do país, participantes do programa de ensino do Centro de Geologia Eschwege e que realizaram mapeamentos na área sob sua orientação. À Srta Marta Maria Couto, pela datilografia do texto, e ao desenhista G. Dupim, estendem-se esses votos.

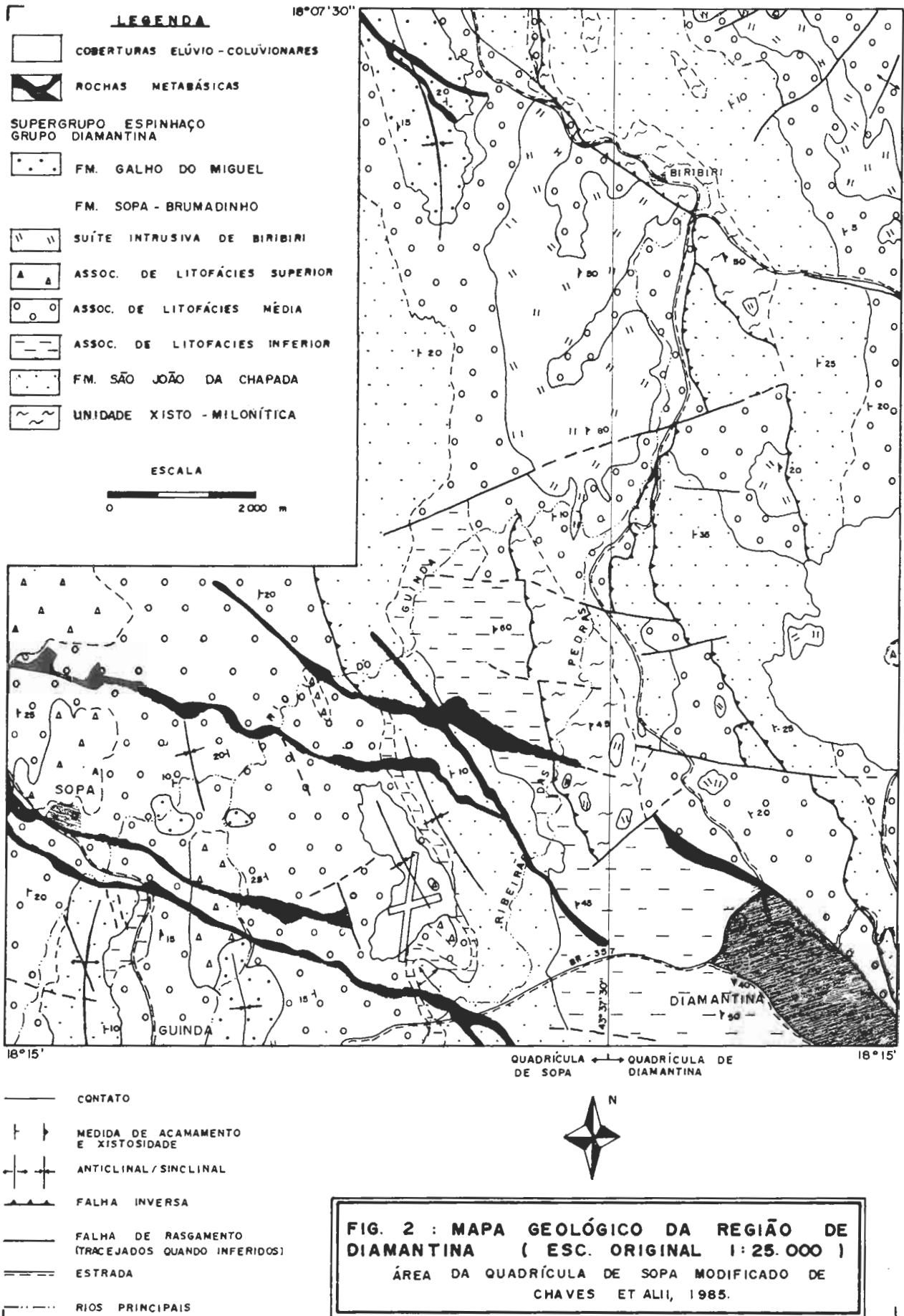
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, P.A.A.; FOGAÇA, A.C.C.; KNAUER, L.G.; HARTMANN, M.B. & PFLUG, R. (1987) - Revisão da Estratigrafia e Sedimentologia da Formação Sopa-Brumadinho na Serra do Espinhaço Meridional-MG. An.Simp.Sobre Sist.Depos.no Prê-Cambriano. SBG-Núcleo MG, Bol. 6, Ouro Preto, p.69-83.
- BARBOSA, O. (1951) - Contribuição à Origem do Diamante em Diamantina, Estado de Minas Gerais. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, Bol. 136, 36p.
- BRITO NEVES, B.B.de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. & DELHAL, J. (1979) - A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço - Dados Novos e Integração. Rev.Bras.Geoc., 9: 71-85.
- CASSEDANNE, J.P. & CASSEDANNE, J.O. (1974) - Les Anatases de Diamantina (Minas Gerais): Minéralogie et Importance Paléogéographique. An.Acad.Bras.Ciênc., 46: 83-97.
- CHAVES, M.L.deS.C. & UHLEIN, A. (1985) - Dados Preliminares Sobre a Geologia e Minera-

- lizações do Distrito Aurífero de Diamantina-MG. An.III Simp.Geol.Minas Gerais,Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG,Bol. 5, p. 264-275.
- CHAVES,M.L.deS.C.: DOSSIN,I.A.; UHLEIN,A. & ALVARENGA,C.J.S.de (1985) - Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional. Relatório de Quadriculas, Sopa. Convênio DNP/ FUNDEP-UFMG, Centro de Geologia Eschwege, Diamantina, 62p. (inédito).
- CORRENS,C.W. (1932) - Über Diamantlagerstätten des Hochlandes von Diamantine, Minas Gerais, Brasilien. Zeitschr.Prakt,Geol., 40 Jg. 161-181.
- DOSSIN,I.A. & DARDENNE,M.A. (1984) - Geologia da Borda Ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhamé). An. XXXIII Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, Vol.7, p. 3104-3117.
- DOSSIN,I.A.; UHLEIN,A. & DOSSIN,T.M. (1984) - Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em Sua Porção Meridional-MG. An.XXXIII Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, Vol.7, p. 3118-3132.
- DOSSIN,I.A.; CHAVES,M.L.deS.C.; UHLEIN,A. & ALVARENGA,C.J.S.de (1985) - Geologia e Depósitos Diamantíferos da Região de Sopa, Diamantina (MG). An.III Simp.Geol.Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, Bol.5, p.276-290.
- DRAPER,D. (1920) - The High level Diamond-Bering Breccias of Diamantina, Brazil. Transact.Geol.Soc.South Afr., 23: 43-51.
- EBERLE,W. (1972) - Petrographische und Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Diamantina (Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien). Geol.Jb.Beih., 121: 5-58, Hannover.
- EBERLE,W. & RIEPER,M.C. (1968) - Folha Diamantina, 1:100.000. GEOEXPLORAÇÕES/DNP, Rio de Janeiro, 39p. (inédito).
- ESCHWEGE,W.L.v. (1833) - Pluto Brasiliensis. Comp.Edit.Nacional, São Paulo, 466p. (trad.em port., 1944).
- FELICIO DOS SANTOS,J. (1868) - Memórias do Distrito Diamantino de Comarca do Serro Frio. Tipografia Americana, Rio de Janeiro, 438p.
- FOGAÇA,A.C.C. & ABREU,P.A.A. (1982) - Depósitos de Planícies de Marés na Formação Sopa-Brumadinho (Proterozóico Inferior), Cordilheira do Espinhaço, Estado de Minas Gerais, Brasil.V Congr.LatinoAm.de Geol., Actas, II:373-388.
- FREITAS,M.A.C. & FARIAS,D. (1982) - Geologia da Quadricula de Extração. Relat.Final de Graduação, UFce/C.G.Eschwege, Diamantina, 70p. (inédito).
- GARCIA,A.J.V. & UHLEIN,A. (1987) - Sistemas Depositionais do Supergrupo Espinhaço na Região de Diamantina (MG). An.Simp.Sobre Sist.Depos.no Pré-Cambriano. SBG-Núcleo MG, Bol.6, Ouro Preto, p. 113-135.
- GUIMARÃES,D. (1927) - O Diamante no Estado de Minas Gerais. Serv.Geol.Min.Bras., Rio de Janeiro, Bol.24, 46p.
- GUIMARÃES,D. (1934) - À Margem de "Os Satélites do Diamante". Serviço Geológico, Estado de Minas Gerais, Monografia 2, Belo Horizonte, 58p.
- HERRGESELL,G. (1985) - Uma Margem Continental Proterozóica na Serra do Cipó Setentrional (Serra do Espinhaço Meridional). An.3º Simp.Geol.Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 5, p. 1-15.
- HOPPE,A. (1978) - Contribuição à Geologia e Paleogeografia do Sul da Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasil). Tese de Dout., Univ.Albert-Ludwig, Freiburg i.Br. (Tradução em português).
- MORAES,L.J. (1934) - Depósitos Diamantíferos no Norte do Estado de Minas Gerais. DNP/DFPM, Rio de Janeiro, Bol.3, p.1-61.
- MORAES,L.J.de & GUIMARÃES,D. (1930) - Geologia da Região Diamantífera do Norte de Minas Gerais. An.Acad.Bras.Ciê., 2: 153-186.
- MORAES,L.J.de & GUIMARÃES,D. (1931) - The Diamond-Bearing Region of Northern Minas Gerais, Brasil. Econ.Geol., 26: 502-530.
- MORAES,L.J.de; BARBOSA,O.; LISBOA,J.M.A.; LACOURT,F.; GUIMARÃES,D. & SOUZA,H.C.A. (1937) - Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais. DNP/DFPM, Rio de Janeiro, Bol.19, 192p.
- PFLUG,R. (1965) - A Geologia da Parte Meridional da Serra do Espinhaço e Zonas Adjacentes, Minas Gerais. DNP/DGM, Rio de Janeiro. Bol.266, 51p.
- PFLUG,R. (1968) - Observações Sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, Minas Gerais. DNP/DGM, Not.Prel.e Est.142, 20p. Rio de Janeiro.
- PFLUG,R. & RENGGER,F. (1973) - Estratigrafia e Evolução Geológica da Margem SE do Craton Sanfranciscano. An.XXVII Cong.Bras.Geol., Aracajú, Vol.2, p. 5-19.

- RENGER, F. (1970) - Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der Sudlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Rundschau, 59: 1253-1290.
- SCHOBENHAUS, C. (1978) - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha de Belo Horizonte. MME/DNPM, Brasília.
- SCHOLL, W.U. (1980) - Estratigrafia, Sedimentologia e Paleogeografia na Região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). Munst. Forsch. Geol. Palaont, 51: 223-240.
- SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979) - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina, An. I Simp. Geol. Minas Gerais, Diamantina. SBG-Núcleo MG. Bol. 1: p. 55-73.
- SILVEIRA, J.S. & PESSOA, G. (1987) - Geologia da Porção Centro-Leste da Quadrícula de Diamantina (MG). Relat. Final de Grad., UFCE/C.G. Eschwege, Diamantina (inédito).
- SVISERO, D.P. (1978) - Composição Química, Origem e Significado Geológico de Inclusões de Diamantes do Brasil. Tese Livre-Docência, IG-USP, 165p. (inédito).
- UHLEIN, A.; DOSSIN, I.A. & CHAVES, M.L. de S.C. (1986) - Contribuição à Geologia Estrutural e Tectônica das Rochas Arqueanas e Proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional, MG. An. XXXIV Cong. Bras. Geol., Goiânia, Vol. 3, p. 1191-1203.
- UHLEIN, A. & GARCIA, A.J.V. (1987) - Estratigrafia, Sedimentologia e Tectônica do Supergrupo Espinhaço na Região de Presidente Kubitschek-MG. An. Simp. Sobre Sist. Depos. no Pré-Cambriano. SBG-Núcleo MG, Bol. 6, Ouro Preto, p. 97-111.
- WINDLEY, B.F. (1973) - Crustal Development in the Precambrian. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 273: 321-341.





GEOLOGIA DA REGIÃO DE MORRO DO PILAR - MG

**Eduardo Chapadeiro, Eduardo Luiz Soares, Juliana Maria Motta Magalhães,
Maria Auxiliadora Batista Pereira, Natanael Costa Roque e Sérgio Luiz
Martins Pereira**

Instituto de Geociências - UFMG

ABSTRACT

Three major stratigraphic units may be recognized in the Morro do Pilar region (Southeastern "Serra do Espinhaço" border): a Gneissic Complex comprising two lithological domains both with distinct degrees of mylonitization; the "Rio Mata Cavallo" volcano-sedimentary sequence composed of ultramafic schists, clastic and chemical metasediments; a clastic-chemical sequence subdivided into a lower unit (quartzites, schists and phyllites), a middle unit (mainly itabirites) and an upper unit (quartzites, schists and phyllites). The two former units are respectively correlated to the "Caraça" Group and "Cauê" Formation from the "Quadrilátero Ferrífero". Metabasic rocks were injected in those sequences.

Mineral assemblages point to a greenschist facies imprinted by the last metamorphic event. The gneissic complex underwent a retrograde event from amphibolite to greenschist facies.

The most important structural elements are a regional foliation (NS/10-20E) and a conspicuous stretching mineral lineation (S70E/10-15). Those structures and other features were generated during a tangential tectonic event, characterized as ductile shearing. This deformation process originated ductile thrusts resulting in tectonic transport from east to west. These Thrusts were responsible for the local stratigraphic inversion.

RESUMO

A área mapeada situa-se na região de Morro do Pilar, borda leste da Serra do Espinhaço. Neste trabalho três grandes unidades estratigráficas pré-cambrianas foram identificadas: Complexo Gnáissico, diferenciado em dois domínios litologicamente distintos, constituídos princi-

palmente por gnaisses mais e menos milonitizados; sequência vulcano-sedimentar Rio Mata Cavalo, representada por rochas de caráter ultramáfico, metassedimentos detríticos e químicos; sequência clasto-química, subdividida em unidade inferior (quartzitos e xistos/filitos), unidade média (principalmente itabiritos) e unidade superior (quartzitos e xistos/filitos). As duas primeiras foram, respectivamente, correlacionadas ao Grupo Caraça e à Formação Cauê do Quadrilátero Ferrífero. Rochas metabásicas ocorrem cortando todas essas unidades.

As paragêneses minerais indicam que o último evento metamórfico que afetou as rochas pré-cambrianas foi da facies xisto-verde. Nas rochas do Complexo Gnáissico são comuns reações diaforéticas que evidenciam retrometamorfismo da facies anfíbolito para a facies xisto-verde.

Os elementos estruturais mais marcantes são uma foliação S_n de atitude NS/10-20E e uma constante lineação de estiramento mineral que normalmente se orienta segundo S70E/10-15. Estas e outras feições foram geradas num único evento tectônico tangencial, caracterizado como um cisalhamento dúctil. Este processo deformacional originou cavalgamentos dúcteis com transporte tectônico de leste para oeste; os cavalgamentos foram responsáveis pela inversão estratigráfica das grandes unidades.

INTRODUÇÃO

O trabalho aqui apresentado foi elaborado a partir do relatório de graduação dos autores. Foi desenvolvido no Instituto de Geociências da UFMG, com a colaboração do Centro de Geologia Eschwege (Diamantina, MG). A área estudada possui cerca de 80 km², foi mapeada na escala 1:25.000 e encontra-se localizada na porção SE da Serra do Espinhaço Meridional. Uma boa síntese da evolução dos conhecimentos geológicos da região é encontrada em RENGER (1979). Dentre os trabalhos mais recentes que abordam a geologia da porção SE da serra citam-se: UHLEIN (1984), DOSSIN (1985), HARTMANN (1985), RIBEIRO & RODRIGUES (1985), ALMEIDA ABREU et al. (1986), BORBA & CAMPOS (1986) e UHLEIN et al. (1986).

ESTRATIGRAFIA

Três grandes unidades de rochas pré-cambrianas foram identificadas: Complexo Gnáissico, sequência vulcano sedimentar Rio Mata Cavalo (UHLEIN, 1984) e sequência clasto-química.

Os contatos entre essas três unidades são sempre tectônicos, originados por cisalhamentos de direção meridiana e mergulho para leste. Esses cisalhamentos são responsáveis pela inversão estratigráfica das unidades.

O empilhamento tectônico e a obliteração das estruturas primárias -

rias não possibilitam o estabelecimento definitivo do quadro estratigráfico local, no entanto, propõe-se aqui uma estratigrafia baseada nas prováveis idades relativas.

Corpos intrusivos de composição básica cortam essas unidades e por vezes lhes são concordantes. Coberturas terciário-quadernárias foram individualizadas como cangas e aluviões (fig.1).

Complexo Gnáissico

No presente trabalho, o Complexo Gnáissico foi dividido em dois domínios litologicamente distintos: domínios I e II. Pertencem ao domínio I os gnaisses que ocorrem na porção SW da área, como uma "ilha" de forma irregular que se estende dentro do domínio dos quartzitos da sequência clasto-química (fig.1). Os gnaisses estão sotopostos aos quartzitos. O contato se faz por cavalgamento dúctil, o qual não implicou em inversão estratigráfica, mas é evidenciado pela intensa milonitização dos gnaisses. A erosão dos quartzitos possibilitou a exposição dessas rochas, caracterizando uma janela estrutural ("fenster" no sentido de HOBBS et al., 1976). Neste domínio o tipo petrográfico mais marcante é um quartzito micáceo, produto da milonitização de gnaisses. Esse quartzito grada vertical e lateralmente para um quartzo-sericita-xisto ou para um mica-xisto grosseiro e ocasionalmente para um gnaisse bandado. Em trabalhos anteriores na região (BELEZKIJ & GUIMARÃES, 1959; CVRD, 1979 - in UHLEIN, 1984), os quartzitos foram classificados como metassedimentos: metarcóseos e microclínio-quartzitos, respectivamente. UHLEIN (op cit) defende a hipótese de que sejam rochas para-derivadas intensamente afetadas por milonitização.

Ao domínio II pertencem as demais exposições do Complexo Gnáissico. É composto por "augen" gnaisses leucocráticos, mais e menos milonitizados, de granulação média a grosseira. Intercalam-se a eles quartzitos, quartzo-mica-xistos e mica-quartzo-xistos, que representam possivelmente porções milonitizadas dos mesmos. Bolsões e veios pegmatóides, de posicionamento sin a tardi-tectônico, são encontrados nos gnaisses do domínio II.

BRITO NEVES et al. (1979), datando as rochas gnáissicas a nordeste de Conceição do Mato Dentro, encontraram idades arqueanas relacionadas ao Ciclo Jequié (2,6 a 2,8 B.a.) para as mesmas. Por se encontrarem no mesmo contexto regional, é possível que as rochas do Complexo Gnáissico da região de Morro do Pilar possuam idades correlatas.

Sequência vulcano-sedimentar Rio Mata Cavallo

Fundamentalmente, a sequência vulcano-sedimentar Rio Mata Cavallo é constituída por rochas meta-ultramáficas, metassedimentos detríticos

e químicos, que se intercalam em níveis de espessura métrica dentro do pacote. Dentre as contribuições químicas, destacam-se formações ferríferas bandadas da fácies Óxido, tipo Algoma (GROSS, 1965 in DOSSIN, 1985) e lentes centimétricas de metachert. O estabelecimento de um empilhamento estratigráfico das rochas dessa unidade é impossibilitado pela falta de continuidade lateral das camadas. Apesar de não terem sido encontradas comprovações definitivas a respeito da origem vulcânica da sequência (estruturas "pillow", amígdalas e variólas, textura tipo "spinnifex", etc), os dados compilados neste estudo convergiram no sentido de confirmar essa hipótese. O fato principal seriam as inúmeras intercalações de metassedimentos de natureza detrítica e química dentro dos meta-ultramafitos. Aliadas a isto, as semelhanças petrográficas e estratigráficas da sequência vulcano-sedimentar Rio Mata Cavallo com as do Serro (ASSIS, 1982 e UHLEIN, 1982), Conceição do Mato Dentro (DOSSIN, 1985) e, em âmbito mais regional, com o Supergrupo Rio das Velhas, no Qua - drilátero Ferrífero, permitem a correlação.

Sequência Clasto-Química

A sequência clasto-química divide-se em três unidades denominadas informalmente de inferior, média e superior, sendo a primeira delas subdividida em sub-unidades "A" e "B". Sua caracterização litológica é sinteticamente apresentada na coluna estratigráfica em anexo (fig.2). Devido a fatores tectônicos estas unidades apresentam espessuras variáveis. A sub-unidade "B" e a unidade superior são mais espessas ao norte, adelgaçando-se contudo em direção ao sul. A unidade média apresenta-se duplicada a norte, espessa-se próximo a Morro do Pilar (cerca de 80m) e tem apenas alguns metros na porção central da área. Onde as camadas encontram-se adelgadas há exagero em sua representação no mapa geológico. Embora os contatos entre as unidades sejam na maioria das vezes gradacionais e algumas vezes bruscos, contatos tectônicos entre as unidades média e superior são observados ao norte, onde ocorre a duplicação, por escama tectônica, das referidas unidades (fig.1). A superfície de acamamento é definida em toda a sequência pelas variações litológicas (intercalações filíticas nos quartzitos, por exemplo) e é sempre paralela à foliação regional Sn. Localmente, feições de transposição indicam que a atitude original do acamamento pode não corresponder àquela que é hoje observada. Uma vez admitido que a sedimentação dos itabiritos ocorreu em todo o mundo no intervalo de 2,0 a 2,5 B.a. (GOODWIN, 1982), pode-se posicionar a sequência clasto-química de Morro do Pilar no Proterozóico Inferior.

Metabásicas

Rochas intrusivas de caráter básico, ocorrem como diques e sills dentro da sequência pré-cambriana; podem ser isótropas ou apresentar a foliação regional. Quando decompostas dão origem a solos avermelhados.

PETROGRAFIA E METAMORFISMO

Complexo Gnáissico

No domínio I as variedades petrográficas são classificadas macroscopicamente como quartzitos, mica-quartzo-xistos, mica-xistos e gnaisses. O tipo petrográfico mais comum constitui-se de quartzo totalmente recristalizado (80%) e moscovita/sericita (10%) que aparece como mica-"fish", no sentido de LISTER & SNOKE (1984), ou como finas palhetas substituindo o feldspato segundo a foliação principal (Sn). Microclina, clorita e, subordinadamente, plagioclásio perfazem cerca de 10% da rocha, sendo comum a sericitização destes últimos. Como acessórios destacam-se carbonato, zircão, epidoto e turmalina. A forte recristalização e neoformação estática do quartzo colocam essas rochas no campo dos blastomilonitos, no sentido de SIBSON (1977).

Baseando-se na classificação de SIBSON (op.cit), foram identificados no domínio II protomilonitos e milonitos, designados descritivamente como "augen"-gnaisses. Estes são constituídos por plagioclásio (35-40%), quartzo(30%) e microclina(20-25%). Secundariamente ocorrem moscovita/sericita e biotita; os acessórios mais comuns são epidoto, zircão, apatita, turmalina, opacos e eventualmente granada e titanita. Clorita também pode ocorrer substituindo a biotita segundo a foliação regional. A textura é granoblástica a granolepidoblástica e porfiroclástica. Veios e bolsões pegmatóides constituem-se de feldspatos centimétricos, quartzo sacaroidal e mica branca.

A paragênese observada (quartzo + plagioclásio + microclina + moscovita ± biotita ± epidoto ± granada) mostra que o metamorfismo teria alcançado a fácies anfíbolito alto de TURNER(1981) ou grau forte de WINKLER(1976). No entanto, processos de readaptação mineralógica (saussuritização e epidotização dos plagioclásios, cloritização das biotitas) indicam retrometamorfismo destas rochas para a facies xisto-verde.

Sequência vulcano-sedimentar Rio Mata Cavallo

Esta unidade é caracterizada por uma grande variedade petrográfica, que inclui rochas meta-ultramáficas (talco-clorita-xistos, tremolita-talco-xistos, serpentinitos, etc.), metassedimentos (quartzo-mica-xistos, quartzitos, metachert, formação ferrífera bandada fácies óxido, filito sericítico, filito grafitoso, hematita-filito) e ainda man-

gano-xisto e turmalinito. Os constituintes principais das rochas meta-ultramáficas são talco, tremolita-actinolita, clorita, eventualmente serpentina e carbonato. Os opacos são os acessórios mais comuns (magnetita principalmente). As texturas mais frequentes são nematoblástica e granolepidoblástica pseudomórfica, esta última nas rochas em que se observam relictos de olivina serpentizada. Nas rochas metassedimentares a mineralogia básica é clorita, sericita, quartzo e acessórios como magnetita e turmalina. A textura é lepidoblástica ou granoblástica. As paragêneses minerais mais comuns são: clorita + tremolita-actinolita + talco ± serpentina ± carbonato; clorita + quartzo + sericita.

Sequência clasto-química

Na sub-unidade "A" encontram-se quartzitos com texturas granoblásticas e granolepidoblásticas, mineralogicamente compostos por quartzo (90%), sericita/moscovita (10%), além de acessórios como zircão, turmalina e opacos. Na sub-unidade "B" predominam quartzo mica-xistos e subordinadamente ocorrem filitos. As texturas são lepidogranoblástica e lepidoblástica, respectivamente. A mineralogia é dada por sericita (50 - 90%), quartzo (10 - 40%) e acessórios como turmalina, zircão e opacos. Algumas variedades podem conter até 5% de clorita. A unidade média consiste de itabiritos com bandas hematíticas e quartzosas bem recristalizadas. Microscopicamente, duas gerações de hematita (sin e pós-cinematita) são observadas; a magnetita aparece totalmente martitizada. Subordinadamente, ocorrem quartzitos semelhantes aos da unidade inferior. Na unidade superior predominam quartzitos, nos quais a sericita pode atingir até 15%; os acessórios são zircão e opacos; textura granolepidoblástica. Filitos sericíticos e hematita-filitos subordinados mostram textura lepidoblástica ou granolepidoblástica; constituem-se de sericita/moscovita (75%), hematita (25%) e acessórios como clorita, pirita, magnetita, zircão e turmalina. Cianita-moscovita-quartzo-xisto é encontrado em porção restrita da área (ao norte, entre as 2 camadas de itabirito); possui textura granolepidoblástica e as cianitas são sin e pós-cinematíticas. As paragêneses minerais são representadas por: quartzo + sericita ± clorita; quartzo + sericita + cianita; quartzo + hematita ± sericita ± magnetita.

Metabásicas

Mineralogicamente, compostas por tremolita-actinolita, albita clorita, epidoto e ocasionalmente carbonato, estas rochas apresentam processos de readaptação mineralógica como sericitização e saussuritização dos plagioclásios, uralitização e cloritização. Texturas relictuais (ofítica e sub-ofítica) são comuns. A paragênese característica

é: tremolita-actinolita + albita + epidoto ± quartzo ± clorita ± carbonato.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

As principais estruturas tectônicas são relativas à deformação dúctil Dn e podem ser encontradas da micro à mega-escala. A mega-estrutura da área é principalmente caracterizada por cisalhamentos de baixo ângulo e direção geral N-S (fig.1). Estes cisalhamentos, tipificados como cavalgamentos dúcteis, causaram o adelgaçamento de camadas e a estruturação de escamas tectônicas de várias dimensões, configuradas por exemplo pela repetição das unidades média e superior ao norte da área e pelo aparecimento de rochas gnáissicas do domínio II no Ribeirão Lajes (fig.1).

Relacionadas às estruturas acima mencionadas foram geradas também importantes feições meso e micro-estruturais, cujo estudo permitiu a caracterização da deformação Dn. As estruturas frequentemente encontradas em escala de afloramento, independente da unidade stratigráfica, são uma foliação Sn de mergulho baixo e uma conspícua lineação de estiramento mineral (la) e ela associada. A superfície Sn, principalmente nas proximidades de veios de quartzo e contatos litológicos, apresenta padrão anastomótico acentuado e aspecto sigmoidal. Ao microscópio, Sn é geralmente uma foliação milonítica, coincidente, na maioria dos casos, com a superfície C de BERTHÉ et al. (1979 - *in* LISTER & SNOKE, 1984). Sua atitude normalmente gira em torno de N10W/10-20NE, embora ondulações suaves e cônicas, de eixos E-W e N-S, sejam observadas com frequência. Estas ondulações formaram-se provavelmente em estágios tardios do evento deformacional Dn, devido à atenuação dos esforços tangenciais.

A lineação de estiramento mineral (la) é marcada pela constante orientação da sericita, clorita, quartzo, feldspato, tremolita-actinolita e especularita nos planos de Sn; orienta-se estatisticamente perpendicular à direção da foliação principal, com caimento para S70E e mergulho de 10° a 15° (fig.4). Veios de quartzo "boudinados", concordantes com Sn, mostram direção de extensão paralela a la e, por vezes, possuem forma sigmoidal. Em rochas xistosas e plásticas observam-se lineação de crenulação lc1 paralela a la e, mais raramente, lc2 com direção variando de N-S a N30E. O aparecimento de lineação de crenulação paralela à mineral (tipo lc1), em condições de deformação cisalhante, é interpretado por LACASSIN (1984) como devido à anisotropia planar (contraste entre camadas mais e menos competentes) e/ou à anisotropia linear produzida pela orientação mineral (la). Coincidentemente, na área estu

dada, a lineação lc_1 é mais forte nas proximidades de contatos litológicos. Suas relações de superposição com a outra crenulação (lc_2) são variáveis e ambíguas, o que leva a supor sejam elas de caráter cogenético. Associa-se, às vezes, a essas lineações uma clivagem de crenulação S_{n+1} de intensidade e atitude* bastante variadas. Embora designada com o índice "n + 1", situa-se, na interpretação deste trabalho, dentro do contexto da deformação D_n (vide item CONSIDERAÇÕES FINAIS).

Destacam-se ainda, como feições importantes, dobras de caráter intrafolial, com ou sem raiz, isoclinais a apertadas, por vezes assimétricas e com amplitude média de 10cm. Essas estruturas correspondem às dobras tipo "a" e "b" de MATTAUER & MERCIER (1980)- fig.4. A ocorrência de dobras intrafoliais em S_n sugere a transposição de uma foliação anteriormente formada (S_{n-1} ?). Entretanto, como salienta HARTMANN (1985) e é admitido aqui, é possível que essas duas foliações (S_n e S_{n-1}) correspondam na realidade a dois incrementos de uma mesma deformação progressiva. Dobras em bainha ("sheath folds") foram identificadas em bloco de Itabirito da sequência clasto-química; são dobras normalmente formadas em regime de cisalhamento simples (COBBOLD & QUINQUIS, 1980).

Algumas micro-estruturas, observadas em seções delgadas cortadas paralelamente à lineação mineral e perpendiculares à foliação (plano YZ), são também importantes na caracterização da deformação D_n . As superfícies S e C (BERTHÉ et al, 1979 - in LISTER & SNOKE, 1984) mostram-se paralelizadas ou com baixa relação angular. Os planos S só são evidenciados por raros sigmóides de sericita nos xistos e os planos C são marcados pelo alinhamento de grãos minerais reduzidos (finas palhetas de sericita, clorita ou especularita) ou por "ribbons" de quartzo. "Shear bands" tardias (PLATT & VISSERS, 1980) pouco penetrativas e descontínuas foram observadas em mica-xistos da sequência vulcano-sedimentar. Essas superfícies formam pares conjugados e afetam claramente os planos C primariamente formados, fazendo com eles ângulos de aproximadamente 30° . Quando bem desenvolvidas, as "shear bands" formam ângulos mais altos com a foliação S_n e constituem verdadeira clivagem de crenulação (S_{n+1}). Nos gnaisses do domínio I, estruturas mica-"fish" (LISTER & SNOKE, 1984) ocorrem com frequência. Os porfiroclastos de quartzo estão geralmente estirados ("ribbons") e por vezes mostram feição de micro-"boudinage" (STAUFFER, 1969); alguns cristais apresentam extinção ondulante, mas no geral predominam aqueles com subgrãos e/ou recristalização interna (poligonização). Pequenos blastos de quartzo orientados segundo a direção de estiramento mineral, na matriz de alguns gnaisses, revelam atuação

* S_{n+1} varia de N40W/70NE a N40E/55SE.

de processos de recristalização dinâmica. Os porfiroclastos de feldspato podem apresentar extinção ondulante, maclas de deformação, "kinking" e textura mortar. Associadas às extremidades dos porfiroclastos, ocorrem sombras de pressão levemente assimétricas, indicando sentido de movimentação para W.

Elementos estruturais como fraturas e falhas são indicativos de um evento tectônico rúptil posterior. As orientações das fraturas (N-S e E-W, subverticais) são aproximadamente paralelas aos lineamentos que cortam toda a área. As falhas realmente confirmadas possuem traço reto e movimentação vertical predominante.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A sequência clasto-química vem sendo, em vários trabalhos feitos na região (ZANDER, 1967 e ASSIS, 1982 in UHLEIN, 1984; RIBEIRO & RODRIGUES, 1985), correlacionada ao Supergrupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero, tomando-se os itabiritos como camada-guia. A estas rochas corresponderiam a formação Cauê, enquanto às sub-unidades "A" e "B" as formações Moeda e Batatal (DORR, 1969), respectivamente. Neste trabalho os autores concordam com esta hipótese e admitem as semelhanças petrográficas e estratigráficas existentes entre os dois pacotes de rochas, mas não adotam as denominações de DORR (1986), devido a certas nuances que são próprias da sequência em Morro do Pilar. Deve-se ressaltar o exemplo da unidade superior, que muito pouco tem em comum com as rochas que lhe seriam possivelmente correlatas no Quadrilátero Ferrífero (formações Gandarela e/ou Cercadinho).

As paragêneses minerais observadas nas unidades pré-cambrianas, à exceção do Complexo Gnáissico, dão indícios de metamorfismo na fácies xisto-verde ou grau fraco de WINKLER (1976). No Complexo Gnáissico, as paragêneses são compatíveis com a fácies anfíbolito, embora processos de readaptação mineralógica indiquem retrometamorfismo para a fácies xisto-verde. Parte deste último evento metamórfico deu-se contemporaneamente à deformação dúctil que afetou indistintamente as rochas pré-cambrianas. Paragêneses retrometamórficas segundo a foliação regional S_n e intensa milonitização das rochas corroboram com esta hipótese. Os "picos" de deformação e de metamorfismo, entretanto, não são coincidentes encontram-se normalmente minerais pós-cinemáticos que truncam as estruturas de D_n (fig.3). BORBA & CAMPOS (1986) verificam semelhante comportamento para as rochas da região de Santo Antônio do Rio Abaixo.

A evolução tectônica da área deu-se em pelo menos dois eventos principais. O último, em domínio rúptil, produziu falhas e fraturas sub-verticalizadas. O primeiro, caracterizado como um cisalhamento dúctil

til (MATTAUER & MERCIER, 1980) foi o responsável por toda a estruturação da borda leste da Serra do Espinhaço (HARTMANN, 1985; ALMEIDA ABREU et al., 1986; UHLEIN et al., 1986); caracteriza-se na área e regionalmente por extensos cavalgamentos de direção N-S, aos quais se associam foliação anastomótica e forte lineação de estiramento mineral, além de dobras tipo "a", tipo "b" e em bainha. Segundo LACASSIN (1984), lineações de estiramento indicam a orientação do eixo X do elipsóide de deformação e materializam a direção de transporte decorrente da tectônica tangencial (fig.5). Na área em apreço essa tectônica tangencial originou a inversão estratigráfica das grandes unidades, sem contudo obliterar de maneira geral o empilhamento original dos metassedimentos do Proterozóico Inferior**. É provável que, nas rochas da aqui denominada sequência clasto-química, deslizamentos inter-estratais foram suficientes para a acomodação dos esforços cisalhantes. Localmente, entretanto, observam-se nessa unidade inversões dos estratos, devidas a cunhas e imbricações tectônicas de dimensões variadas. O forte paralelismo ou subparalelismo entre as superfícies S e C, como normalmente constatado neste estudo, resulta da reorientação do eixo X do elipsóide de deformação, à medida que a mesma progride, segundo a direção do cisalhamento (MATTAUER & MERCIER, 1980). O aparecimento de "shear bands" tardias pode significar que novas zonas cisalhantes começaram a evoluir, favorecidas pela redução dos grãos, a ângulos mais altos com a foliação S_n pré-existente (PLATT & VISSERS, 1980). O desenvolvimento das "shear bands" proporcionou a estruturação da clivagem de crenulação S_{n+1} . A similaridade dos estilos o padrão micro-estrutural sugerem que ambas as superfícies (S_n e S_{n+1}) desenvolveram-se sequencialmente, em um mesmo evento deformacional progressivo. Cristais de quartzo micro-"boudinados" e estruturas mica-"fish" são evidências da combinação de processo rupturais aos deslizamentos intracristalinos (típicos de deformação dúctil) predominantes. "Boudins" em sigmóide, sombras de pressão assimétricas* e mica-"fish", por sua dissimetria, são feições que indicam o sentido de movimentação tectônica de leste para oeste. Além disso, estas estruturas, juntamente com outras, como foliação anastomótica, dobras em bainha, superfícies S e C e "shear bands" tardias, são típicas de deformação heterogênea, em regime de cisalhamento simples não coaxial. Outra evidência da não homogeneidade da deformação são os diferentes graus de milonitização das rochas pertencentes ao Complexo Gnáissico. As variações petrográficas tanto verticais quanto laterais, provocadas pela

* Vide fig. 6 - A, B, C e D.

**Admite-se como empilhamento original aquele constatado para o Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero.

diferente milonitização da mesma rocha, compõem uma feição frequente em zonas de cisalhamento (WHITE et al., 1980 - in WHITE, 1982). Segundo BEACH (1980), essas variações se dão principalmente por processos de retrometamorfismo, normalmente contemporâneos à deformação cisalhante. Comumente, nas rochas do Complexo Gnáissico, observam-se evidências texturais de reações diaforéticas segundo os planos C de cisalhamento (feldspato passando a sericita; e biotita sendo substituída por clorita).

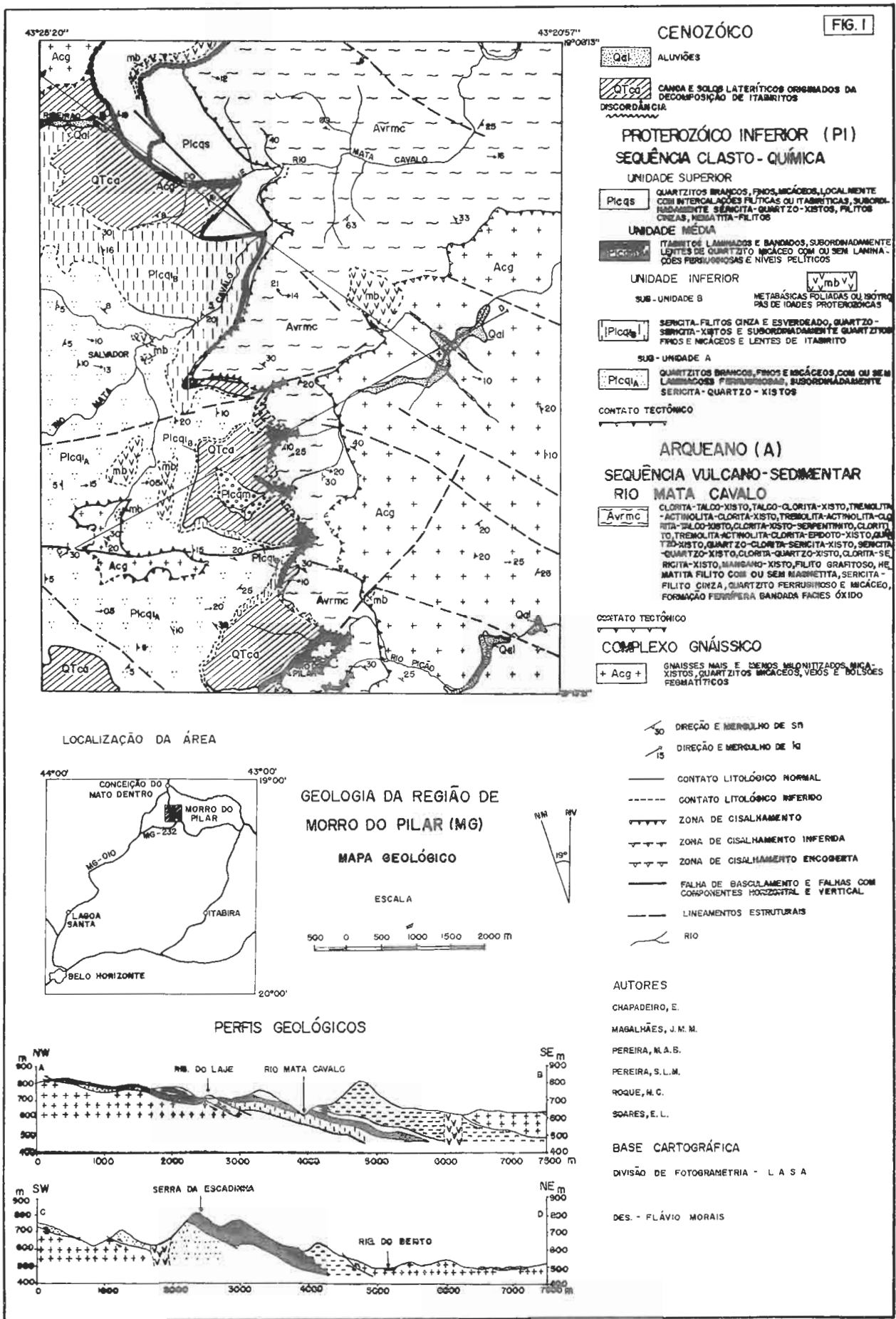
AGRADECIMENTOS

Agradecemos aos professores Ivo Antônio Dossin, Vassily Khoury Rolim e Joel Jean Gabriel Quéméneur pela orientação; à colega Rosália Aparecida e aos desenhistas Ângela Maria Mendes Pinto, Eliana Magalhães e José Flávio M. de Castro pela colaboração.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA ABREU, P. A.; FERNANDES, P. C. de O.; KNAUER, L. G.; HARTMANN, M. B.; DONATO, M. T. R.; SCHORSCHER, H. D. - 1986 - Elementos da Zona de Cisalhamento Dúctil da Borda Oriental da Serra do Espinhaço, MG. In CONGR.BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986.
- ASSIS, L. C. - 1982 - Estratigrafia, Tectônica e Potencialidade Mineral das Unidades Pré-cambrianas da Região de Serro, MG (Quadrícula de Mato Grosso). Tese Mest., Univ. Brasília, Dep. geoc., Brasília. 149p. (inédito).
- BEACH, A. - 1980 - Retrogressive Metamorphic Process in Shear Zones With Special Reference to The Lewisian Complex. Jour. Struct. Geol. 2 (12): 257-263.
- BORBA, C.; CAMPOS, S. - 1986 - Geologia da Porção Sul da Serra da Serpentina, MG. (inédito).
- BRITO NEVES, B. B.; KAWASCHITA, K.; CORDANI, U. G.; DELHAL, J. - 1979 - A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; Dados Novos e Integração. Rev. Bras. Geoc., 9 (1): 71-85.
- COBBOLD, P. R.; QUINQUIS, H. - 1980 - Development of Sheath Folds in Shear Regimes. Jour. Struct. Geol., 2 (1/2): 119-126.
- DORR II, J. V. N. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, MG, Brasil. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 641A, p.A 1-A 109.
- DOSSIN, T. M. - 1985 - Geologia e Geoquímica das Formações Ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato dentro, MG. UnB, Tese de Mestrado. 148 p. (inédito).
- GOODWIN, A. M. - 1982 - Distribution and Origin of Precambrian banded iron formation. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY

- PROTEROZOIC GEOLOGIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS. Anais... Salvador, SBG. v.12 (1,2,3), p.457-462.
- HARTMANN, M. B. - 1985 - Caracterização da Tectônica Tangencial e Estudo da Deformação em Metavulcânicas Ácidas - Serra do Sapo, Borda Oriental da Cordilheira do Espinhaço Meridional (Região Itapanhoca - Conceição do Mato Dentro, MG). Inédito.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. - 1976 - An Out-line of Structural Geology. New York, John Wiley & Sons.
- LACASSIN, R. - 1984 - Etude des Mecanismos de Deformation Dan Le Versant Nord de la Nappe du Mont Rose (Alpes Suisses) et Relation Avec les Grand Chevouchements. Thèse Doc. a Univ. Sci. Tech. du Langue - doc. (inédito).
- LISTER, G. S.; SONKE, A. W. - 1984 - S-C Mylonites. Jour. Struct. Geol. 6 (6): 617-638.
- MATTAUER, M.; MERCIER, J. L. - 1980 - Microtectonique et Grand tectonique. Mém. h. sér. Soc. Géol. der France, 10: 141 - 161.
- PLATT, J. P.; VISSERS, R. L. M. - 1980 - Extensional Structures in anisotropic rocks. Jour. Struct. Geol., 2 (4): 397 - 410.
- RENGER, F. - 1979 - Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: SIMP. GEOL. Minas Gerais, 1, Diamantina, 1979. Anais... Diamantina, Bol.1, p.27.
- RIBEIRO, L. C. B.; RODRIGUES, F. A. C. - 1985 - Geologia da Região Sul de Conceição do Mato Dentro (MG). (inédito).
- SIBSON, R. H. - 1977 - Fault Rocks And Fault Mechanisms. Jour. Geol. Soc. Lond., 133: 191-213.
- STAUFFER, M. R. - 1969 - Deformation Textures in Tectonites. Can. Jour. Earth Sciences, 7: 498-511.
- TURNER, F. J. - 1981 - Metamorphic Petrology, Mineralogical, Field and Tectonic Aspects. 2 ed. New York, McGraw-Hill. 523p.
- UHLEIN, A. - 1982 - Geologia e Mineralizações de Cromita e Itabiritos da Região de Serro, MG. UnB, Tese de Mestrado, 190 p. (inédito).
- UHLEIN, A. - 1984 - Estratigrafia, tectônica e potencialidade mineral da região de Morro do Pilar, MG. Relatório de pesquisa - CNPq.
- UHLEIN, A.; DOSSIN, I. A.; CHAVES, M. L. S. C. - 1986 - Contribuição à Geologia Estrutural e Tectônica das Rochas Arqueanas e Proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional - MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, p. 1191-1203.
- WHITE, S. - 1982 - Fault Rocks of the Moine Thrust Zone: a Guide to Their Nomenclature. Textures and Microstructures, 4: 211-221.
- WINKLER, H. G. F. - 1976 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 4 ed. Springer-Verlag, Berlim. 334p.



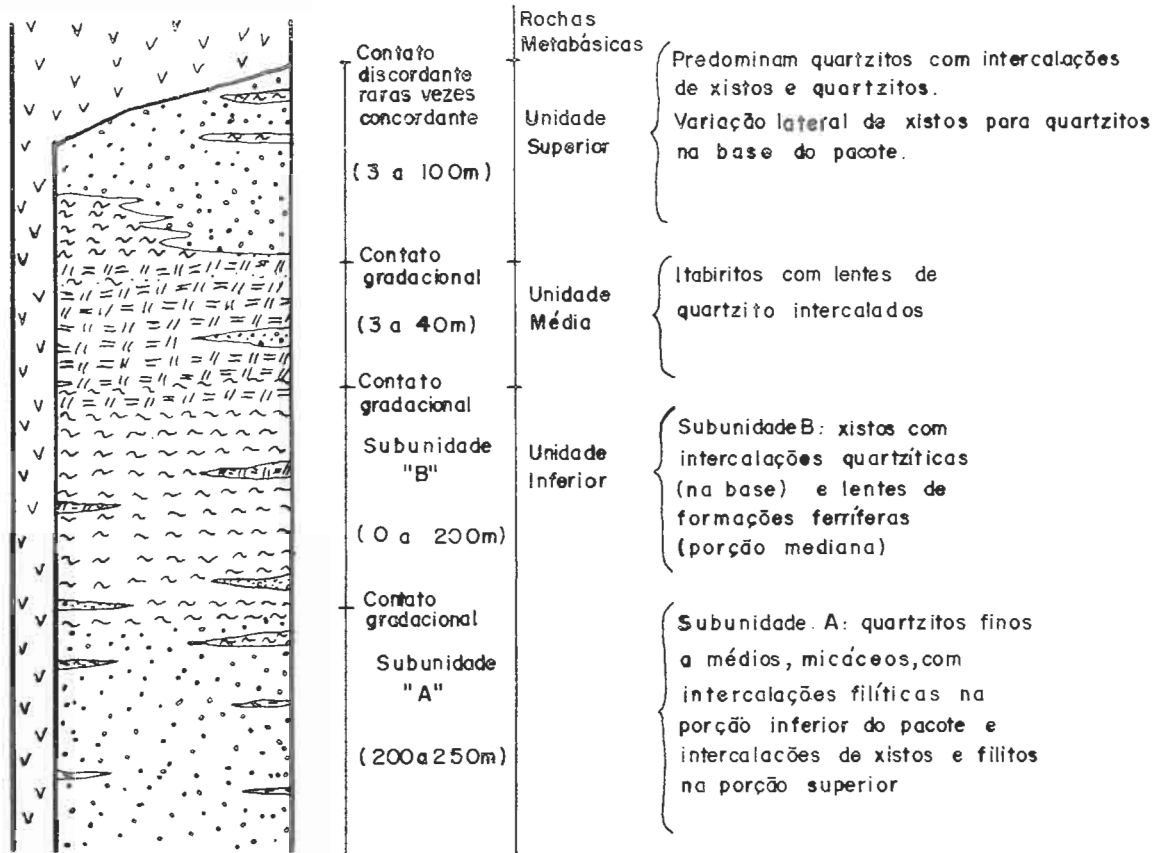
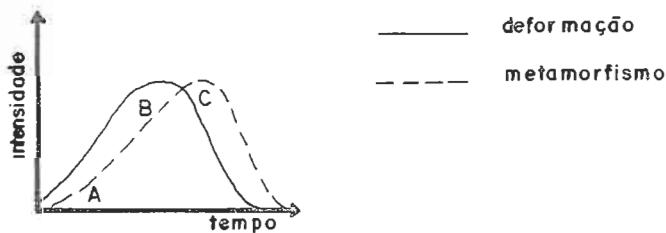


FIG. 2 -- COLUMNA ESTRATIGRAFICA ESQUEMÁTICA DA SEQUÊNCIA CLASTO-QUÍMICA NA ÁREA MAPEADA.



- A. Minerais pré-cinmáticos / pré-deformacionais: micas, quartzo e feldspato
- B. Minerais sin-cinmáticos: talco, clorita, moscovita, tremolita, actinolita, epidoto, serpentina, quartzo recristalizado dinamicamente.
- C. Minerais pós-cinmáticos: hornblenda, tremolita, actinolita, turmalina, magnetita/hematita, clorita, moscovita, cianita, quartzo (estaticamente recristalizado)
- C. Retrometamórficos: - talco, clorita, epidoto, sericita, carbonato.

FIG. 3 -- GRÁFICO HIPOTÉTICO DA DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO, INDICANDO A NÃO COINCIDÊNCIA DE PICOS PARA AS ROCHAS DA ÁREA MAPEADA (Segundo BORBA e CAMPOS (1986), c/ modificações)

FIG. 4 - DIAGRAMAS DE FREQUÊNCIA PARA:

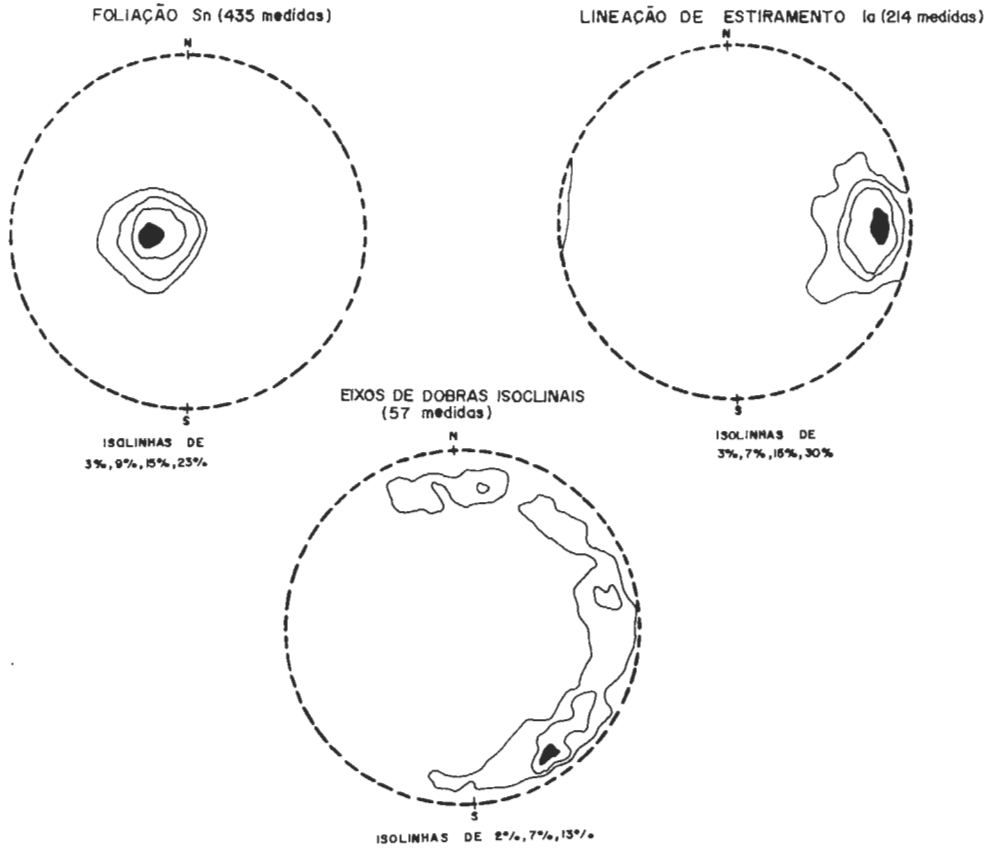


FIG. 5 - BLOCO DIAGRAMA ESQUEMÁTICO MOSTRANDO ESTRUTURAÇÃO GERAL DA ÁREA E ESTRUTURAS MAIS FREQUENTES - PRÓXIMO A MORRO DO PILAR

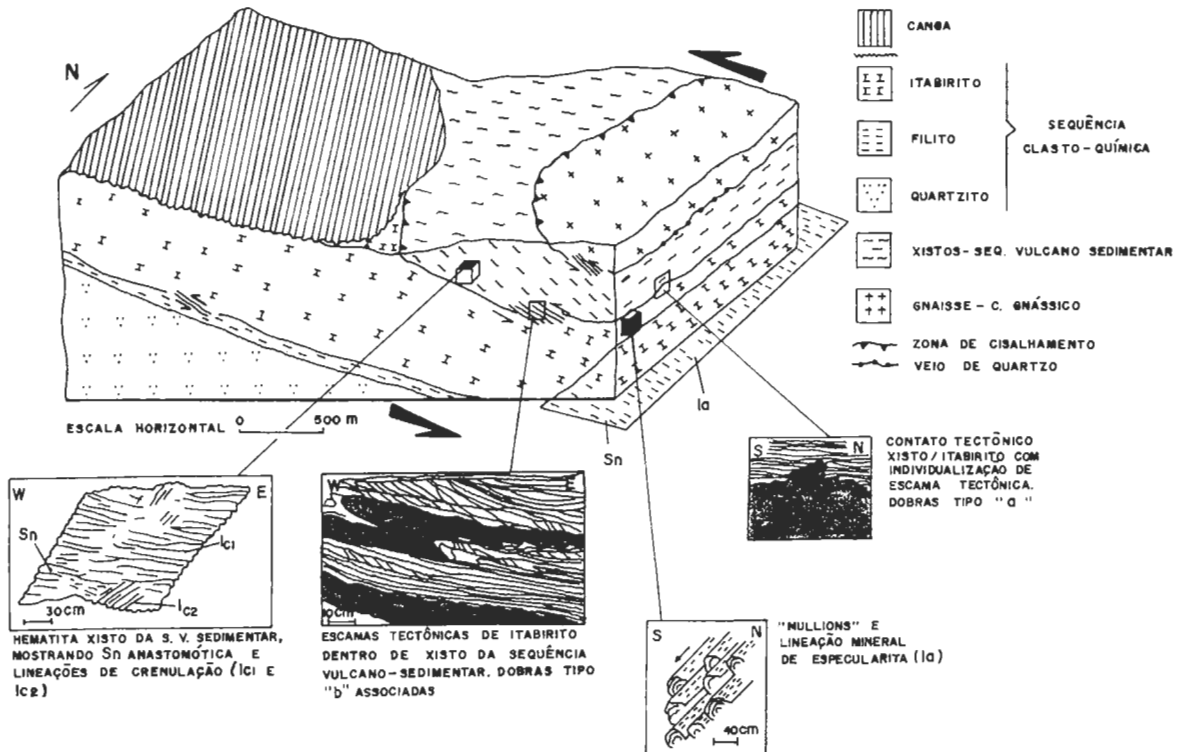
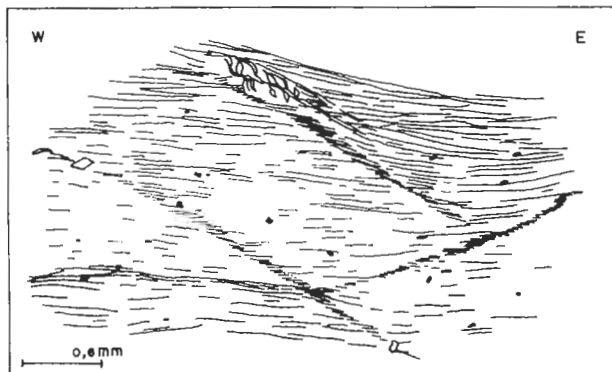
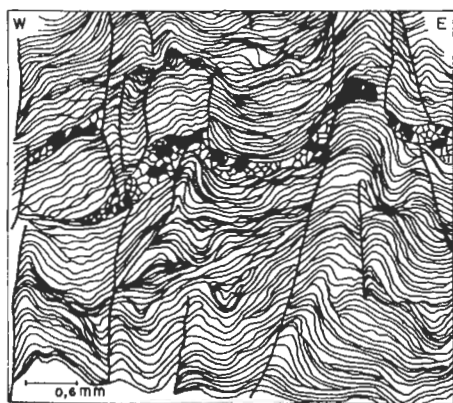


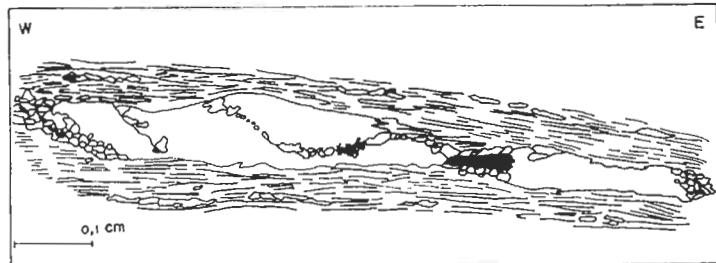
FIG. 6 - MICRO-ESTRUTURAS DE Dn



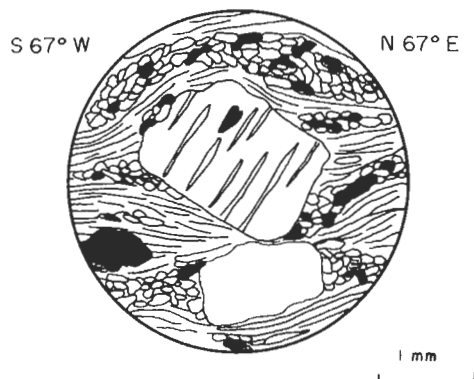
A - "SHEAR BANDS" TARDIAS FORMANDO PAR CONJUGADO. ESTAS SUPERFÍCIES, QUANDO BEM DESENVOLVIDAS, CONSTITUEM A CLIVAGEM DE CRENULACAO S_{n+1} . QUARTZO-SERICITA-CLORITA-XISTO DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR RIO MATA CAVALO.



B - CLIVAGEM DE CRENULAÇÃO S_{n+1} . QUARTZO-SERICITA-XISTO DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR RIO MATA CAVALO.



C - PORFIROCLASTO DE QUARTZO ESTIRADO E MICRO-"BOUDINADO", SEGUNDO Id . ESTE CRISTAL APRESENTA EXTINÇÃO ONDULANTE E SUBGRÃOS, ALÉM DE RECRISTALIZAÇÃO NAS SUAS EXTREMIDADES E NA PORÇÃO "BOUDINADA". QUARTZO-SERICITA-XISTO DA SUB-UNIDADE "B".



D - PLAGIOCLÁSIO ROTACIONADO, COM SOMBRA DE PRESSÃO ASSIMÉTRICA. COMPLEXO GNAISSICO.

GEOLOGIA DA REGIÃO DE OURO FINO, CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO-MG

Pedro Angelo Almeida Abreu (Centro de Geologia Eschwege - UFMG), **Vassily Khouri Rolim** (IGC - UFMG), **Nilza Helena Quintão** (IGC - UFMG), **Pierre Muzzi Magalhães** (Dept. Geologia - UFOP), **Andrêa Ferreira Machado** (IGC - UFMG) e **Francisco Robério de Abreu** (Centro de Geologia Eschwege UFMG)

ABSTRACT

At the Ouro Fino Region (Conceição do Mato Dentro) three main Pre-Cambrian Stratigraphic sequences are recognized, besides tertiary and quaternary alluvion/coluvion deposits.

The infracrustal sequence is represented by the crystalline basement which is composed by granite S.L., locally with tonalitic gneisses. Petrographically exist granites and granodiorites showing milonitic terms that can be correlated with "Gouveia Granite". The 1st metasedimentary sequence was subdivided in three units (A, B and C). The units A and C are composed by muscovite/sericite schists with ± quartz and locally showing concentrations of black tourmaline and/or grained and laminate quartzites, micaceous or not. This sequence is correlated with Rio Paraúna Supergroup.

The 2nd metasedimentary sequence was subdivided in two domains. The Quartzitic domain is represented by thick packet of fine to coarse grained quartzites with lenses and levels of meta - para (or orto) conglomerates, generally polyitic, or quartzites with pebbles. Sedimentary structures seldom occur. The metaconglomeratic domain is mainly represented by quartzites with dispersed pebbles, and metaconglomerates (para or orto), polyitic or not, with rare medium to coarse grained quartzites intercalations. That sequence can be correlated with Sopa- Brumadinho Formation of Espinhaço Supergroup. All the assemblage is cut by metabasic rocks. The structures and tectonic arrangement are the most outstanding elements in that region. An association of minor and major structures is detached: Formation S_n=S_o, stretching lineations, boudinage, pressure shadows, shear bands, extended pebbles, tectonic imbrications, etc. Those elements indicate a dominantly ductile deformation regime under simple

shear processes, responsible for an important tectonic transport from east to west, with expressive horizontal displacements, accentuated by basement rocks intercalated with 2nd metasedimentary sequence lithotypes, showing nappes structures like.

INTRODUÇÃO

Ouro Fino é um Distrito de Conceição do Mato Dentro distante cerca de 20 km da sede municipal, em rumo noroeste, situado na borda sudeste da Serra do Espinhaço em Minas Gerais.

Este trabalho é produto do mapeamento geológico - escala 1:25.000 - da porção centro-meridional da quadrícula do mesmo nome (Figuras 1 e 2) destacando-se especialmente a análise estrutural e compartimentação tectônica das unidades na área mapeada.

TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros trabalhos de cunho geológico sobre a Serra do Espinhaço e adjacências recorrem a Eschwege (1822, 1832 e 1833). Desde então centenas de pesquisadores desenvolveram trabalhos nessa região ora de cunho científico, ora com abordagens específicas, em geral voltadas para a geologia econômica, especialmente tratando dos depósitos diamantíferos. Dentre os principais trabalhos destacam-se os de Derby (1906), Harder & Chamberlin (1915), Moraes & Guimarães (1930), Freyberg (1932, 1934) e Barbosa (1954).

No limiar da década de sessenta teve início uma campanha de mapeamento geológico sistemático promovido pelo Prof. Reinhard Pflug então da Universidade Federal do Rio de Janeiro e posteriormente pelas Universidades de Freiburg e Heidelberg da República Federal da Alemanha quando foram mapeados cerca de 30 mil Km² na escala 1:100.000, compilados por Pflug & Renger (1973).

Pflug (1965) baseado em aspectos lito-faciais das unidades predominantemente clásticas da região central do Espinhaço Meridional propõe a correlação destas com as sequências clástico-químicas do Quadrilátero Ferrífero denotando a transição nas regiões de Itapanhoacanga, Conceição do Mato Dentro e Morro do Pilar, denominando 3 conjuntos maiores de Facies Diamantina, Itabira e Guanhões. Pflug (1968) divide a coluna estratigráfica da Facies Diamantina em oito unidades litoestratigráficas (formações).

Nos últimos 15 anos com o advento do Instituto Eschwege, diversos trabalhos de detalhe, a partir do mapeamento geológico na escala de 1:25.000, foram desenvolvidos destacando especialmente a estratigrafia, sedimentologia e geologia estrutural (Schöll & Fogaça, 1979; Fogaça & Almeida Abreu, 1982; Herrgesell & Pflug, 1985; Almeida Abreu et al. 1986;

hartmann et al. in press).

Nestes últimos trabalhos caracteriza-se especialmente a tectônica tangencial da borda sudeste da Serra onde ressalta-se uma importante tectônica de nappes com transporte de leste para oeste.

Renger (1979) faz uma síntese da evolução dos conhecimentos sobre esta região até aquele ano.

ESTRATIGRAFIA

A individualização de sequências litoestratigráficas na área mapeada é possível somente a partir do agrupamento de conjuntos litológicos homogêneos atribuindo-lhes, pois, denominações informais apesar da possibilidade factual de efetuar-se correlações com unidades já formalmente definidas a partir de critérios litofaciais e petrográficos. As dificuldades do estabelecimento de uma coluna estratigráfica absoluta são motivadas pelo fato de que todas as unidades e sequências da área exibem movimentos tectônicos em maior ou menor grau.

Desta forma foram reconhecidos 3 conjuntos litoestratigráficos maiores assim denominados: Sequência Infracrustal, Sequência Metassedimentar I e Sequência Metassedimentar II.

Sequência Infracrustal

Sob esta denominação reúne-se todas as rochas de composição s.l. graníticas e que servem de embasamento cristalino às sequências metassedimentares. Apesar dos contatos tectônicos a caracterização como rochas do embasamento é ressaltada pela marcante discordância metamórfica em relação às sequências supracrustais (facies xisto verde).

O embasamento Cristalino da Serra do Espinhaço já recebeu diferentes denominações: Supergrupo Pré-Minas, Pflug & Renger (1973); Supergrupo Pré-Rio das Velhas, Schöll & Fogaça (1979); Complexo Basal, Bastos Neto (1982); Embasamento Cristalino, Assis (1982) e Uhlein (1982) e Sequência Infracrustal, Almeida Abreu et al. (1986).

Nesta região foram identificados 3 tipos lito-petrográficos principais: Rochas Granito-Gnáissicas, Rochas Graníticas, Gnaisses de composição tonalítica.

Dominam as rochas de caráter granítico mais ou menos deformadas. Os termos graníticos "strictu sensu" são raros e pontuais entretanto é notável que os Granito-Gnaisses são apenas variações deformadas e parcialmente retrometamorfisadas dos Granitos. São rochas leucocráticas compostas essencialmente por quartzo e feldspatos (microclina e plagioclásio) e subordinadamente micas. A textura é equi-ou inequigranular grosseira exibindo foliação incipiente. Microscopicamente exibe textura ígnea granular embora frequentemente interrompida por concentrações irregulares de quartzo granoblástica que podem aparecer também como porfiroclastos com

extinção ondulante. A percentagem estimada dos elementos minerais são: quartzo(33%), plagioclásio (33%), microclina (32%), biotita (1%), muscovita/sericita (1%) e em menores proporções epidoto e zircão. A diferença destas rochas para as Granito-Gnáissicas é marcada somente pela acentuação dos aspectos deformacionais quando o quartzo e feldspatos passam de porfiroblastos para porfiroclastos. São rochas também grosseiras com cristais de feldspatos de 2 a 7cm de tamanho, ressaltados por uma foliação conspícua determinada por filmes descontínuos de micas que circundam os cristais maiores. A mineralogia dominante é: plagioclásio (32%), quartzo (30%), microclina (27%), muscovita/sericita (6%), biotita (2%), epidoto (2%) e em teores menores opacos, titanita e zircão.

Estas rochas evoluem também, pela deformação, para gnaisses-miloníticos e milonito-xistos. Estes últimos dominam especialmente o vale do Rio Lambari e se alternam com gnaisses-miloníticos na faixa oeste da área (Serra de Ouro Fino) em fatias tectônicas intercaladas na Sequência Metassedimentar II. Petrográfica e texturalmente ressaltam-se os aspectos da milonitização. São xistos micáceos mais ou menos quartzosos com ou sem feldspato preservado (microclina rosa). Exibem coloração esverdeada, aspecto sedoso e estrutura de fluxo bem conspícua. Variações de protomilonitos a milonitos e eventualmente ultramilonitos-filonitos são observados. A mineralogia dominante é quartzo, microclina e muscovita/sericita e subordinadamente biotita, hematita, titanita e apatita, este último atinge localmente 5%. Estas rochas com tais teores em apatita foram consideradas por Soares Filho et al. (1986) como metassedimentos fosfatados (metarcósios).

Este conjunto de rochas graníticas mostram, parcialmente, continuidade física para NNW até a região de Gouveia, porção mediana-central da Serra do Espinhaço, onde estão bem caracterizada variações lito-petrográficas semelhantes as aqui descritas (Carvalho, 1982; Schöll & Fogaça, 1979) e também as relações espaciais com o Supergrupo Espinhaço, ou seja, se constituindo em embasamento deste supergrupo. Nesta região foi consagrado como "Granito de Gouveia" por Pflug & Carvalho (1964).

A Sequência Infracrustal exhibe ainda "Gnaisses de Composição Tonalítica" em raras exposições. São rochas mesocráticas bandadas por níveis félsicos milimétricos e máficos de cor verde com espessuras de 0,5 a 4cm. Mostra uma foliação materializada principalmente pela orientação conspícua de tremolita-actinolita (30%). Completa a mineralogia o oligoclásio (14%), quartzo (10 a 20%), epidoto (20 a 35%), clorita (10%), biotita (6%) e titanita (5%). Estas rochas devem representar porções mais antigas da crosta não totalmente assimiladas pela anatexia do "Granito de Gouveia" a exemplo de outros gnaisses e migmatitos observados nas regiões de Cór-

regos, Tombadouro, Costa Sena e Gouveia e agrupados no Grupo Tombadouro por Hoffmann (1980).

Sequência Metassedimentar I

Esta sequência ocupa uma faixa contínua de direção NW-SE na porção leste da área, especialmente no flanco oeste do vale do Rio Lambari. Foram individualizadas 3 unidades litoestratigráficas denominadas informalmente de A, B e C seguindo a mesma nomenclatura proposta por Soares Filho et al. (1986) para a Sequência Vulcano-Sedimentar de Conceição do Mato Dentro. A continuidade SE desta faixa na Quadrícula de São Sebastião do Bonsucesso foi denominada de Unidade "B" Indivisa por Alves et al. (1986) e correlacionada com o Supergrupo Rio Paraúna de Fogaça et al. (1984).

A "Unidade A" constitui a base da sequência em questão e mostra espessura aparente de aproximadamente 90m. Litologicamente é representada por sericita-muscovita-xistos com teores variáveis de quartzo desde quantidades subordinadas até constituir-se no mineral mais abundante da rocha sem, entretanto, existir a primeira vista, qualquer regra nas quantidades ou passagens de um tipo litológico para outro. Localmente podem mostrar cianita, turmalina e magnetita em maiores ou menores quantidades, ora como minerais acessórios, ora como constituintes essenciais da rocha (até 20% pela cianita e 70-80% pela turmalina preta). Quanto mais rica em sericita a rocha torna-se mais sedosa ao tato e impõe-se textura lepidoblástica. O quartzo em geral é granoblástico e as feições miloníticas dominam todo o conjunto especialmente pela textura de fluxo, nos clastos de quartzo ou cianita, o estiramento mineral das micas e cianita, sombras de pressão e rotação mineral, além de estruturas maiores como a boudinagem, transposição e superfícies "S/C" de Berthé (1979).

Na base desta unidade aparecem sericita/muscovita-quartzo-xistos com cianita e zircões, as vezes hipidiomórficos, o que pode indicar que sejam partes do embasamento cristalino (Sequência Infracrustal) milonitizados e incorporados a esta Sequência fato este comumente observado na base do Grupo Costa Sena na região de Gouveia (Schöll & Fogaça, 1979). Digno de nota também são as análises químicas e sua interpretação dada por Soares Filho et al. (op.cit.) a partir dos sericita-cianita-quartzo xistos grosseiros que atribui como sendo rochas riolíticas milonitizadas.

A "Unidade B" é essencialmente quartzítica e mostra contatos bruscos ou gradacionais para a Unidade A através da diminuição de micas pelo aumento de quartzo ou intercalações decimétricas de mica-xistos e quartzitos. Os quartzitos podem ser puros em geral finos ou micáceos, localmente expondo-se como quartzo-xistos e possuindo invariavelmente uma estrutura laminar bem definida. Uma lineação de estiramento, especialmente de micas, às vezes realçadas por filmes ferruginosos é frequentemente ob

servada sobre esta foliação. A espessura aparente desta unidade chega a cerca de 70m.

A "Unidade C" ocupa o topo da sequência - considerando que a mesma amolda-se num homoclinal regular e o arranjo espacial imposto por $S_n \approx S_o$ indica esta disposição estratigráfica. A espessura aparente, média, gira em torno também de 90m. Litologicamente e petrograficamente é semelhante, de uma maneira geral, a "Unidade A" ressaltando-se as concentrações de cianita que são mais discretas na unidade superior tanto na sua frequência quanto nas quantidades. Por estes motivos se faz importante questionar-se a possibilidade da "Unidade C" representar somente uma repetição da "Unidade A" devido a dobramento isoclinal recumbente (sinforme ou antifforme) ou mesmo por falha inversa de baixo ângulo. A determinação do arranjo real nos limites da área deste trabalho dentro das hipóteses expostas é tarefa difícil senão impossível devido à situação dos afloramentos e à ausência de cortes transversais que exponham as rochas de forma contínua.

A Sequência Metassedimentar I, apesar de assim denominada informalmente neste trabalho, é passível de correlação relativamente segura ao Supergrupo Rio Paraúna de Fogaça et al. (op.cit.) considerando sua continuidade física, a partir de observações no mapa geológico de Pflug & Renger (1973), para as regiões de Costa Sena e Gouveia onde foi definido e afloram as rochas daquele supergrupo. Considerando-se que a "Unidade C" seja uma repetição da "Unidade A" por falhamento ou dobramento conforme aludido anteriormente ousa-se até correlacionar diretamente com unidades menores do Supergrupo Rio Paraúna, ou seja, o conjunto seria equivalente ao Grupo Costa Sena, as "Unidades A e C" correlacionáveis à Formação Barão do Guaicui e a "Unidade B" à Formação Bandeirinha.

Sequência Metassedimentar II

Este conjunto aflora extensivamente na região central e oeste da área mapeada constituindo as principais elevações inclusive a Serra de Ouro Fino. Foram reconhecidos 2 domínios distintos atendendo-se às diferenças litopetrográficas e distribuição areal sem, contudo, permitir o empilhamento de um em relação ao outro, uma vez que todas as unidades desta sequência são inquestionavelmente alóctones em maior ou menor grau.

Domínio Metaconglomerático: ocorre no oeste e extremo sudoeste da área, no vale do Rio Parauninha. As rochas deste domínio, são de uma maneira geral conglomeráticas variando de meta-ortoconglomerados, meta-paraconglomerados, quartzitos com seixos e subordinadamente quartzitos. Embora ocorram contatos gradacionais entre os diversos tipos litológicos é mais frequente os metaconglomerados aparecerem como níveis ou lentes bem definidas geralmente com espessuras decamétricas. Os metaconglomerados

são geralmente polimíticos com seixos de quartzo principalmente, além de seixos de quartzitos, formações ferríferas e filitos, arredondados a sub arredondados apesar de achatados e/ou estirados com diâmetros do eixo maior de tamanho milimétrico até 40cm (grânulos, seixos, matacões e blocos) e tamanho médio entre 9 e 14cm. A matriz é geralmente quartzítica média a grosseira e pura, às vezes com teores variáveis de sericita onde destaca-se uma foliação (Sn) conspícua. Canais de erosão são observados preenchidos pelos metaconglomerados e alojados nos quartzitos com seixos onde estratificações cruzadas tabulares centimétricas de médio a alto ângulo são abundantes.

Domínio Quartzítico: se constitui no domínio majoritário da Sequência Metassedimentar II e é representado principalmente pela Serra do Ouro Fino. Sua espessura é da ordem 1 a 2,5 centenas de metros mas deve-se ressaltar que é uma espessura aparente mas ainda assim medidas e observadas em secções menos deformadas e entre falhas ou planos de descontinuidades importantes. Litologicamente dominam quartzitos finos a grosseiros, predominando o primeiro termo, frequentemente pouco micáceos, laminados ou não. Às vezes aparecem laminações ferruginosas milimétricas a centimétricas e raramente lentes ou níveis delgados de filitos quartzosos. Em todo o conjunto é comum a presença de seixos esparsos, geralmente de tamanho centimétrico, de quartzo e raramente de quartzitos. Lentes ou níveis centimétricos a decimétricos de orto ou para-conglomerados são também frequentes, monomíticos ou polimíticos apresentando, em regra, os seixos estirados segundo o estiramento geral dos minerais (105º/18º). A estrutura dominante é uma foliação Sn≈So responsável pela destruição das estruturas primárias que são raras, geralmente estratificações cruzadas tabulares de baixo a médio ângulo, às vezes tangenciais, em regra de ordem decimétrica. Em um afloramento observa-se um arranjo semelhante a estratificação cruzada do tipo "hummocky". Marcas onduladas também são raras e quando aparecem mostram dimensões centimétricas. A Figura 3-a e b, são colunas erigidas neste domínio entre descontinuidades maiores, em porções mais preservadas da deformação.

A textura geral dos quartzitos é granoblástica exibindo porfiroblastos ou porfiroclastos de quartzo com forte extinção ondulante as vezes com lâminas descontínuas de sericita. O estiramento mineral é generalizado.

Considerar a Sequência Metassedimentar II como pertencente ao Supergrupo Espinhaço não é fato especulativo. A continuidade física das sequências mapeadas para N e NW é inquestionável integrando-se a conjuntos reconhecidamente pertencentes àquele supergrupo. Afora este fato, o caráter lito-petrográfico das rochas desta área é indicativo para esta

afirmação ainda mais quando relaciona-se os metaconglomerados que são abundantes e de características semelhantes aos da Formação Sopa-Brumadinho inclusive mineralizados em diamante haja visto os depósitos deste mineral no vale do Rio Parauninha.

Como já foi descrito as sequências supracrustais da área foram se paradas em dois conjuntos (Metassedimentar I e Metassedimentar II). Esta individualização deve-se as diferenças lito-petrográficas já realçadas nas descrições anteriores e também metamórficas, haja visto que na primeira sequência a associação mineral tipo é sericita/muscovita/cianita/quartzo e na segunda sericita/quartzo.

Pode-se ainda discutir alguns aspectos dos ambientes sedimentares das sequências metassedimentares abordadas lembrando, entretanto, que são propostas especulativas sobre observações pontuais de estruturas primárias preservadas da deformação, a forma e arranjo local dos corpos litológicos e suas variações no conjunto.

Da Sequência Metassedimentar I pode-se afirmar somente a passagem de um ambiente onde a sedimentação pelítica foi dominante ("Unidade A") com vulcanismo associado passando a uma sedimentação arenosa (marinha costeira?) - "Unidade B".

Na Sequência Metassedimentar II observa-se faixas ou conjuntos provavelmente relacionadas a ambiente marinho costeiro (estratificações cruzadas tangenciais de baixo ângulo, associados a laminações plano-paralelas e possíveis "hummockys") e planícies aluviais costeiras com canais anastomosados considerando-se as intercalações e distribuições dos metaconglomerados. A partir destes últimos, levando-se em conta sua posição e seu caráter, em parte intraformacional, é possível considerar épocas de instabilidade crustal acentuada com relevo marginal ativo e sedimentação episódica devido a pulsos crustais e/ou variações climáticas eventuais.

Cortando todas as sequências rochosas mapeadas afloram rochas metabásicas pós-sedimentares geralmente de composição e textura de diabásios e micro-gabros. Podem aflorar sob a forma de diques, soleiras ou "sills" e seu posicionamento exato, quanto a idade relativa, ainda é incerto. Exibe uma foliação conspícua no contato com as encaixantes e torna-se maciça em direção ao centro dos corpos. O metamorfismo é da Facies Xisto Verde evidenciando-se pois como sin a tardi-tectônicas em relação ao evento (En). A petrografia detalhada destas rochas assim como a evolução de seus conhecimentos foram tratados por Bastos Neto (1982).

Completam as sequências mapeadas depósitos aluvio-coluviais de idade Terciária/Quartenária. Os primeiros sempre associados aos vales dos Rios Lambari e Parauninha e são depósitos em geral arenosos com níveis

de cascalhos finos a grosseiros e secundariamente intercalações de argilas orgânicas. Os colúvios concentram-se nas encostas e sopé das vertentes, geralmente depósitos mal selecionados de composição argilo-arenosa com ou sem material grosseiro associado, preferencialmente nos domínios de rochas da Sequência Infracrustal.

GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

É notável na área mapeada assim como em toda a borda SE do Espinhaço Meridional (v. Hartmann et al., in press e Almeida Abreu et al., 1986), que os elementos mais destacáveis são as estruturas e o arranjo tectônico das entidades aflorantes. Impõem-se um conjunto de estruturas menores e maiores gerados por um Evento deformacional (En) de processo contínuo em regime predominantemente dúctil. Esta deformação foi responsável pela geração de uma foliação universal (Sn) sin-milonítica, tangencial, paralela a sub-paralela a So consequência dos processos e movimentos tectônicos inter-estratais especialmente ressaltados nos planos de descontinuidades importantes (contatos litológicos, estratigráficos e planos de fraqueza potenciais). A formação e superposição de estruturas - especialmente as estruturas menores - torna-se mais compreensível quando entende-se o desenvolvimento da deformação pelos movimentos inter-estratais uma vez que caracteriza toda a atividade tectônica com movimentos cisalhantes, em diversas escalas, e responsável pela formação da segunda estrutura em abundância e distribuição que é a lineação de estiramento especialmente ressaltada nas sericitas sobre a foliação Sn.

Estes movimentos cisalhantes pois, é o processo responsável pela geração da grande maioria das estruturas de diferentes escalas, ora relacionadas à composição e textura original da rocha, ora como consequência da participação de outros elementos na deformação como obstáculos do desenvolvimento dinâmico (p.ex., seixos, veios, altos estruturais, etc). Assim desenvolveram-se um conjunto de outras estruturas como estiramento de seixos, bandas de cisalhamento, crenulações paralelas ou ortogonais a ln, superfícies S/C miloníticas, microdobras, sombras de pressão, boudinagem além de outras estruturas microscópicas especialmente ressaltadas nas rochas miloníticas (filonitos, blastomilonitos, milonitos e protomilonitos). Descrição detalhada destas estruturas podem ser vistas em Machado et al. (1986) e Hartmann et al. (op.cit.). Estas estruturas identificadas em conjunto ou às vezes individualmente indicam o sentido do transporte tectônico (Lacassin, 1984) ainda mais se considerar a sua associação e tratamento estatístico conforme elaborado e expostos nos diagramas da Figura 4, onde fica patente um transporte de aproximadamente leste para oeste.

As estruturas tectônicas mais importantes em termos de arranjo e situação final são as grandes falhas e empurrões. Observando o mapa geológico é visível e expressivo estas estruturas que se exaltam como um conjunto de unidades superpostas em escamas empilhadas. Demonstram que os planos de movimentos representam também descontinuidades pré-existentes especialmente de caráter estratigráfico. Em geral são planos de inclinação de médio a baixo ângulo que certamente tendem a subhorizontalidade em profundidade conforme o modelo apresentado por Hatcher & Williams (1986). Hoje é pouco questionável que estas grandes falhas sejam, a rigor, estruturas do tipo "nappe" conforme mencionado por Herrgesell & Pflug (1985) e Almeida Abreu et al. (1986). As observações feitas neste trabalho corroboram e confirmam esta hipótese uma vez que o assentamento de fatias do embasamento sobre unidades das sequências supracrustais indicam, para esta região, o transporte de grandes massas de rocha com rejeito predominantemente horizontal de alguns quilômetros ou mesmo dezenas de quilômetros. Pode-se especular também que estas "nappes", na Serra do Espinhaço Meridional, sejam as mais ocidentais, de idade Espinhaço, ainda preservados da erosão uma vez que a poucas centenas de metros a oeste da área em questão as rochas deste supergrupo apresentam estruturação e arranjo de aparência autóctone a sub-autóctone.

Pode-se mencionar ainda efeitos tardios do Evento (En), marcado por lineamentos estruturais de direção aproximada E-W e NW-SE mostrando-se como estruturas rúpteis onde podem aparecer brecha de falha, "sliken side" e também observa-se o basculamento ou o movimento relativo de grandes blocos como é sugestivo nos próprios diagramas de $S_n \times \ln$ (Fig.4).

Não pode-se deixar de discutir o fato deste Evento (En) estar relacionado ao Supergrupo Espinhaço (Sequência Metassedimentar II) e sendo os outros conjuntos mais antigos (Sequências Infracrustal e Metassedimentar I) portadores de estruturas próprias mais antigas. Nas partes heterogêneas do embasamento (gnaisse e/ou migmatitos) de fato exibem estruturação e elementos de deformação próprias enquanto que nos granitos e Sequência Metassedimentar I torna-se difícil individualizar estruturas de eventos anteriores ao evento En em questão. Discussões a este respeito já foram feitas por Schöll & Fogaça (1979) e Carvalho (1982) para a região de Gouveia e adjacências onde, apesar da intensidade da deformação ser flagrantemente distinta, a superposição de estruturas é pouco distinguível em face do evento pré-Espinhaço exibir polaridade semelhante a este. Ainda assim de forma discreta nota-se uma ligeira tendência da foliação S_n da Sequência Metassedimentar I orientar-se em NNW bem uniforme e concentrada contrastando ao S_n da Sequência Metassedimentar II que exibe uma dispersão de NNW a NNE. Não é exagero supor então que a

foliação dos metassedimentos mais antigos sejam simplesmente retomadas durante o Evento En e parcialmente reorientada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA ABREU, P.A. - 1986 - Elementos da Zona de Cisalhamento Dúctil Borda Oriental da Serra do Espinhaço Minas Gerais. Anais XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia-GO, (in press).
- ALVES, C.J.; MARIANO, J.V.F. & PLESCHETTE, C. - 1986 - Geologia da Porção Sul da Quadrícula de São Sebastião do Bonsucesso, Conceição do Mato Dentro-MG. Rel. Graduação - UFMG.
- ASSIS, L.C. de - 1982 - Estratigrafia, Tectônica e Potencialidade Mineral das Unidades Pré-Cambrianas da Região de Serro-MG (Quadrícula de Mato Grosso) Tese de Mestrado, UnB, 149p., Brasília.
- BARBOSA, O. - 1954 - Evolution du Geosynclinal Espinhaço - XIX Congresso Internacional de Geologia Sect. XIII, Fasc. 14, 17-36, Algir.
- BASTOS NETO, A.C. - 1982 - Geologia das Quadrículas de Dom Joaquim e parte Sul do Ribeirão da Barra-Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional-MG. Tese de Mestrado, UFRJ, 112p. Rio de Janeiro.
- BERIHE, D.; CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. - 1979 - Orthogneiss, mylonite and coaxial deformation of granites. The example of the South American shear zone. J. Struct. Geol. London (1): 31-42p.
- CARVALHO, A.S. de - 1982 - Geologia e Gênese das Mineralizações de quartzo no Espinhaço Meridional (MG-Brasil) - Tese de Mestrado-UnB, Dep. Geoc., Brasília.
- DERBY, O.A. - 1906 - The Serra do Espinhaço, Brazil. J. Geol., 14, 374-401, Chicago
- ESCHWEGE, W.L.v. - 1822 - Geognostisches Gemälde von Brasilien und Wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten-44p. (Junges-Industrie-Comptoir), Berlin.
- ESCHWEGE, W.L.v. - 1832 - Breitage zur Gebirgskunde Brasilien- 488p., (Reimer), Berlin
- ESCHWEGE, W.L.v. - 1833 - Pluto Brasilense - Tradução em Português, 397 + 469p., (Compnh. Ed. Nac.), São Paulo, 1944.
- FOGAÇA, A.C.C. & 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. Congr. Latinoamericano de Geologia, Actas II: 373-388, Buenos Aires.
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A. & SCHORSCHER, H.D. - 1984 - Estratigrafia da Sequência Supracrustal Arqueana na Porção Mediana-Central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol. vol. VI, 2654-2667, Rio de Janeiro.
- FREYBERG, B.v. - 1932 - Ergebnisse Geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien- N. Jb. Geol. Min. Paläont., Sonder bd. 2, 403p. Stuttgart.
- Freyberg, B.v. - 1934 - Die Bodenschätze des Staates Minas Gerais, Brasilien -453p. (Schweitzerbart) Stuttgart.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915 - The Geology of Central Minas Gerais, Brazil - Journ. Geol., 23, Chicago.
- HARTMANN, M.B.; TAGLIANI, T.R. & ALMEIDA ABREU, P.A. - in press - caracterização da tectônica tangencial da Borda Oriental da Cordilheira do Espinhaço Meridional - (Região de Itapanhoacanga-Conceição do Mato Dentro).
- HATCHER, JR, R.D. & WILLIAMS, R.T. - 1986 - Mechanical model for single thrust sheets. Part I: Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. Geol. Soc. of Am. Bull: Vol. 97 p. 975-985.
- HERRGESELL, G. & PFLUG, R. - 1985 - "The thrust belt of the Southern Serra do Espinhaço Minas Gerais, Brasil" Munster: Forschung.
- HOFFMANN, C. - 1981 - Geologische Geschichte, Metamorphose und Petrologie des archaischen kontinentalkernes (Pra-Espinhaço-Gesteine) der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. Habil. Erlang. Ven. leg. Miner/Petrol. Geowiss. Univ. Freiburg, 233p. i. Br. Freiburg, R.F. Alemanha.
- LACASSIN, N.R. - 1984 - Étude des Mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du mant Rose (Alpes Suisse) et relation avec les grands chevauchements. Thèse-Mont-pellier 221p.
- LISTER, G.S. & SMOKE, A.W. - 1984 - S-6 - Mylonites. Journ. Struct. Geol. Vol. 6 n°6 p. 617/638
- MACHADO, A.F.; MUZZI MAGALHÃES, P. & QUINTÃO, N.H. - 1986 - Geologia da Porção Centro-Sul da Quadrícula de Ouro Fino, Conceição do Mato Dentro-MG. Relatório Graduação - UFMG
- MORAES, L.J. de & GUIMARÃES, D. - 1930 - Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais-An. Ac. Bras. Geociências, 2, 153-186, Rio de Janeiro.

- PFLUG, R. - 1965 - A Geologia da parte Meridional da Serra do Espinhaço e Zonas Adjacentes, Minas Gerais. DNPM, Div. Geol. Mun. Bol. 226, 55p., Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. - 1968 - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina-MG - DNPM, Div. Geol. Min., Not. Preliminar. 142, 20p. Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. & CARVALHO, R. T. de - 1964 - A Evolução Estrutural da Região de Gouveia, Serra do Espinhaço, Minas Gerais-DNPM, Div. Geol. Min. Bol. 213, 37p., Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. & RENGER, F. - 1973 - Estratigrafia e Evolução Geológica da Margem SE do Craton Sanfranciscano. In: Cong. Bras. Geol., 27, Aracaju. Anais de Aracaju. Soc. Bras. Geol., vol. 2, p. 5-19
- RENGER, F. - 1972 - As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, Minas Gerais - Rev. Bras. Geoc. 2p 151-160, São Paulo.
- RENGER, F. - 1979 - Evolução dos Conceitos Geológicos da Serra do Espinhaço. In: I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Espinhaço, Diamantina p. 9-27.
- 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 MG-Geologia do Espinhaço p. 55-73, Diamantina.
- SOARES FILHO, B. S.; PINHEIRO, S. A.; SOUZA COSTA, M. N. - 1986 - Contribuição ao estudo de Geologia da Região de Conceição do Mato Dentro, MG. METAMIG, BH-MG.
- TAGLIANI, T. R.; HARTMANN, M. B.; ALMEIDA ABREU, P. A. & FERNANDES, P. C. O. - in press - Estudo da Deformação em Metavulcânicas ácidas na Serra do Sapo (Cordilheira do Espinhaço Meridional, MG).
- UHLEIN, A. - 1982 - Geologia e Mineralizações de Cromita e Itabiritos da Região de Serro-MG. Tese de Mestrado UnB, 189p. Brasília.

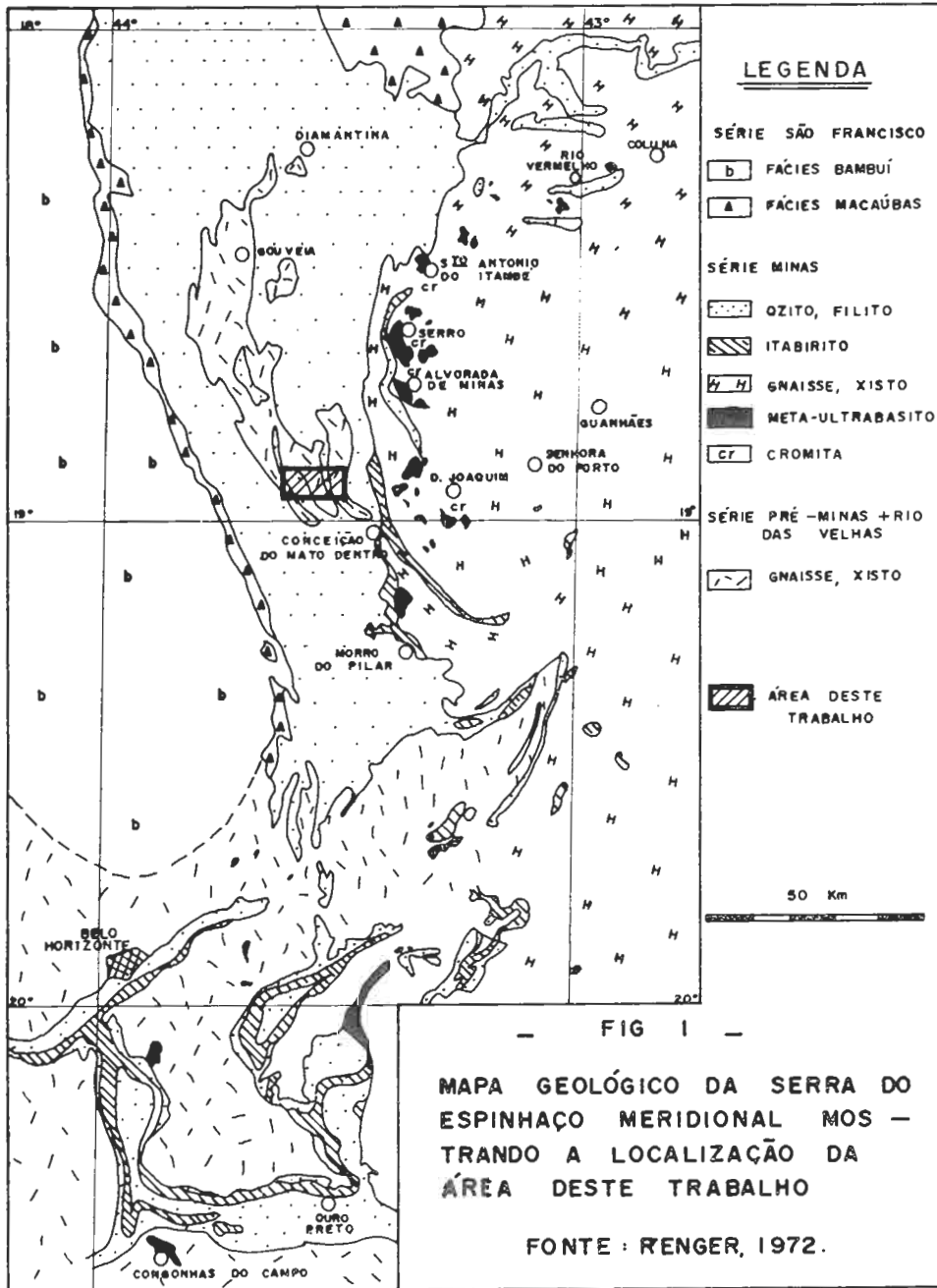
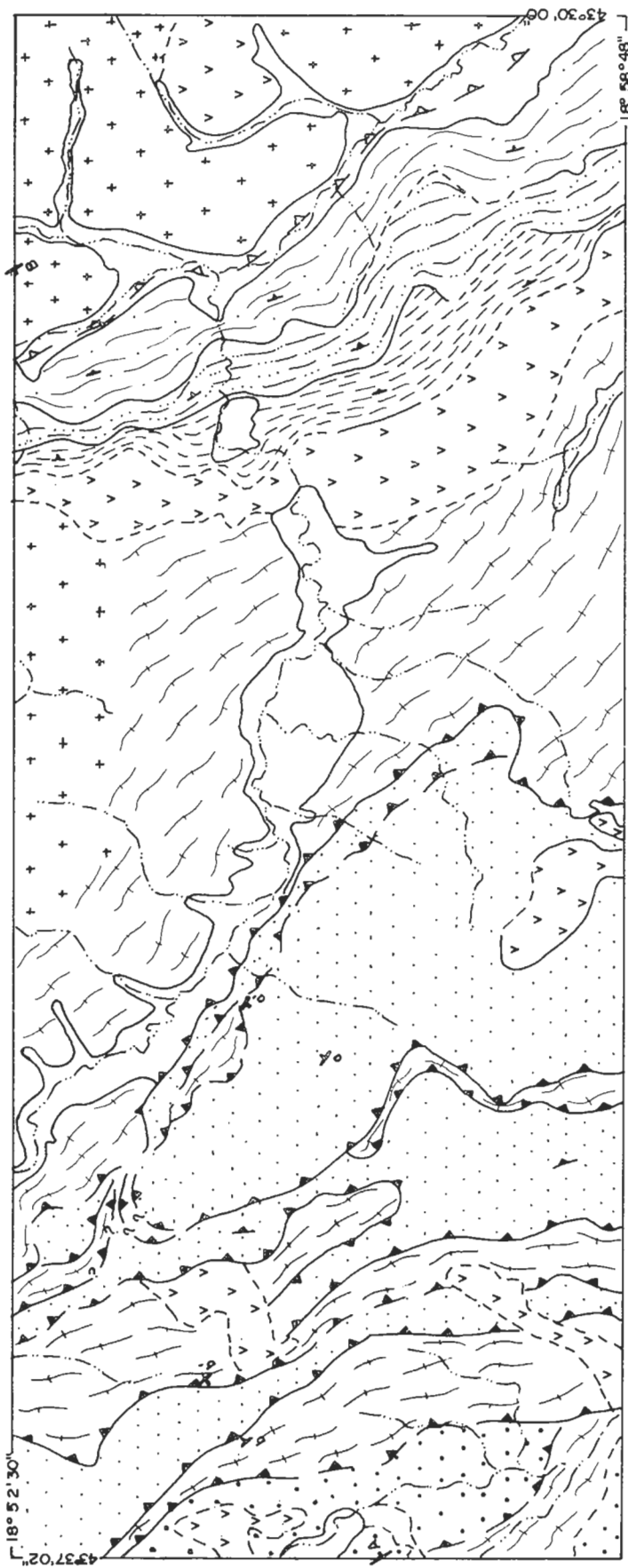


FIG. 02 - MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO CENTRO SUL DA QUADRÍCULA DE OURO FINO



CONVENÇÕES

- CONTATO DEFINIDO
- - - CONTATO INFERIDO
- ▼ FALHA DE EMPURRÃO DEFINIDA
- ▼ FALHA DE EMPURRÃO INFERIDA
- ▼ FALHA DE EMPURRÃO PROVÁVEL
- ▼ FALHA DE EMPURRÃO ENCOBERTA
- DRENAGEM

A B
 | SEÇÃO GEOLÓGICA SW
 | COLUNA ESTRATIGRÁFICA

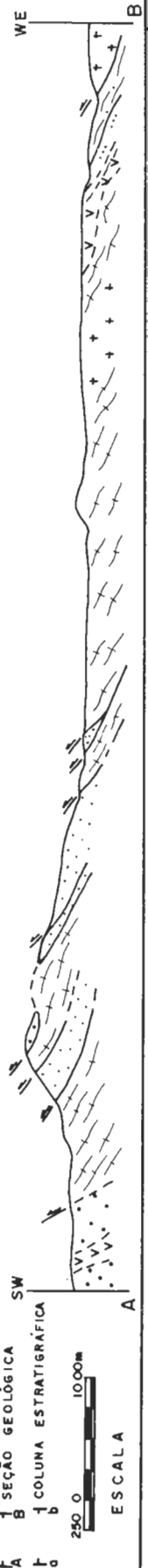


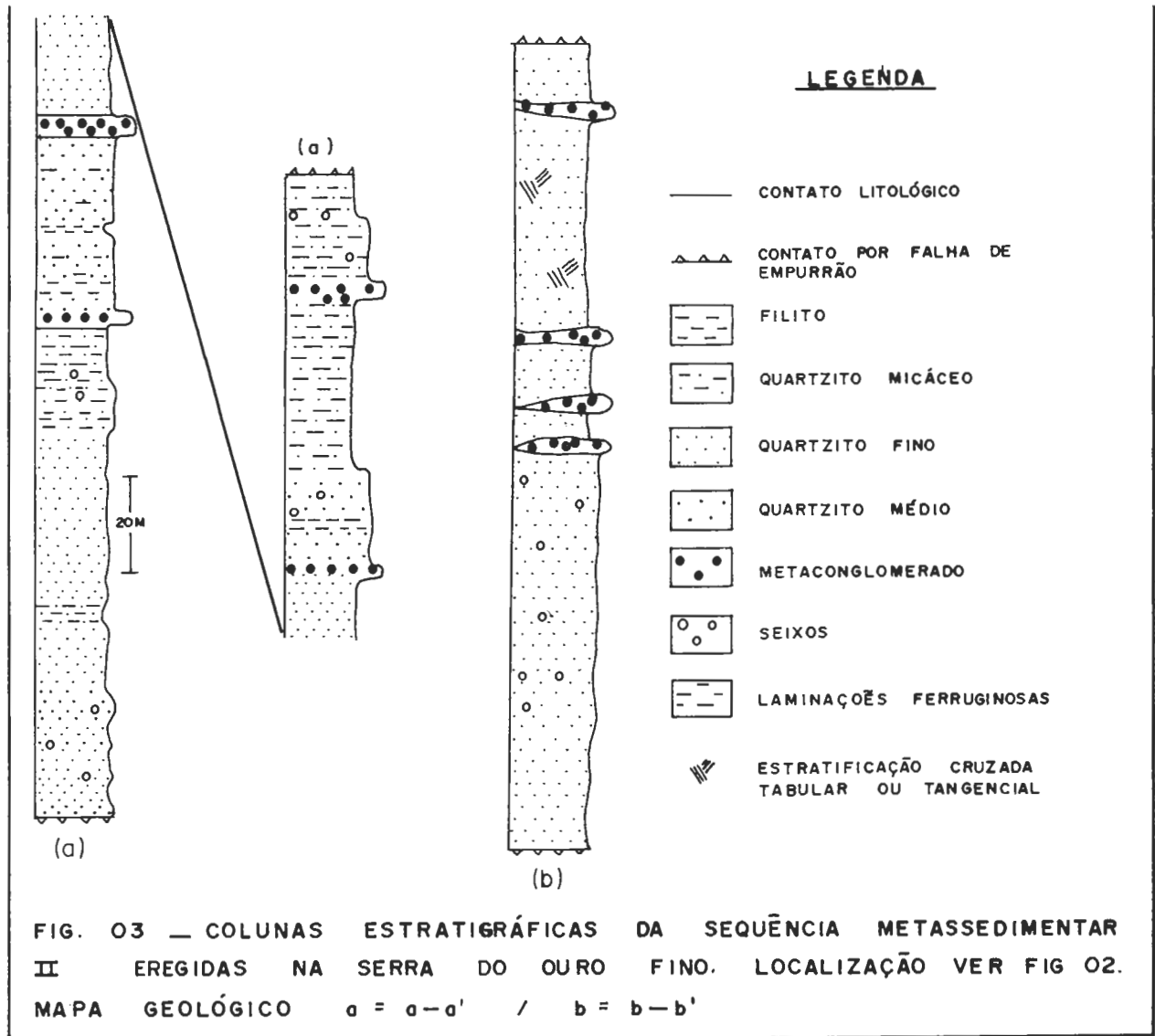
ESCALA

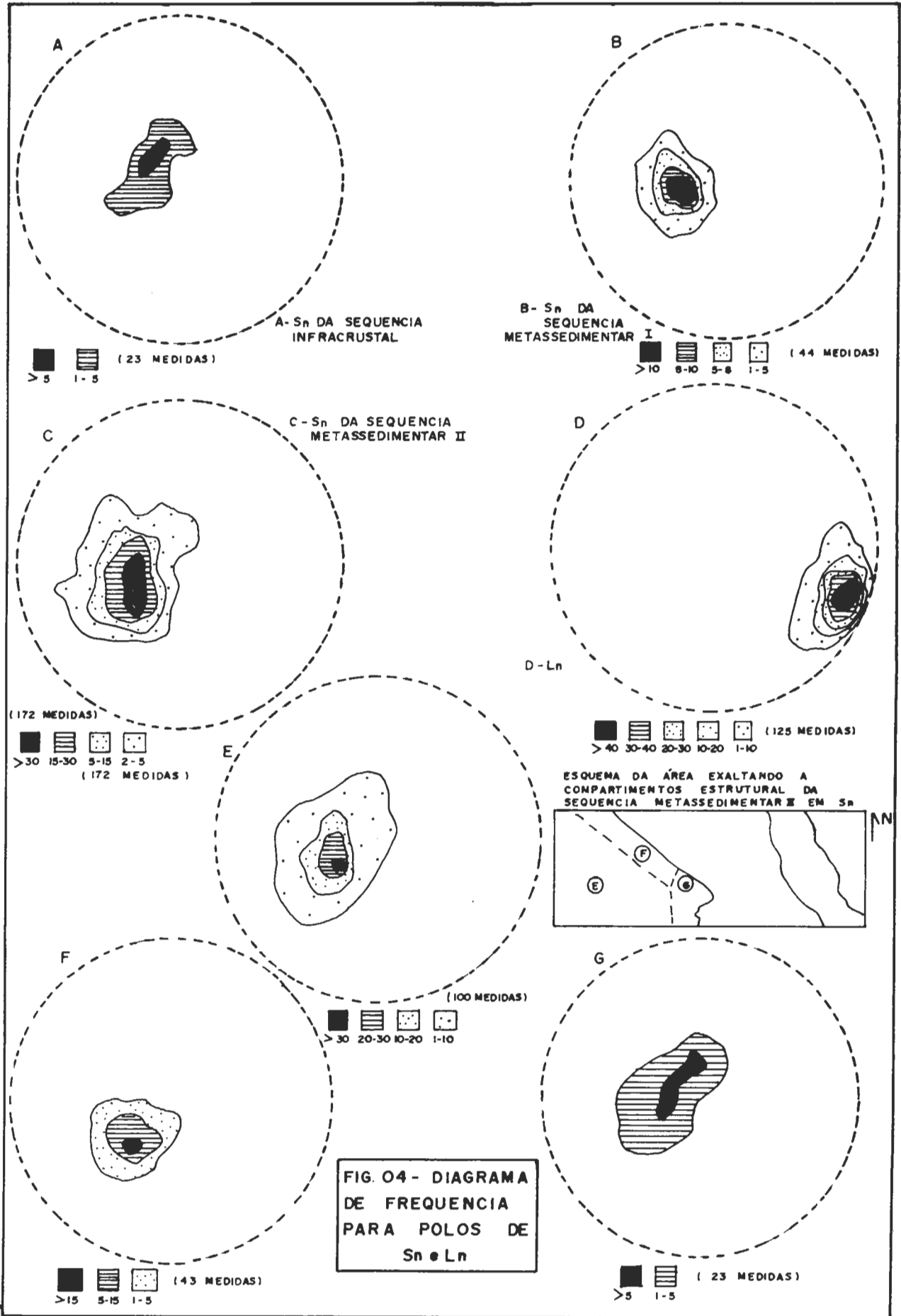
- ARQUEANO**
- SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR I
 - UNIDADE C - SERICITA / MUSCOVITA XISTOS
 - UNIDADE B - QUARTZITOS FINOS
 - UNIDADE A - SERICITA XISTOS
 - SEQUÊNCIA INFRACRUSTAL
 - ROCHAS GRANITO - GNAISSICAS
 - ROCHAS GRANÍTICA MILONITIZADAS

PROTEROZOICO

- INDIFERENCIADO
- TERCIÁRIO / QUATERNÁRIO
 - DEPÓSITOS ALUVIAIS
 - ROCHAS METABÁSICAS
- SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR II
 - DOMÍNIO QUARTZÍTICO
 - DOMÍNIO METACONGLOMERÁTICO







GEOLOGIA DA REGIÃO DE SANTO ANTÔNIO DO RIO ABAIXO (MG)

Cláudio Borba, Silmara Campos e Ivo Antonio Dossin
Centro de Geologia Eschwege - UFMG

ABSTRACT

The Serpentina Ridge, localized up north from Santo Antônio do Rio Abaixo city, is the main geomorphologic feature in the mapped area, being composed by itabirite.

It can be recognized the following lithostratigraphic units:

a) Basement, which encompasses the larger area in map, constituted by gneissic rocks and mylonitic derived schists. Occur as two portions at northeast and southwest of the map, with the Minas Supergroup between them; b) Minas Supergroup composed by a sequence of chemical metasediments (itabirite) and by a sequence of clastic metasediments; c) metabasic rocks intruded in gneiss of the basement and d) cenozoic sediments: canga and alluvium.

The structuration of all these rocks was developed by simple shear mechanisms, reflected in many microstructures and regionally by thrust faults. These are related to the same event which erased all records of earlier deformations.

The metamorphism are in the greenschist facies from biotite zone to garnet zone found in all units, characterizing deep crustal conditions where the rocks assume a ductile behavior.

As mineral resources occur in order of importance: iron ore body in the itabirite sequence, gold placers mined in the Santo Antônio river and affluents and pegmatites.

1. INTRODUÇÃO

São aqui apresentados os resultados do trabalho de mapeamento realizado na Região de Santo Antônio do Rio Abaixo (MG), através do Centro de Geologia Eschwege.

A área mapeada compreende a porção sul da Serra da Serpentina, denominação local para

a última serra da borda leste do Espinhaço Meridional. O núcleo urbano, dentro dos limites do mapeamento é Santo Antônio do Rio Abaixo, situado ao sul da primeira serra (Fig.1). Foi realizado mapeamento em escala 1:25.000 de uma superfície total de 120 Km² e de formato irregular, consoante com a estruturação da referida serra.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A borda leste da Serra do Espinhaço é dominada por uma tectônica de empurrões já caracterizada por HEPRGESELL (1984), UHLEIN *et al.* (1986) e ABREU *et al.* (1986). Neste domínio tectônico, as seguintes unidades lito-estratigráficas são encontradas (Fig.1): (1) embasamento, constituído predominantemente por rochas gnáissicas milonitizadas; (2) sequências vulcano-sedimentares possivelmente arqueanas, como a Sequência Vulcano-Sedimentar Rio Mata Cavalo (UHLEIN, 1985); (3) Supergrupo Minas, sequência metassedimentar semelhante às do Quadrilátero Ferrífero, contendo espessas formações ferríferas; (4) Supergrupo Espinhaço, metassedimentos predominantemente psamíticos, contendo metaconglomerados diamantíferos e meta-ígneas sin-sedimentares; (5) rochas metabásicas, foliadas ou não que cortam as unidades acima.

As relações entre os supergrupos Minas e Espinhaço tem sido motivo de uma das maiores discussões do precambriano brasileiro. Autores como PFLUG (1965) defendem uma mesma idade para os dois supergrupos, com diferenças apenas no ambiente geotectônico da formação. ALMEIDA (1977); ASSIS (1982), UHLEIN (1982) e DOSSIN *et al.* (1984), entre outros, consideram o Supergrupo Espinhaço como de idade proterozóica média, de um ciclo posterior ao Supergrupo Minas cuja deposição é atribuída ao Proterozóico Inferior. Uma terceira opinião, defendida por GROSSI SAD e VAZ DE MELO (1969) e LADEIRA (1980), considera o Supergrupo Espinhaço mais antigo que o Minas. Somente estudos mais aprofundados na região poderão contribuir para a resolução da controvérsia.

3. ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA

A feição característica da área estudada é dada por duas faixas de itabiritos (continuação para sul dos itabiritos de Conceição do Mato Dentro), que se unem e se infletem, mudando de direção NNW para EW (Figs.1 e 2). Esses metassedimentos estão embutidos e em contato tectônico com gnaisses blastomiloníticos os quais constituem a maior parte da área. As relações estratigráficas entre as unidades descritas e o esquema tectônico da área estão representados na (Fig.3).

São as seguintes as unidades mapeáveis na região de Santo Antônio do Rio Abaixo:

3.1 EMBASAMENTO

O embasamento é formado por rochas supostamente arqueanas intensamente retrabalhadas no proterozóico, durante o evento metamórfico-deformacional que também afetou as unidades mais jovens. Aflora a nordeste e a sudoeste da Serra da Serpentina, sempre em contatos tectônicos (cavalgamentos) com os metassedimentos do Supergrupo Minas. Está representado basicamente por gnaisses, contendo faixas não mapeáveis de xistos de derivação milonítica, outrora interpretados como metassedimentos.

Os gnaisses são leucocráticos, blastomiloníticos, com composição essencial a base de quartzo, microclina, oligoclásio e alguma mica. Quartzo ocorre quase sempre recristalizado em formas poligonais, especialmente na forma de sombras de pressão. Os raros porfiroclastos apresentam-se deformados, com formação de sub-grãos, e com extinção ondulante. A microclina ocorre como porfiroclastos intensamente deformados, às vezes com formas sigmoidais, com extinção ondulante e intenso fraturamento (Fig.4 A). Frequentemente está recristalizada em agregados granoblásticos e os processos de sericitização são normalmente desenvolvidos. O oligoclásio é comum em diminutos cristais xenomórficos, fazendo parte da matriz milonítica. Ocorrem também biotita e muscovita em pequena quantidade, e esporadicamente hornblenda e granada de características tardi-tectônicas (Fig.4 B).

Os xistos de derivação milonítica são constituídos por quartzo, muscovita e eventualmente biotita. O quartzo pode estar em grande quantidade a ponto de constituir quartzitos, sempre com texturas poligonais. As micas sintectônicas estão perfeitamente direcionadas segundo a lineação mineral, embora também ocorram como porfiroblastos tardi-tectônicos de até 5mm. Também é frequente a magnetita tardi-tectônica, euédrica e martitizada. Esses xistos são interpretados como produto de retrabalhamento dos gnaisses, em zonas de intensa deformação dúctil, especialmente próximo aos contatos por falhas de cavalgamento, com os itabiritos (Figs.2 e 3). Apesar da intensa recristalização, mostram uma forte estrutura anastomosada típica de milonitos.

Restritamente ocorrem anfibolitos, principalmente no nordeste da área, encaixados em gnaisses. São compostos por ferro-actinolita (70%), quartzo, epidoto e clorita. A ferro-actinolita apresenta-se em cristais prismáticos, alongados e fortemente alinhados.

3.2 SUPERGRUPO MINAS

São aqui denominados de Supergrupo Minas os metassedimentos que constituem a Serra da Serpentina, cuja topografia é sustentada por itabiritos semelhantes aos da Formação Cauê do Quadrilátero Ferrífero. Esta correlação já foi proposta por UHLEIN (1982),

RODRIGUES e RIBEIRO(1985) e DOSSIN(1985) que apresentou argumentação química para a proposta. O Supergrupo Minas foi dividido na área em duas sub-unidades, com relações estratigráficas incertas face a inexistência de estruturas sedimentares preservadas:

Sequência Química - Representada por uma faixa de 40m de espessura média de itabiritos, contendo restritas ocorrências de metavulcânicas básicas. Esta "camada" é repetida na porção norte da área e limitada por falhas de cavalgamento. São formações ferríferas a base de hematita e quartzo, com pequena quantidade de magnetita tardi-tectônica. A hematita é fortemente orientada, produzindo lineação mineral. O quartzo é normalmente recristalizado em textura poligonal (Fig.4 C), localmente na forma de cristais deformados. Segundo DOSSIN (*op.cit.*) esses itabiritos são classificados como do tipo Lago Superior, formações ferríferas típicas do Proterozóico Inferior (GOLDICH,1973).

Sequência Clástica - São os metassedimentos aflorantes entre as duas "camadas" de itabirito. A base da sequência é dominada por muscovita-quartzitos, às vezes conglomeráticos, com arcabouço dominado por seixos de quartzo e itabirito, subordinadamente, e matriz quartzítica. Logo acima ocorrem xistos a base de quartzo, muscovita e cianita pirofilitizada. No topo, até o contato com a "camada" nordeste de itabirito, afloram sericita-filitos, contendo um nível descontínuo de filito grafitoso, de posicionamento estratigráfico constante, que pode ser seguido como camada-guia por vários quilômetros, até a cidade de Conceição do Mato Dentro. Todas as litologias apresentam quartzo recristalizado poligonalmente e muscovitas fortemente alinhadas. A cianita ocorre em prismas sin-tectônicos também produzindo forte lineação, embora às vezes ocorra em porfiroblastos tardi-tectônicos.

3.3 ROCHAS METABÁSICAS

Ocorrem como um grande *sill*, aflorando na região ao sul e sudoeste da escarpa da Serra da Serpentina, no vale do Rio Santo Antônio. Apresenta uma espessura média de 100 m, mas devido ao baixo mergulho, ocupa uma grande extensão areal (Fig.2). São metagabros e metadiabásios foliados nos contatos com os gnaisses encaixantes e isótipos no interior do corpo. Esse *sill* é interpretado como sendo sin a tardi-tectônico ao evento que deformou a região. A composição é a base de tremolita-actinolita, plagioclásio e quartzo, subordinadamente clorita, opacos, epidoto, biotita e carbonatos. A tremolita-actinolita conserva às vezes a forma relictada do mineral de origem (piroxênios).

3.4 COBERTURA CENOZÓICA

Está representada pelos cangueiros que cobrem boa parte dos itabiritos e dos xistos miloníticos do reverso da *cuesta* da Serra da Serpentina, originados pela ação exóge-

na sobre itabiritos. A espessura é de poucos metros.

O vale do Rio Santo Antônio é em boa parte coberto por pequenas espessuras de aluviões, frequentemente mineralizados em ouro.

4. METAMORFISMO DAS UNIDADES PRECAMBRIANAS

As paragêneses das unidades lito-estratigráficas trabalhadas indicaram metamorfismo da facies xisto-verde durante o evento tectônico-metamórfico regional. Alcançaram no máximo a zona da almandina, ficando a maioria na zona da biotita. Em muitas amostras observou-se minerais tardi a pós-tectônicos: hornblenda, muscovita, biotita, magnetita e granada. A formação desses minerais é explicada pela não coincidência da deformação com o metamorfismo, existindo um pico térmico após a deformação. Este fenômeno deve explicar a ampla distribuição do quartzo poligonal. Temperaturas de 500-600° C foram obtidas por MÜLLER *et al.* (1986) para a cristalização de quartzo, hematita e magnetita em itabiritos de Morro do Pilar, com base em dados isotópicos. Os minerais retrometamórficos relacionados ao final do evento são também distribuídos por todas as unidades: clorita, muscovita, epidoto, pirofilita, carbonato. O metamorfismo de facies xisto-verde, zona da clorita, presente nas metabásicas, refere-se a esse efeito tardio.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A Serra da Serpentina representa uma estrutura de direção NNW que se inflete ao sul para E-W, sustentada por itabiritos. Ao norte a camada de itabirito encontra-se repetida, fenômeno atribuído por alguns autores (VILELA & SANTOS, 1983; DOSSIN, 1985) à existência de uma grande isoclinal.

O estudo das unidades lito-estratigráficas da área permitiu o levantamento dos seguintes registros de deformação:

(1) Todas as unidades, indistintamente, mostram uma foliação Sn (bandamento gnáissico, foliação milonítica, xistosidade, bandamento nos itabiritos e foliação nas metabásicas (Fig.5). É caracterizada pelo baixo ângulo (15°) e acompanha perfeitamente a estruturação maior da Serra da Serpentina. São frequentes os planos "c" e "s" de BERTHE *et al.* (1979), típicos de rochas miloníticas, cujo encontro forma sigmóides que caracterizam um transporte tectônico para oeste.

(2) Uma intensa lineação mineral (La) está impressa em todas as unidades, tendo um constante caimento, de baixo ângulo, para leste (Fig.4 A). Está representada por estriamento de micas, anfibólios, cianitas, hematita, seixos, porfiroclastos de feldspato potássico. Sua origem está ligada a um forte transporte tectônico para oeste, do ti-

po cavalgamento no norte da área e direcional (ao sul, onde a direção da foliação coincide com a lineação mineral horizontalizada) (Fig.5). Localmente ocorre uma lineação de crenulação (Lc_1) paralela à lineação mineral.

(3) São frequentes as dobras intrafoliais de origem milonítica (Fig.6), internas de zonas de cisalhamento e que não representam necessariamente, estruturas maiores (Fig 6). São dobras com eixo paralelo à lineação mineral, ou seja, paralelo aos esforços, classificados por MATTAUER & MERCIER (1980) como "dobras tipo A". Os mesmos autores classificam como sendo "dobras tipo B", também comuns na área, as que apresentam direção de eixo perpendicular à lineação mineral. Na Serra da Serpentina estas estruturas apresentam porte centimétrico a decimétrico e estão muito bem representadas nos xistos miloníticos e itabiritos, rochas que respondem plasticamente aos esforços (Fig 4 C, D e E). Essas dobras evidenciam condições dúcteis, em nível crustal profundo.

(4) Em toda a área ocorre uma lineação de crenulação de direção aproximadamente $N20^\circ E(Lc_2)$, sempre subperpendicular à lineação mineral (Fig.4 F). Afeta todas as rochas mais plásticas, inclusive as metabásicas foliadas, principalmente nas proximidades de obstáculos como *boudins* de quartzo. A esta lineação estão associadas pequenas dobras cônicas. Essas microdobras, com leve assimetria para oeste, tem um aumento de porte gradativo à medida que se desloca para leste da área, ganhando também uma vergência forte para leste (inclusive com formação de nova foliação). Na transição ocorrem feições como *kink bands* e dobras em caixa. Ondulações com eixos de direção $N20^\circ E$ também parecem estar associadas a Lc_2 .

Todas essas estruturas estão relacionadas aos grandes cavalgamentos responsáveis pelos contatos entre as unidades geológicas e pela foliação de baixo ângulo. Ocorrem cavalgamentos em escala regional até a escala de amostra. As estruturas relacionadas a Lc_2 parecem originadas ao mesmo evento que produziu os cavalgamentos, apresentando características tardias de uma deformação contínua. Os esforços que as produziram são de direção E-W, não havendo critérios para uma separação em dois eventos distintos com a mesma direção dos esforços. A vergência para leste pode ser interpretada como retrocavalgamento (LACASSIN, 1984).

Cortando as estruturas relacionadas a tectônica de *thrusts*, ocorrem falhas de alto ângulo (NE-SW; NW-SE; EW) de pequeno rejeito direcional ou gravitacional. O sistema de fraturas mais proeminente é N-S, sendo comumente preenchidas por veios decimétricos de quartzo ou pegmatitos.

6. GEOLOGIA ECONÔMICA

Os itabiritos da Serra da Serpentina constituem uma importante jazida de ferro, com uma reserva total de 3.864.300.000 toneladas (VILELA & SANTOS, 1983) com teores médi

os de 42,44% de ferro.

As aluviões e terraços do Rio Santo Antônio e afluentes são mineralizados em ouro, tendo sido intensamente lavrados em épocas passadas. Próximo à cidade existe uma lavra abandonada de ouro, situada na encosta um pouco abaixo do contato itabirito/embasamento. No local existem abundantes veios de quartzo leitoso com *box works* encaixados em xistos do embasamento. A origem de ouro pode estar relacionada aos itabiritos, que normalmente encerram alguns ppm de ouro, podendo ser posteriormente remobilizados para veios de quartzo e secundariamente concentrados em aluviões. Mais ao norte, na região de Conceição do Mato Dentro, conhecem-se antigas lavras de ouro no próprio itabirito (DOSSIN,1985).

No leste da área ocorrem pequenos corpos de pegmatitos, geralmente preenchendo fraturas NS, sendo alguns mineralizados em amazonita. Devem ter relação com os pegmatitos da localidade de Brejaúba, a poucos quilômetros a leste da área estudada, onde são lavrados feldspato, berilo industrial, água marinha, columbo-tantalita e esmeralda (relacionada com encaixantes ultrabásicas). São corpos métricos, verticalizados, intrudidos em gnaisses do embasamento. A composição é a base de quartzo, feldspato potássico, muscovita, biotita, granada, berilo e columbita-tantalita.

Na região dos grandes cavalgamentos, encaixados em xistos miloníticos do embasamento, é frequente a ocorrência de uma grande quantidade de veios métricos de quartzo hialino ou enfumaçado. Embora não estejam na forma de cristais bem formados, pode constituir um recurso mineral importante.

7. CONCLUSÕES GERAIS

O mapeamento geológico permitiu a caracterização de três unidades pré cambrianas na área estudada: Embasamento, Supergrupo Minas e Rochas Metabásicas. O Embasamento é constituído por rochas gnáissicas intensamente retrabalhadas, que muitas vezes originam espessas faixas de quartzo-muscovita-xistos de derivação milonítica. O Supergrupo Minas é formado por metassedimentos clásticos e químicos, que incluem espesso pacote de itabiritos.

As rochas metabásicas de características tardi a sin-tectônicas, ocorrem como um grande *sill* intrudido em terrenos do Embasamento.

Os registros de deformação observados sugerem um encurtamento crustal em direção ao Cráton de São Francisco produzido por uma tectônica compressiva não coaxial (cisalhamento simples), com milonitização e metamorfismo das rochas pré-existentes. O evento

se deu em níveis crustais profundos (15-20km) segundo SIBSON(1977), face a intensa recristalização mineral dominante sobre a cataclase. A transposição foi muito intensa, a ponto de obliterar todas as estruturas sedimentares e metamórficas pré-existent. Este fato torna problemático o empilhamento estratigráfico, e a nível regional, a interpretação do posicionamento Minas/Espinhaço, já que todas as unidades estão afetadas pela mesma tectônica, inclusive o embasamento.

A deformação foi heterogênea, resultando em níveis mais ou menos deformados num curto espaço. Exemplo disso são os metaconglomerados com níveis praticamente sem deformação, ao lado de níveis com seixos com estiramento muito grande.

A repetição da camada de itabirito pode ser explicada por um dobramento isoclinal de baixo ângulo associado ou anterior à tectônica de *thrusts*. Uma repetição gerada por mecanismo de cavalgamento, com formação de escamas tectônicas, sem inversão estratigráfica, também seria possível. Entretanto, ainda faltam dados para se afirmar uma ou outra possibilidade.

A inflexão de estrutura para leste, no sul da área, foi interpretada como sendo originada anteriormente ou durante a tectônica de *thrusts*, pois não houve mudança na direção de lineação mineral. Geometricamente, foi constatada uma orientação do tipo rampa oblíqua (cavalgamento) ao norte e lateral (direcional) a sudeste (Fig.6).

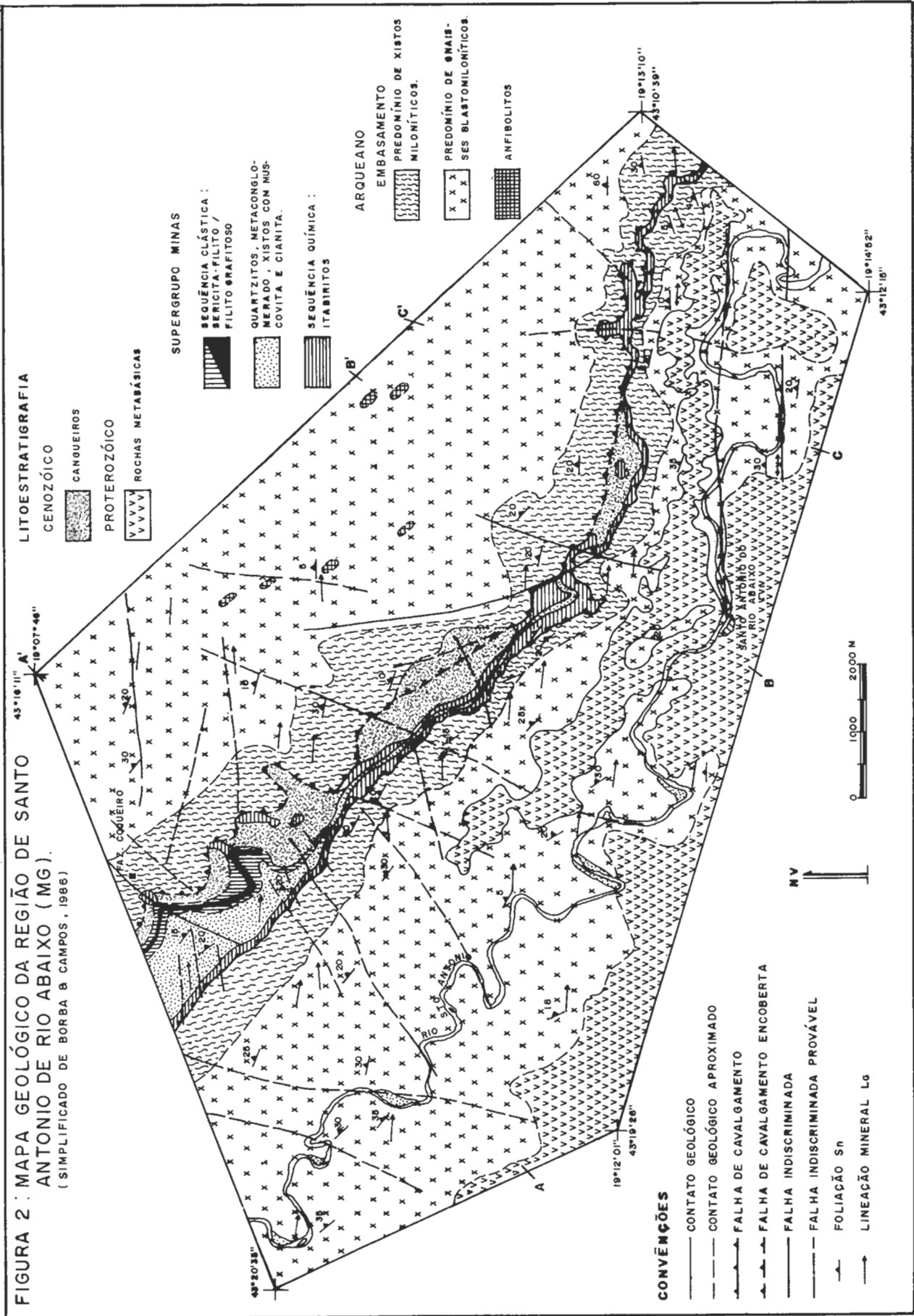
AGRADECIMENTOS

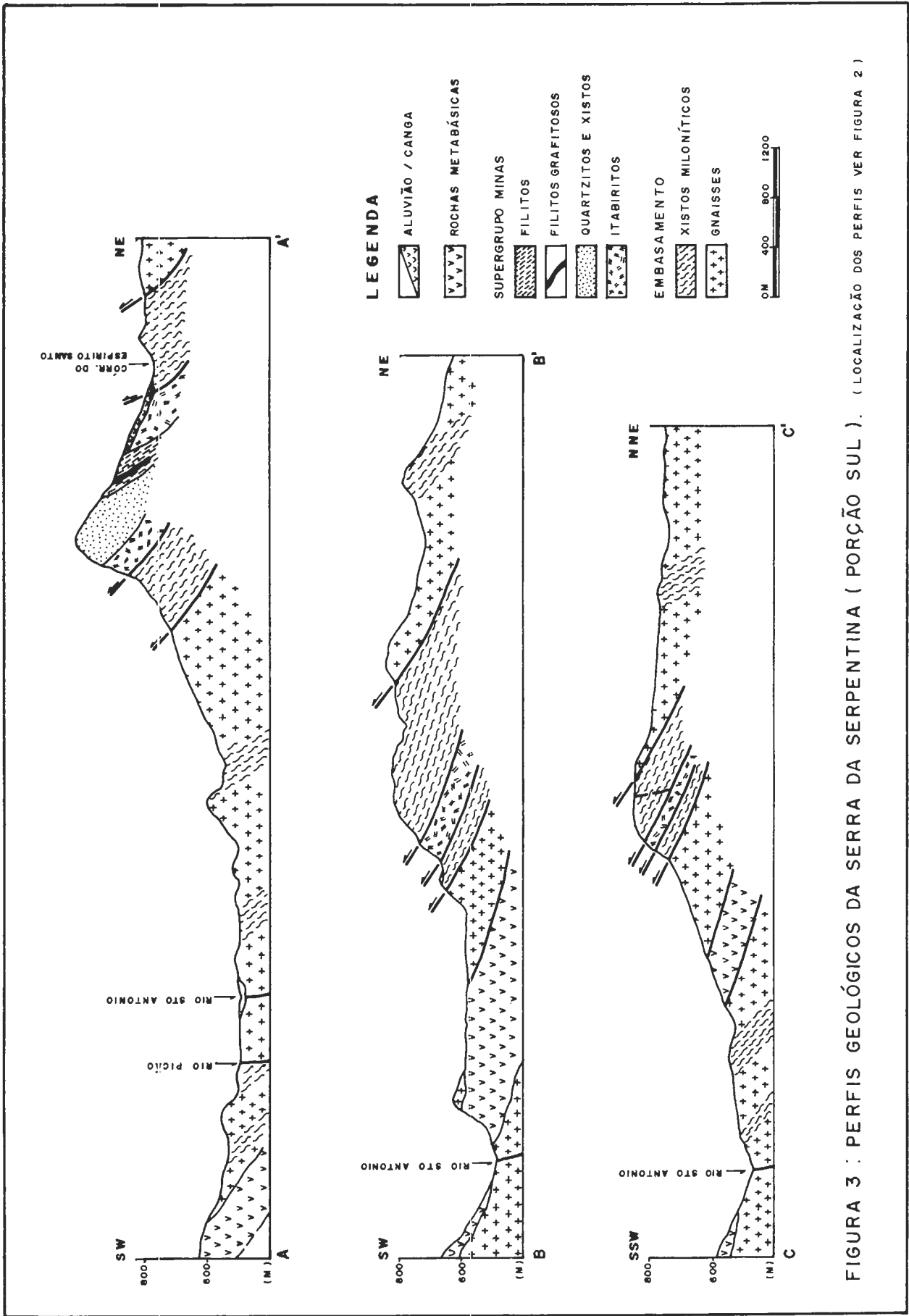
Os autores desejam expressar seu agradecimento aos funcionários e professores do Centro de Geologia Eschwege, em especial à Prof^a Tania Mara Dossin, pela leitura crítica do texto e à Srta Marta Maria Couto pela datilografia. Aos colegas Francisco Robério de Abreu, Miguel Antônio Tupinambá de A.Souza e José Candido Sales pelas proveitosas discussões durante a realização do trabalho. Ao CNPq e CPq-UFMG pelo apoio financeiro concedido na forma de Auxílio à Pesquisa e Bolsa de Pesquisador.

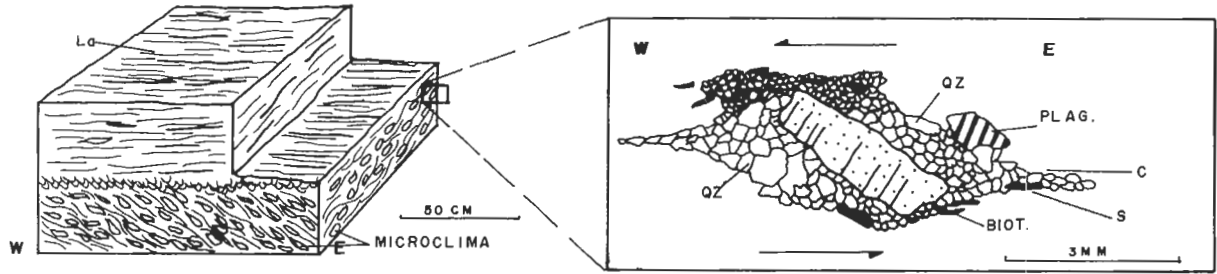
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, P.A.A. *et al.* (1986) - Elementos da Zona de Cizalhamento Dúctil da Borda Oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. An.do XXXIV Cong.Bras.Geol., Goiânia. Vol. 3, 1219-1231p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1977) - O Craton de São Francisco. Rev.Bras.Geoc.São Paulo, Soc.Bras. Geol., 7 (4): 349-364p.
- ASSIS, L.C.de (1982) - Estratigrafia, Tectônica e Potencialidade Mineral das Unidades Pré-cambrianas da Região de Serro MG (Quadricula de Mato Grosso). Tese Mestr., Univ. Brasília, Dep.Geoc., Brasília 149p. (Inédito)
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. (1979) - Orthogneiss, mylonite and coaxial deformation of granites. The exemple of the South American shear zone. J.Struct.Geol., London (1): 31-42p.

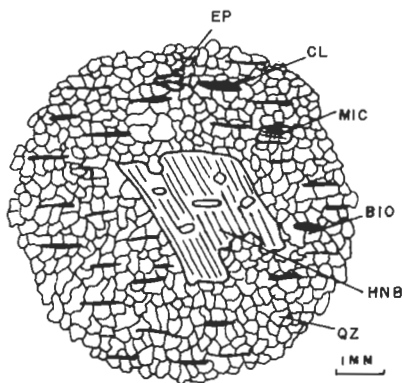
- BORBA, C. & CAMPOS, S. (1986) - Geologia da Porção Sul da Serra da Serpentina (MG). Trab. de Graduação, Centro de Geologia Eschwege, Diamantina, 72p (Inédito).
- DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M. (1984) - Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua Porção Meridional-MG. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., 3118-3132.
- DOSSIN, T.M. (1985) - Geologia e Geoquímica das Formações Ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro-MG. Tese; estr., Univ. Brasília, Dep. Geoc., Brasília 140p. (inédito).
- GOLDICH, S.S. (1973) - Ages of Precambrian Banded Iron Formations. Econ. Geol., 68: 1126-1134p.
- GROSSI SAD, J.A. & VAZ DE MELO, M.F.D. (1969) - Geologia do distrito de Serro, Minas Gerais, Brasil. Rel. Ined. GEOSOL/DNPM. 178p. Belo Horizonte.
- HERRGESELL, G. (1984) - Das Präkambrium am Ostrand der Nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). Tese Dout. (Inédito) - 247p., Univ. Albert-Ludwigs-Freiburg (RFA).
- LACASSIN, R. (1984) - Étude des mécanismes de déformation dans le versant nord de la mappe du mant Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements. Thèse-Montpellier 221 p.
- LADEIRA, E.A. (1980) - Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Doctorate Thesis, Univ. Western Ontario, Canadá, 272p. (Inédito).
- MATTAUER, M. & MERCIER, J.L. (1980) - Microtectonique et Grande Tectonique i Ném. H. Ser. Soc. Geol. de France Paris (10): 142-160 p.
- MULLER, G.; LAUENSTEIN, H.J. & HOF, J. (1986) - Sauerstoff und Kohlenstoff-Isotopuntersuchungen an Mineralen aus gebänderten Eisenerzen und metamorphen Gesteinen Nord "ostlich des Eisernen Vierecks in Brasilien; Geol. Jb. D 79: 21-40p. Hannover.
- PFLUG, R. (1965) - A Geologia da Parte Meridional da Serra do Espinhaço e Zonas Adjacentes, Minas Gerais. DNPM/Div. Geol. Min. Rio de Janeiro, Bol. 226, 51p.
- RODRIGUES, F.A.C. & RIBEIRO, L.C.B. (1985) - Geologia da Região de Conceição do Mato Dentro (MG). Trab. Grad., CGE, Diamantina; 72p. (Inédito).
- SIBSON, R.H. (1977) - Fault rocks and fault mechanisms. Jour. Geol. Soc. Lond., 133: 191-213.
- UHLEIN, A. (1982) - Geologia e Mineralizações de cromita e itabirito da Região de Serro-MG. Tese Mestr., Univ. Brasília, Dep. Geoc., Brasília, 189p (Inédito).
- UHLEIN, A. (1984) - Estratigrafia, Tectônica e Potencialidade Mineral da região de Morro do Pilar, MG. Relatório de pesquisa - CNPq (Inédito).



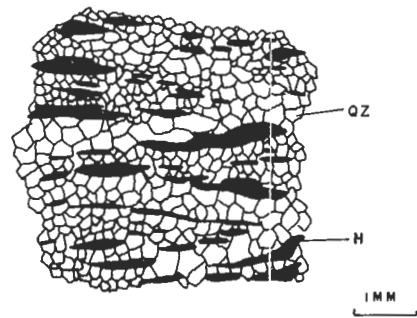




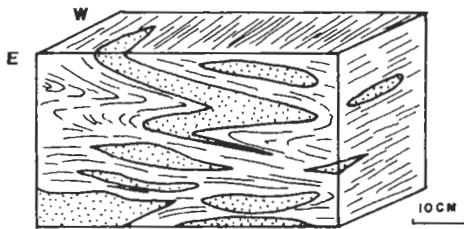
(A) - ASPECTOS ESTRUTURAIS DO AFLORAMENTO SA-141, MOSTRANDO LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO MINERAL (Lc), FOLIAÇÕES "S" E "C" E SOMBRAS DE PRESSÃO ASSIMÉTRICAS EM PORFIROCLASTOS DE FELDSPATO, INDICANDO MOVIMENTO PARA OESTE.



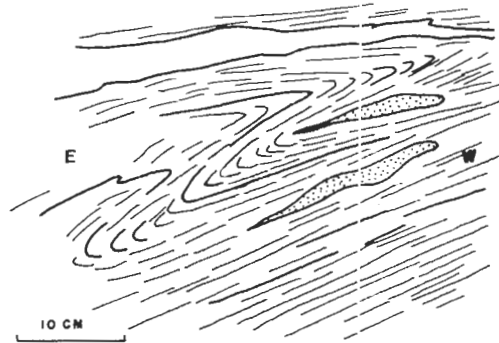
(B) - PORFIROCLASTO DE HORNBLENDA (HNB) TARDI-TEC-TÔNICA EM GNAISSSES DO EMBASAMENTO. A FOLHAÇÃO É DADA PELA BIOTITA (BIO) E CLORITA (CL). O QUARTZO FORMA UM AGREGADO GLANBLÁSTICO (QZ) ACESSÓRIOS. OCORREM MICROCLINA (MIC) E EPIDOTO (EP). PONTO SA-141.



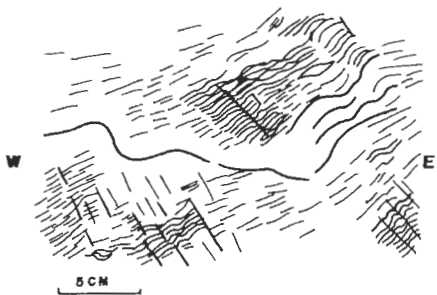
(C) - ITABIRITO APRESENTANDO DOBRA "TIPO A" DELINEADA POR NÍVEL GROSSEIRO DE QUARTZO (QZ) RECRISTALIZADO POLIGONALMENTE. A HEMATITA (H) DEFINE A 3r. PONTO SA-194.



(D) - DOBRAS "TIPO A" EM QUARTZO - MUSCOVITA - XISTO DE DERIVAÇÃO MILONÍTICA DO EMBASAMENTO. PONTO SA-154.



(E) - DOBRAS "TIPO B" EM ITABIRITO. PONTO SA-082



(F) - DESENVOLVIMENTO DE CLIVAGEM RELACIONADAS A CRENULAÇÃO Lc2 EM QUARTZO-MUSCOVITA-XISTOS DE DERIVAÇÃO MILONÍTICA DO EMBASAMENTO. PONTO SA-213.

FIGURA 4 : REGISTROS DEFORMACIONAIS OBSERVADOS NAS UNIDADES MAPEADAS.

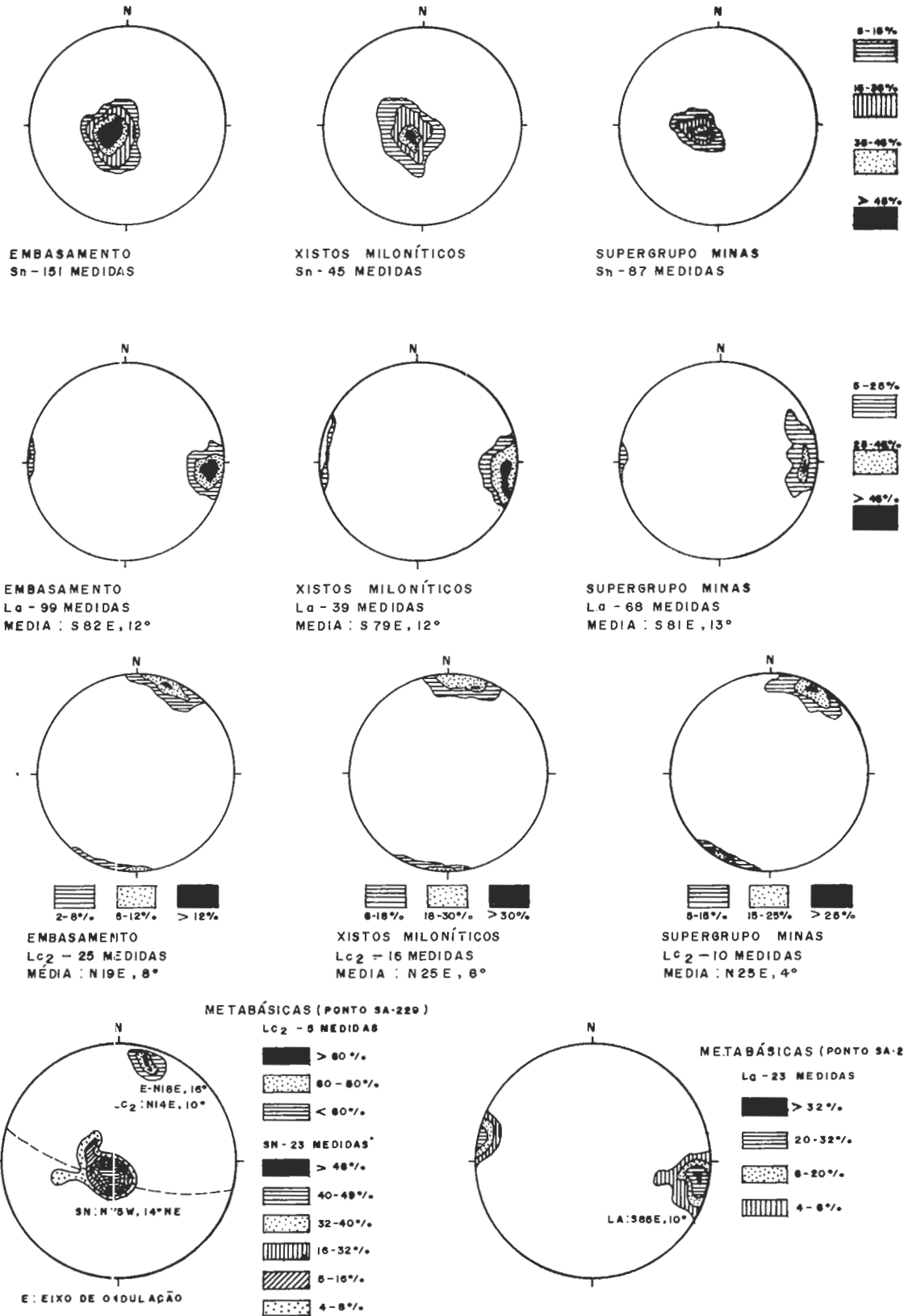


FIGURA 5 : DIAGRAMAS DE POLOS DE FOLIAÇÃO, LINEAÇÃO MINERAL E DE CRENULAÇÃO PARA AS UNIDADES ESTUDADAS NA ÁREA.

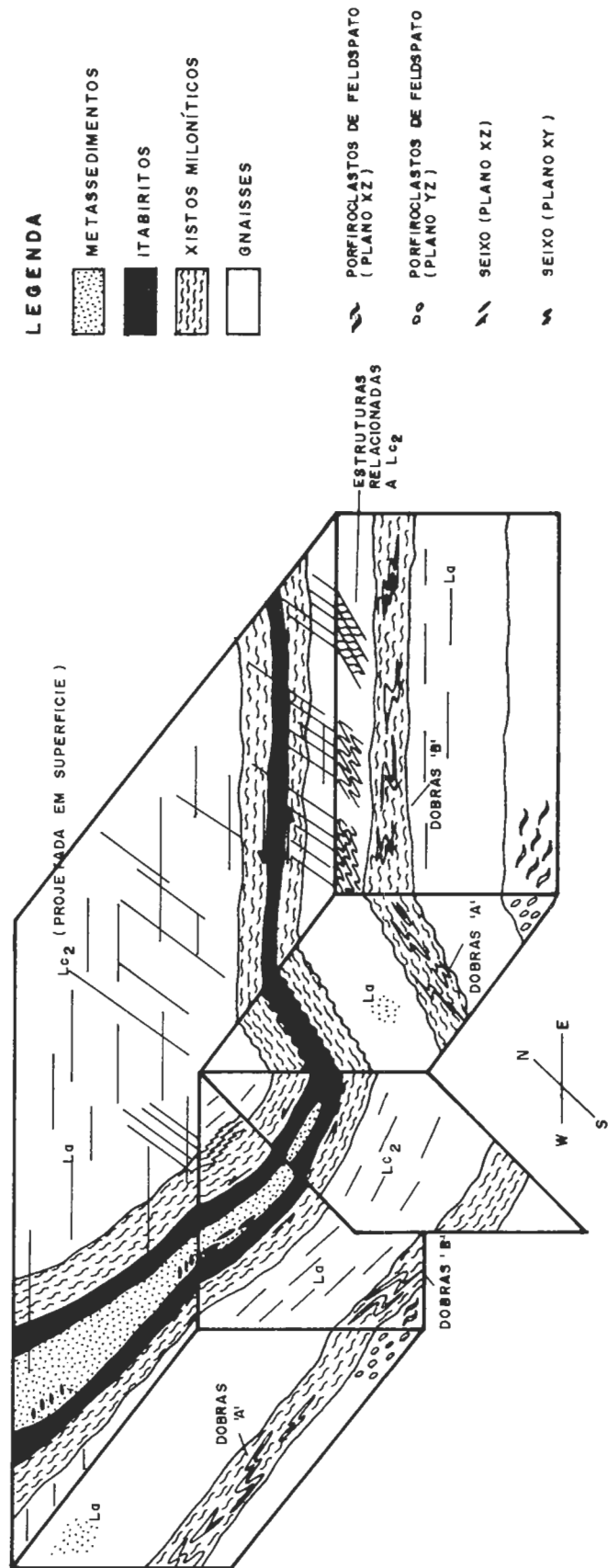


FIGURA 6 : BLOCO - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA GEOLOGIA ESTRUTURAL DO SUL DA SERRA DA SERPENTINA. Os mergulhos encontram-se exagerados.

ESBOÇO ESTRATIGRÁFICO, ESTRUTURAL E METAMÓRFICO DA SERRA DE BOM SUCESSO, MG

Joel Jean Gabriel Quêmêneur
Instituto de Geociências - UFMG

ABSTRACT

The Bom Sucesso range forms a narrow band (25 x 1 km) between two basement blocks and represents the last portion of the Quadrilátero Ferrífero, 150 km southwest of "Ponta de Jeceaba".

A precise stratigraphic correlation is undered difficult due to distance, significant differences in lithologies and to high metamorphism and recrystallization. However, the lithological sequence of the range (lower shists, quartzite, itabirite and upper schists) may be compared to Moeda, Cauê and Gandarela formations, though older material is possibly present. Preliminary structural studies defined a poliphasic tectonism comparable to that of the Quadrilátero. Three deformational phases were identified as D_1 , D_2 and D_3 . D_1 may correspond to the two tectonic phases which affected the Minas Supergroup. D_2 forms chevron folds with subvertical S_2 schistosity, possibly associated with a sinistral transcurrent movement. Although kyanite and chloritoid have not been observed as part of the metamorphic assemblage like in the Quadrilátero, the upper schists contain staurolite and sillimanite indicating high metamorphic grade. The Tabuões granitic intrusion developed a contact metamorphic zone in the northeast half of the range. In particular the itabirites display local transformation to amphiboles of the grunerite cummingtonite.

INTRODUÇÃO

A região de Bom Sucesso, assim como a área cratônica do centro-sul de Minas, foram objeto de poucos estudos geológicos. O primeiro tra

balho importante mencionando a serra de Bom Sucesso foi o de Williams, em 1922. Posteriormente, Moraes e Malamphy (1937) publicaram outro estudo sobre os abalos sísmicos de Bom Sucesso, mas no que se refere a serra utilizaram os dados de Williams. O mapa da folha de São João Dei Rei, de Erichsen (1928) não fornece informações precisas sobre a região.

Quéméneur e Baraud (1982 e 1983) deram uma primeira interpretação geológica da serra a partir de um mapeamento na escala 1:50.000. Em 1983, foi também publicado o mapa interpretativo da parte meridional da serra, por Moretzsohn e Soares Filho. O presente trabalho, baseado em um mapeamento na escala 1:25.000 integra uma parte dos dados de Moretzsohn e Soares Filho, principalmente na serra de Ibituruna.

QUADRO GEOLÓGICO

A serra forma uma faixa estreita de rochas metassedimentares preservadas entre dois blocos do embasamento parcialmente granitizados. As principais unidades geológicas da área são, além da serra:

1. O embasamento "arqueano"
2. Os diques de rochas máficas
3. Os granitos intrusivos.

1. EMBASAMENTO

Ele é formado por gnaisses, anfibolitos, migmatitos granitos e, em menor proporção, rochas ultramáficas. Este conjunto de idade provável arqueana foi alterado na porção sudeste da área pela intrusão do granito do ribeirão dos Tabuões; ele próprio parte do grande maciço granítico de São Tiago.

GNAISSES MIGMATITOS E GRANITOS — Eles predominam na metade nordeste do mapa. Na área situada entre a cidade de Bom Sucesso e o ribeirão da Fartura afloram migmatitos bandados localmente nebulíticos com pequenos enclaves de rochas máficas e ultramáficas.

Os migmatitos são bordejados ao sul por uma faixa de cerca de 1 km de largura constituído por gnaisse porfirítico, com fenoblastos de microclina de 3 até 6 cm de diâmetro. Este gnaisse é limitado ao sul por uma zona tectonizada, caracterizada por um nível de quartzo milonítico seguido por uma alternância hectométrica de gnaisses biotita e clorita-xistos e rochas ultramáficas. No limite meridional dos dois lados da serra, temos na área um complexo de gnaisses parcialmente granitizados.

Os anfibolitos formam uma faixa estreita de 0,3 km até 0,8 km

paralela à serra, entre a serra e o granito Tabuões. São rochas de grão relativamente fino (0,2 até 3mm) constituídas por hornblenda, hastingsita, labradorita, quartzo e, localmente, granadas. Existem importantes variações na composição mineralógica mas a separação entre anfibolitos e gnaisses permanece clara no campo; os anfibolitos, às vezes muito ricos em quartzo, não contêm feldspatos potássicos. A presença de granadas e a alta proporção de quartzo podem se explicar pelo metamorfismo desenvolvido pelo granito Tabuões.

ROCHAS ULTRAMÁFICAS — O corpo mais importante é o maciço do Morro das Almas encostado na porção meridional da serra. Ele apresenta uma composição mineralógica relativamente homogênea com serpentina, tremolita, actinolita, talco e clorita. A única variação composicional notável é um nível rico em romboedros de siderita contendo duas camadas de cromitito, testemunho de uma antiga estrutura estratificada. Estas rochas isotrópicas na maior parte do maciço, são afetadas pela xistosidade de S_1 perto da serra.

Os outros corpos ultramáficos formam faixas estreitas xistificadas paralelas à serra, intercaladas nos anfibolitos ou no contato entre a serra e os anfibolitos ou gnaisses. Uma delas está intercalada entre as formações metassedimentares na serra de Ibituruna ao sul. A faixa da fazenda Monjolo orientada N.70E a N 80E parece provir do maciço do Morro das Almas.

ESTRUTURAS DO EMBASAMENTO — Os gnaisses assim como os anfibolitos são afetados por dobras isoclinais cuja direção predominante é, ao sul do Rio das Mortes, N 60E a N 80E. Perto de Bom Sucesso a presença de migmatitos deforma as estruturas de tal modo que, se os gnaisses na parte oeste apresentam uma direção de foliação relativamente estável N 70 - N 80E, a leste eles são orientados NS.

A direção predominante da foliação dos anfibolitos é leste-oeste, contudo existem alguns pontos (cf. Moretzsohn e Soares Filho, 1983) onde estas rochas parecem deformadas por D_2 , apresentando uma direção média N 30E.

A zona milonítica do ribeirão da Fartura, apesar de apresentar uma direção sub-paralela à fase de deformação D_2 da serra, corresponde provavelmente a um movimento de cisalhamento.

2. ROCHAS INTRUSIVAS

Existem dois tipos:

- . Rochas Básicas

. Granitóides.

AS ROCHAS BÁSICAS — O embasamento e a serra são cortados por uma rede de diques, com mineralogia idêntica aos anfibolitos, cuja orientação está ligada ao fraturamento.

Conforme a idade radiométrica determinada por Teixeira (1985), na região de Entre Rios de Minas, podemos propor a seguinte sucessão:

a. Diabásios muito antigos, dobrados juntamente com os gnaisses, podem corresponder a rochas datadas de mais de 2100 ma.

b. Gabros e diabásios que às vezes cortam a serra, às vezes não, utilizam fraturas associadas a D_2 e formam o essencial dos diques podem corresponder ao grupo datado de 1400 até 1800 ma.

c. Diques que cortam tudo, tanto a serra como os granitos novos, podem ser o grupo datado de 670 até 950 ma.

Não foi possível evidenciar o grupo intermediário - 950-1400 ma.

OS GRANITÓIDES — Existem aparentemente dois tipos de granitóides:

. Granitos cortados por numerosos diques de rochas básicas aflorando ao norte de Bom Sucesso, tais como o granito Olhos d'Água que pode pertencer ao embasamento;

. Maciço do ribeirão dos Tabuões constituído por um núcleo de granito calcoalcalino envolvido por uma auréola irregular de diorito quartzífero com anfibólio. Pode se tratar tanto de duas intrusões sucessivas, como de uma diferenciação.

O granito Tabuões representa a ponta sudoeste do grande maciço granítico de São Tiago. Este granito, nitidamente intrusivo nas formações do embasamento, não está afetado pelas deformações da serra. Pelo contrário, ele desenvolve uma auréola de metamorfismo afetando as rochas metassedimentares da serra, assim como os anfibolitos e rochas ultramáficas próximas. Veios de pegmatito com turmalina preta são encaixados nos xistos superiores e itabiritos.

A pequena apófise granítica do Morro das Almas parece mais antiga, pois ela foi nitidamente afetada por D_2 .

A SERRA

Apresenta 25 km de comprimento com largura variando entre 600m e 1200m, sendo constituída por metassedimentos dobrados. Estas rochas sofreram pelo menos duas fases de dobramento, D_1 e D_2 , o que dificulta o estabelecimento da série estratigráfica.

1. ESTRATIGRAFIA

Podemos somente propor uma sucessão litológica cuja polaridade não está definida. Os vários cortes da serra (Fig. 2) mostram a sucessão das seguintes fácies encontradas no NW pelo SE:

- . Xistos "Inferiores"
- . Quartzitos Principais
- . Xistos Intercalares
- . Itabiritos
- . Xistos "Superiores".

Os qualificadores "Superiores" e "Inferiores" foram atribuídos por analogia com a ponta da serra da Moeda, em Jeceaba, sem outro argumento tanto sedimentológico como estrutural.

XISTOS INFERIORES — Formação espessa de 200 até 500 m constituída por quartzo-muscovita-xistos, muscovita-quartzo-xistos alternando com leitos centimétricos de quartzitos na metade sul da serra. Existe também um pequeno nível de quartzitos com fuchcita, que torna-se muito espesso ao sul, alcançando cerca de 300 m na serra de Ibituruna.

Os xistos são constituídos por alternância milimétrica de quartzo e muscovita orientada paralelamente a S_1 , com certa proporção de clorita e pequenos cristais de biotita. Ocorrem sempre grandes cristais de biotita, apresentando orientação discordante com as duas xistosidades.

Associado localmente com estes xistos ocorre um nível quartzítico. Este nível apresenta um bom desenvolvimento somente na serra de Ibituruna onde alcança cerca de 300 m.

Ele é caracterizado por um nível de fuchcita na "base" e por quartzitos grosseiros e microbrechas na parte superior, o que parece indicar uma polaridade oposta a que adotamos.

QUARTZITOS PRINCIPAIS — Nível constante na serra, mas com variações consideráveis de potência, de 10m até 300m.

Na metade setentrional temos uma camada delgada de 10 até 30 m constituída por quartzitos finos, homogênea, com estruturas sedimentares pouco visíveis. Na parte sul os quartzitos formam duas lentes espessas de até 300m, ligadas por uma camada delgada de menos de 10m na passagem do rio das Mortes. Estas lentes correspondem à combinação de mudança lateral de fácies e de fatores tectônicos. A mudança lateral é particularmente clara no caso da segunda lente, formando a crista da serra de Ibituruna. Para o sul os xistos apresentam intercalações crescentes de bancos de quartzitos até os quartzitos predominarem. A presença de níveis conglomeráticos sugere um ambiente litoral (com contatos

litológicos diacrônicos).

Os quartzitos apresentam variações granulométricas que permitem ver o aleitamento sedimentar. O intenso dobramento da 1ª fase não permite contudo utilizar as figuras sedimentológicas, tais como estratificações cruzadas, para orientar a série.

XISTOS INTERCALADOS — Formação delgada com 5 até 100 m nos dois terços norte da serra, que se torna relativamente espessa na serra de Ibituruna onde alcança quase 300 m. São xistos muito parecidos com os anteriores, mas com menor proporção de quartzo e maior de clorita; contudo, na serra de Ibituruna esta série é mais quartzosa e apresenta duas importantes intercalações de quartzito.

ITABIRITOS — Afloram em toda serra, desde a ponta norte até à fazenda de Água Suja perto de Ibituruna; a espessura desta formação, altamente plástica, varia consideravelmente de 25 a 30m no corte da estrada da fazenda Boa Vista, no meio da serra, até 350m na estrada de Nazareno. Os itabiritos formam assim duas lentes espessas (Fig. 1), mas as variações de espessura não coincidem com os dois outros níveis, em particular dos quartzitos. A natureza sedimentológica dos itabiritos, depósito sazonal de origem química ou bioquímica, parece excluir variações laterais de espessura tão bruscas. Esta feição é provavelmente de origem tectônica.

Os itabiritos são constituídos por alternância milimétrica de leitos de óxidos de ferro e de quartzo. Nos óxidos de ferro predominam a magnetita, parcialmente martitizada e a hematita; em superfície a goethita e a hematita podem predominar.

Na parte norte da serra os itabiritos são localmente invadidos por bolsões em forma de nuvens de "anfibolititos", constituídos por grunerita ou cummingtonita.

XISTOS "SUPERIORES" — Da mesma forma que os "xistos inferiores" este nível apresenta uma espessura variável por estar em contato com a superfície de discordância, limitando a serra ao sudoeste. Portanto, a espessura varia de 0 (zero) m no corte do rio das Mortes até 400m na estrada de Nazareno.

São quartzito-biotita xistos com intercalações de quartzitos ferruginosos do tipo itabirito.

Na parte setentrional da serra estes xistos apresentam níveis granatíferos, contendo também estauroлита e sillimanita.

COMPARAÇÃO COM O QUADRILÁTERO -- Esta série pode ser atribuída ao Supergrupo Minas somente pela presença de itabiritos e pela continuidade estrutural.

Uma forte anomalia magnética, evidenciada pelo mapeamento aeromagnético do projeto geofísico Brasil-Alemanha (Bosum, 1973), liga a extremidade meridional da serra da Moeda à serra de Bom Sucesso. Ao longo desta linha que atravessa formações do embasamento, encontram-se dois pequenos maciços de rochas metassedimentares com itabiritos: morro do Ferro e a serra das Galgas pouco ao norte de São Tiago.

Se adotarmos a polaridade proposta neste trabalho, os xistos inferiores e os quartzitos principais podem representar um equivalente do grupo Caraça, apesar da diferença sensível tanto litológica como metamórfica. Os xistos superiores poderiam representar o Gandarela e talvez o Cercadinho. Mas o problema da série não está ainda resolvido.

2. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Os sítios onde se pode efetuar medições são relativamente raros.

O estudo estrutural está baseado em um pequeno número de pontos irregularmente distribuídos na serra tendo uma densidade maior na parte meridional.

XISTOSIDADES - Foram identificadas três xistosidades: S_1 , S_2 e S_3 .

- S_1 - xistosidade de fluxo com transposição frequente, forma geralmente um pequeno ângulo com o aleitamento S_0 , o que torna difícil a identificação de S_0 e S_1 . Ao microscópio, S_1 é caracterizada pela orientação das micas, principalmente as muscovitas, cloritas e pequenas biotitas. A maior parte das biotitas de tamanho superior a 200 μ apresenta uma orientação diferente de S_1 e podem traduzir a existência de uma fase anterior a D_1 .

A direção geral de S_1 é paralela à serra, com o mergulho predominante para sudeste (Fig. 3), sendo para nordeste na região central da serra.

- S_2 - xistosidade de intensidade variada, pode ser plano axial de crenulação ou de dobras isoclinais com transposição. A intensidade de S_2 varia segundo a litologia e o local: temos micro-dobras em "chevron", transposição nos xistos e itabiritos e xistosidade de fratura nos quartzitos. A atitude de S_2 é subvertical ou apresenta um forte mergulho tanto para nordeste como para sudeste (Figs. 1 e 3). A direção de S_2 varia de N 20 até N 70, em média N 40. Os eixos E_2 , cujas medições

foram principalmente feitas na serra de Ibituruna, estão contidos no plano de S_2 apresentando uma grande variação de mergulho com uma maior concentração de valores por volta de $225-70^\circ$ (um maior número de medidas poderia espalhar estes valores). Estas orientações dos eixos E_2 podem se explicar de duas maneiras:

- a. Interferência por dobramento de camadas já dobradas por D_1 ;
- b. D_2 corresponderia a um cisalhamento associada a uma transcorrência sinistra.

Pode haver conjugação dos dois processos: compressão da serra associada a uma transcorrência de camadas deformadas por D_1 .

S_3 aparece localmente na forma de ondulações de tipo "kink bands" e apresenta um mergulho suave de 0 até 30° .

FASES DE DEFORMAÇÃO — As duas principais fases de deformação D_1 e D_2 apresentam estilos muito diferentes.

- D_1 - dobramento com dobras isoclinais apertadas até em bainha, nos itabiritos, corresponde a um dobramento de baixo ângulo de plano axial e eixos inicialmente horizontais. Os poucos eixos E_1 medidos indicam uma direção NS com uma vergência de leste pelo oeste, o que corresponde às primeiras fases do Minas. A presença de biotita cortada por S_1 sugere que D_1 pode se desdobrar em duas fases. Os milonitos do lado NW da serra, no contato com os encaixantes, confirmam a importância do movimento tangencial associado a D_1 .

- D_2 - O empurrão da cobertura em cima do embasamento foi provavelmente associado com a formação de falhas inversas, onde o material sedimentar dobrado por D_1 foi "tragado" e prensado segundo a deformação D_2 . Este falhamento foi paralelamente associado a um movimento de transcorrência sinistra. Esta deformação D_2 afeta também os encaixantes onde se nota um fraturamento paralelo à direção da serra, materializada pelas estreitas faixas de rochas ultramáficas e pela cataclase dos gnaisses. Tal transcorrência poderia explicar os fortes mergulhos dos eixos E_2 e a atitude subvertical de S_2 , formando um pequeno, mas constante, ângulo com S_1 (ou S_0) de alguns graus para SE.

3. METAMORFISMO

As rochas da serra foram afetadas por pelo menos três fases de metamorfismo:

- Metamorfismo antetectônico de relativamente alto grau com biotita e sillimanita

- B. Metamorfismo de médio a baixo grau associados as duas principais fases tectônicas
- C. Metamorfismo de contato desenvolvido pelo granito de Tabuões
- D. Fetro metamorfismo.

A. O metamorfismo mais antigo visível nas rochas sedimentares e caracterizado pelos cristais de biotita cortados por S_1 e S_2 . Nos xistos constituídos por biotita verde quartzo e granada encontram-se níveis milimétricos com sillimanita deformada por D_1 e D_2 , staurolita cataclada. Os xistos inferiores são localmente invadidos por fantasmas de cristais sericitizados contendo restos de um mineral que pode ser cianita ou andalusita ricos em inclusões de quartzo. A orientação destes fantasmas discorda com a das micas orientadas por S_1 . Tais fatos sugerem a existência de uma fase tectônica anterior a D_1 , pelo menos nos xistos "inferiores".

B. Eventos associados a D_1 e D_2 - Caracterizam-se pela recristalização das micas e poligonização do quartzo dos xistos. D_1 é caracterizado pela cristalização de muscovita e, em proporção menor, de clorita e pequenas biotitas; esta segunda geração de biotita corta as biotitas maiores geralmente localizadas em nódulos residuais. S_2 aparece mais como plano axial de micro dobras, podendo ser, localmente, associada à cristalização de muscovita e clorita. Os eventos metamórficos associados a D_1 e D_2 , na ausência de minerais característicos, podem ser estimados do grau xisto verde alto.

C. Metamorfismo de contato - No corte da estrada de Nazareno os itabiritos são substituídos por bolsões de anfibolititos com cristais sem orientação particular. Os anfibólitos, do tipo grunerita ou cummingtonita, estão associados com turmalina verde. Na área, os xistos inferiores apresentam riveis granatíferos próximo ao contato com os anfibolititos. Em lâmina delgada estas granadas, ricas em inclusões de quartzo, não parecem ter sido tectonizadas; as inclusões estão orientadas mais ou menos paralelamente à xistosidade predominante S_1 , não havendo figuras de rotação nem sombra de pressão em volta. As granadas incluíram os quartzos mas não a sillimanita e a estaurolita. Numerosos pequenos cristais aciculares de turmalina, disseminada em toda rocha, cortam as biotitas e sillimanitas.

Rochas Ultramáficas - Na parte central da serra, perto da fazenda Jacuba, aflora uma rocha compacta constituída por uma matriz de quartzo e anfibólitos do tipo tremolita-actinolita e antofilita. Encontra-se associada a rochas ultramáficas recristalizadas, constituídas por tremolita-actinolita, quartzo, serpentina e restos de olivina. Não foi possível

definir isógradas neste metamorfismo, pois os afloramentos são raros e as rochas afetadas, muito variadas. Contudo, pode se observar que o metamorfismo, limitado à borda do granito Tabuões, forma auréola de até 1 km. O fato de que pegmatitos ricos em turmalina, associados a este granito, ocorrem no pé da serra, encaixados nos xistos superiores e itabiritos, mais a presença de turmalina, epigenética, nos xistos e itabiritos, reforçam o caráter intrusivo do granito Tabuões.

D. Retrometamorfismo - Parece ter afetado os minerais do metamorfismo mais antigo cuja a maior parte foi totalmente sericitizado, particularmente nos xistos inferiores.

CONCLUSÃO

A história estrutural e metamórfica da serra de Bom sucesso pode ser dividida em duas grandes etapas:

1. Etapa "Minas"
2. Etapa "Local".

A etapa "Minas" corresponde a sedimentação e ao metamorfismo a sillimanita e estauroлита. Após ocorreu o dobramento D_1 e o transporte do país (homeland) até a posição atual. Esta fase foi provavelmente associada ao deslocamento da abertura e deve corresponder as duas primeiras fases de deformação que afetaram as rochas do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero (Guba, 1981 - Quéméneur, 1984).

A etapa "Local" começou com o fraturamento do embasamento permitindo a formação de uma calha onde as rochas da serra foram verticalizadas e redobradas por D_2 . Posteriormente a metade setentrional da serra foi afetada pelo metamorfismo desenvolvido pela intrusão do granito Tabuões.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com auxílio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq ao qual o autor agradece. O trabalho foi executado no Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa. Agradecemos a Regina Soares Teixeira pela datilografia do trabalho e a Frederico Rosa e Silva pela realização das ilustrações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOSSUM, W. - 1973 - O Levantamento Aeromagnético de Minas e as suas Consequências quanto a Estrutura Geológica. *Revista Brasileira de Geociências*

3:142-159.

- DORR II, J. V. N. & BARBOSA, A. L. M. - 1963 - Geology and ore Deposits of the Itabira District Brasil. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 341C.110p.
- ERICHSEN, A. I. - 1929 - geologia da Folha de São João Del Rei Estado de Minas Gerais. Ministério da Agricultura e Indústria e Serv. Geol. e Mineralógico do Brasil. *bolt.* 36 - Rio de Janeiro.
- GUBA, I. - 1981 - Struckturgeologische Untersuchungen in Eisenreicherzkörper der Grube Morro Agudo Nordostern des Eisernen Vierecks Minas Gerais - Brasilien - *Zbl. Geol. Palaont* 1-385, 396.
- HOPGOOD, A. M. - 1973 - The Significance of Deformational Sequence in Discriminating Between Precambrian Terrains. Symposium on Granites Gnaisses and Related Rocks. *Spec. Pub. Geol. Soc. of South Africa* 3.
- DE MORÃES, L. J. & MALAMPHY, M. - 1937 - Geologia e Movimentos Sísmicos de Bom Sucesso Minas Gerais. *Bolt. Serv. de Fomento da Prod. Min. DNPM* 17: 60 p. - Rio de Janeiro.
- MORETZSOHON, J. & SOARES FILHO, B. - 1985 - Geologia da Porção Meridional da Serra de Bom Sucesso, MG. *Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Belo Horizonte.* 423-429.
- QUÉMÉNEUR, J. J. G. - 1984 - Contribuição a Microtectônica e ao Metamorfismo da Região de Rodrigo Silva a Oeste de Ouro Preto, MG. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia* - 3306, 3318.
- QUÉMÉNEUR; J. J. G. & BARAUD, R. - 1982 - Geologia da Área Pegmatítica de São João Del Rei (Brasil). *5º Congresso Geológico da América Latina. Buenos Aires, 1982.* Acta I - 39-53.
- _____ - 1983 - Estrutura e Geologia Econômica do Embasamento "Arqueano" da Área Pegmatita de São João Del Rei. *II Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Acta.* Belo Horizonte.
- TURNER, F. J. - 1981 - *Metamorphic Petrology* Deg. Ed. Mac Graw Hill.
- WILLIAMS, H. E. - 1922 - Esboço Physiographico e Tectônico da Região de Bom Sucesso e os Tremores de Terra. *Rev. Brasileira de Engenharia* T. III nº 2 - *Seção Industrial.*

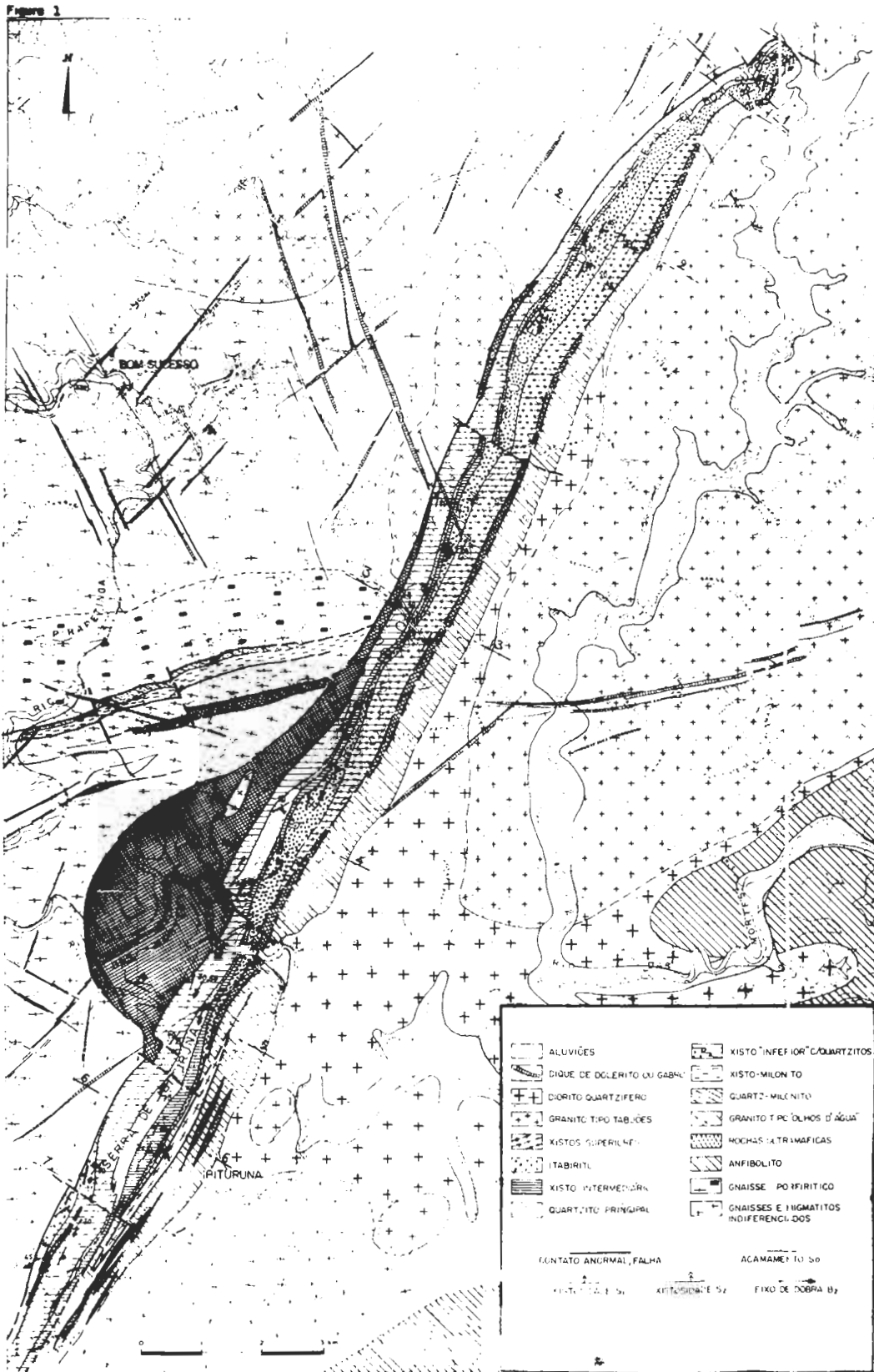


FIGURA 2

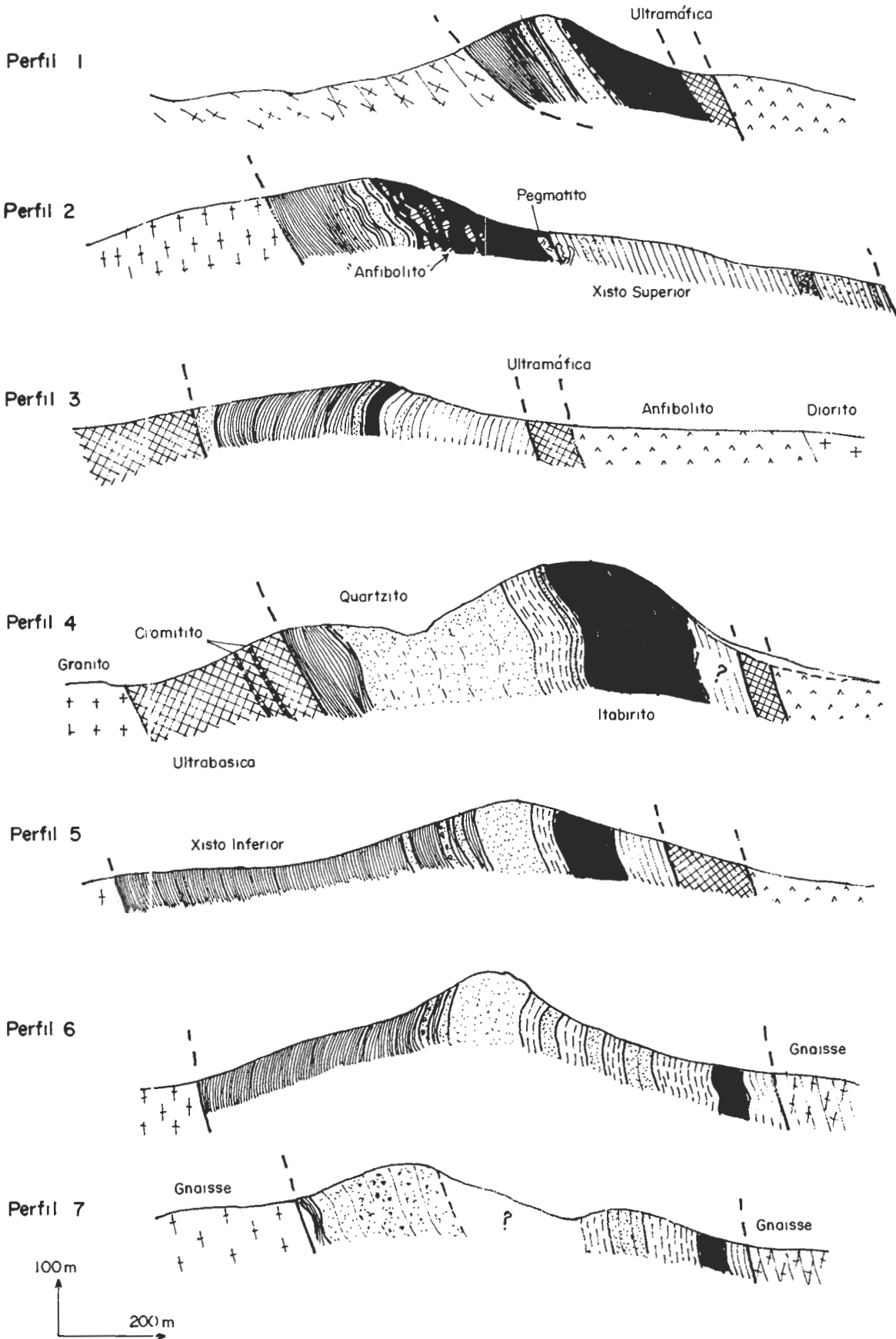
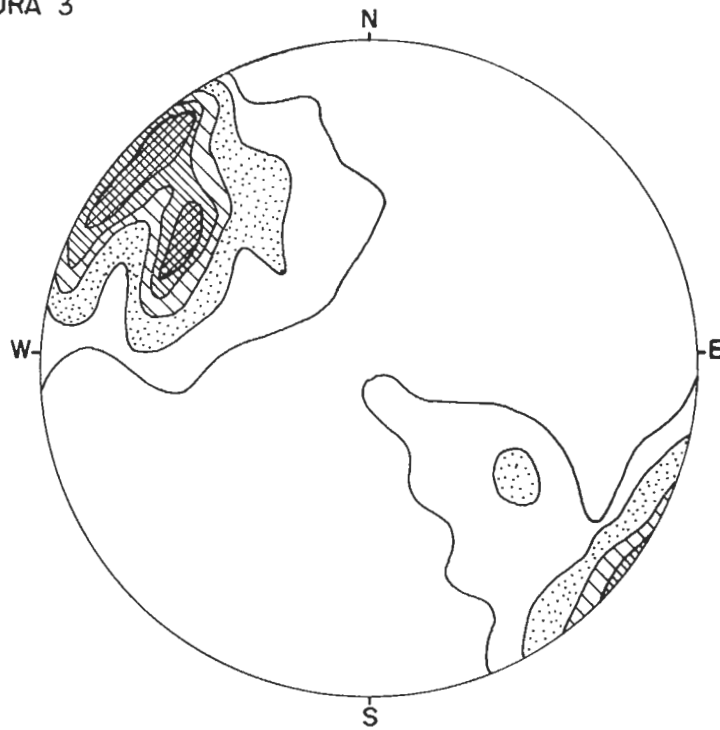
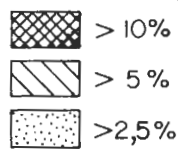
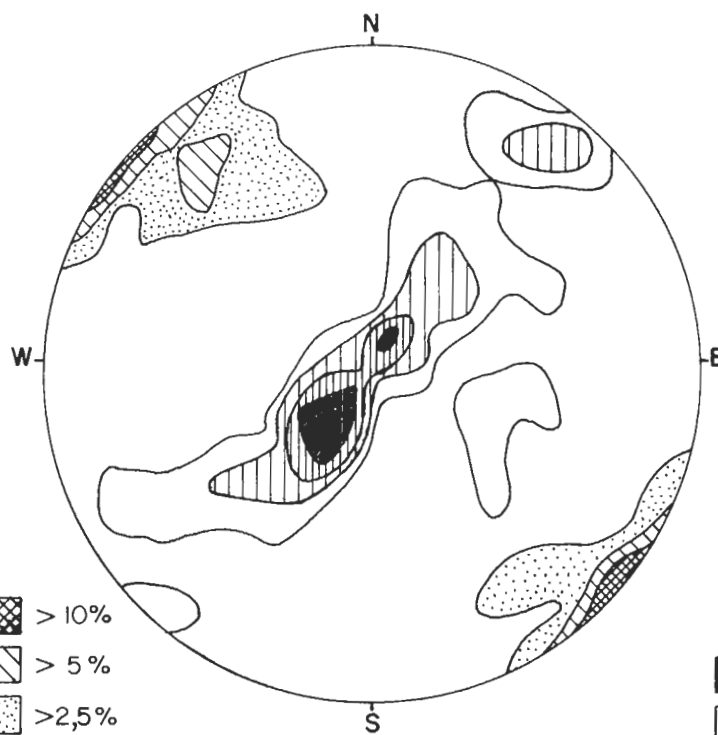
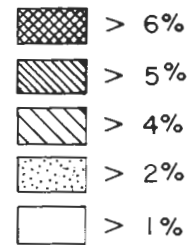


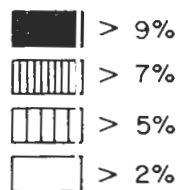
FIGURA 3



PROJEÇÃO DE POLOS DE PLANOS DE XISTOSIDADE S_1
240 MEDIÇÕES



PROJEÇÃO DE POLOS DE PLANOS DE XISTOSIDADE S_2
85 MEDIÇÕES



PROJEÇÕES DE EIXOS DE MICRODOBRAS E_2
90 MEDIÇÕES

O PRÉ-CAMBRIANO INFERIOR DA REGIÃO DE BARBACENA-TIRADENTES, MINAS GERAIS

Carlos Maurício Noce (IGC - UFMG), **Andreas Hoppe** (Univ. de Freiburg, RFA), **Rudolph Allard Joahannes Trouw** (IGC - UFRJ), **Joachim Karfunkel** (IGC - UFMG)

ABSTRACT

The Lower Precambrian in the studied area consists of migmatites and banded gneisses, greenstone belt remnants and plutonic bodies of granodioritic composition. Greenstone remnants (Barbacena Group) are mainly composed of metamafic rocks, but metaultramafic and metasedimentary rocks also occur. Chemical analyses indicate a komatiitic composition for ultramafic and some mafic rocks, favouring a comparison between the Barbacena Group and other archaean volcano-sedimentary sequences.

I - INTRODUÇÃO

Segundo TROUW et al. (1986) o embasamento dos grupos São João del Rei e Andrelândia, Folha Barbacena (1:250.000), pode ser separado em três conjuntos litológicos distintos: gnaisses bandados e migmatitos (Grupo Mantiqueira e Gnaisses Piedade), faixas vulcano-sedimentares (Grupo Barbacena) e ortognaisses.

O Grupo Barbacena foi primeiramente definido por BARBOSA (1949 e 1954) e redefinido por EBERT (1956). EBERT separou do grupo a sequência metassedimentar de Carandaí - São João del Rei, mais tarde designada como Grupo São João del Rei. A Formação Lafaiete foi considerada mais nova que o Grupo Barbacena, pois segundo EBERT (1956) não era cortada pelas intrusivas ácidas frequentes no Grupo Barbacena. PIRES (1977) apresenta inúmeras evidências contrárias a esta afirmação e propõe a extinção do termo Formação Lafaiete, retornando esta unidade man-ganésífera ao Grupo Barbacena. Segundo PIRES, a principal unidade litológica do Grupo Barbacena são os *greenschists*, predominando clorita xistos, clorita-actinolita xistos e talco xistos, encerrando corpos con-

cordantes de anfibolitos e ocorrências restritas de serpentinitos. Podem ocorrer também horizontes pouco expressivos de quartzitos e níveis de xistos grafitosos. Em zonas de menor deformação, foi possível estabelecer uma sequência para os *greenschists*, com os metabasitos e metabasitos na base, metachert (quartzitos), formação manganésifera e xistos grafitosos no topo.

O Grupo Barbacena tem sido considerado como uma extensão do Supergrupo Rio das Velhas a sul do Quadrilátero Ferrífero (PIRES, 1977; SCHORSCHER, 1982). Esta correlação implica em que as faixas, pequenos corpos, xenólitos e enclaves de sequências vulcano-sedimentares do Grupo Barbacena devam representar remanescentes de um *greenstone belt* arqueano (MASCARENHAS et al., 1984).

Na região estudada (figura 1), os domínios litológicos do Pré-Cambriano Inferior foram caracterizados segundo o esquema de TROUW et al. (1986).

II - PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

1. MIGMATITOS E GNAISSES BANDADOS

Os migmatitos e gnaisses bandados são a litologia dominante na região entre Barbacena e Barroso, apresentando boas exposições ao longo da rodovia que liga as duas cidades. O que se observa nestes cortes é uma rocha bastante heterogênea e com estruturas indicativas de uma evolução policíclica, predominando um migmatito estromático. Possuem melanossoma xistoso, anfibolítico ou rico em biotita, e leucossoma de composição granodiorítica e granulação média a fina. Os migmatitos podem adquirir gradativamente uma feição nebulítica, evidenciando estágios mais avançados na migmatização.

Na faixa de migmatitos que ocorre próximo à Estação de Prados, em cortes da antiga EFCO, é comum a presença de corpos de anfibolito concordantes com o bandamento, atingindo espessuras de alguns metros. Os anfibolitos apresentam textura bem orientada e são compostos por hornblenda com pleocroísmo verde-oliva, plagioclásio parcial ou totalmente saussuritizado e quartzo em menor proporção. A titanita é um acessório frequente, formando aglomerados ou cordões deste mineral.

Os migmatitos foram cortados por mais de uma fase ígnea ácida, com destaque para um granitóide leucocrático, grosseiro, por vezes de aspecto pegmatóide. Esta rocha aparenta, em alguns locais, constituir um produto originado *in situ*, enquanto em outros apresenta relações intrusivas. Ocorrem também veios de um granitóide mais fino, com espessura centimétrica e decimétrica, e veios aplíticos que cortam as estruturas em várias direções.

Ao longo do contato sul do Grupo São João del Rei até a localidade de Padre Brito, e daí para sudeste, observa-se um gnaisse bandado que se distingue das litologias semelhantes descritas a norte pelo seu caráter mais uniforme. Esta rocha tem sido denominada na literatura geológica como Gnaisse Piedade (EBERT, 1984; FONSECA et al., 1979). Trata-se de um gnaisse finamente bandado de tendência leucocrática, com textura fortemente orientada em função da presença de níveis de biotita e subordinadamente mica branca. As porções félsicas são compostas por quartzo e plagioclásio, este último com frequência formando porfiroblastos bem desenvolvidos.

2. GRANODIORITO-GNAISSE

A existência de plutonitos granitóides na região já havia sido assinalada por EBERT (1956), que classificou estas rochas como trondhjemitos. Constituem corpos irregulares de tamanho variado, os maiores localizados a norte de Barroso e na região de Campolide, onde atingem dimensões superiores a 15 Km.

Estes corpos possuem composição granodiorítica, tratando-se de uma rocha consideravelmente homogênea, leucocrática a mesocrática, granulação média, eventualmente encerrando xenólitos máficos. Apresentam um aspecto maciço, quase isotrópico, com o desenvolvimento incipiente de uma foliação dada pela orientação de palhetas de biotita. Esta foliação possui um caráter difuso, não se estabelecendo qualquer bandamento. Localmente o granodiorito apresenta-se bem foliado, com aspecto xistoso e granulação mais fina, possivelmente caracterizando a presença de zonas de cisalhamento.

Uma variação textural notável nos granodioritos é representada pela ocorrência de grandes cristais de plagioclásio, com até 5 cm de comprimento, definindo uma certa orientação linear.

O plagioclásio destas rochas apresenta-se em geral saussuritizado. Microclina pode ou não ocorrer, sendo frequentemente pertítica. A biotita é o mineral máfico presente, por vezes transformada parcialmente para clorita. A deformação é visível nos grãos de quartzo, que exibem extinção ondulante, bandas de deformação e recristalização nos bordos. A recristalização pode gerar finas massas de quartzo poligonizado naquelas rochas mais fortemente deformadas.

3. GRUPO BARBACENA

As litologias do Grupo Barbacena ocorrem em uma faixa que se estende por mais de 20 km, de Tiradentes a leste de Dores de Campos, interdigitando-se com as rochas gnáissicas e granitóides, além de faixas menores, estreitas e alongadas, com orientação em torno de ENE. As li-

tologias predominantes são metabasitos com estrutura xistosa e não xistosa, somados as pequenas faixas e ocorrências isoladas de rochas metaultramáficas e metassedimentos. A deformação, descontinuidade dos afloramentos e estado de decomposição não possibilitam a elaboração de uma coluna litoestratigráfica para estes conjuntos de rochas.

Os metamorfitos apresentam-se com frequências cortados por veios e diques de rocha granitóide, de granulação fina, composicionalmente idênticos aos granodioritos, devendo relacionar-se à intrusão dos corpos plutônicos.

Diversos tipos litológicos estão presentes na área entre Tiradentes e Dores de Campos. Em uma voçoroca próximo a Tiradentes ocorre um banco de conglomerado, com aproximadamente 3 a 4 m de espessura, apresentando seixos fortemente estirados de rocha granitóide e mais raro de rocha máfica. A ocorrência de conglomerados na sequência do Grupo Barbacena foi apenas referida por EBERT (1956) de maneira genérica, adquirindo especial importância por evidenciar o retrabalhamento de material granitóide durante a deposição desta unidade. Capeando o conglomerado intercalam-se xistos grafitosos com níveis de coloração ocre completamente alterados. Outras ocorrências de xisto grafitoso são encontradas em cortes da estrada de ferro, igualmente nos arredores de Tiradentes. Constituem camadas com espessura máxima de 1 a 2 m, intercalados com os xistos verdes.

A leste de Tiradentes, ao longo da vertente da Serra de São José, encontram-se vários afloramentos de xistos verdes, invariavelmente cortados por intrusivas ácidas. Nas proximidades de Vitoriano Veloso estas rochas confundem-se com os bordos xistificados de um grande corpo gabróide, que conserva a textura grosseira original em suas partes centrais. Esta rocha é composta em parte por hornblenda com pleocroísmo verde azulado intenso. Ocorre também anfibólio com pleocroísmo verde pálido, possivelmente actinolita. O plagioclásio pode apresentar-se em grandes ripas com até 5 mm, em geral bastante alterados. O epidoto é frequente, em parte clinzoisita, juntamente com clorita esverdeada.

As litologias de provável derivação ígnea máfica incluem rochas de aparência maciça e outras com estrutura xistosa bem desenvolvida. As primeiras são compostas essencialmente por anfibólio e plagioclásio. O anfibólio é actinolita, com pleocroísmo verde a verde amarelado. Predomina plagioclásio de hábito prismático, maclado, em geral evidenciando efeitos de deformação através de extinção ondulante, maclas arqueadas e *kink bands*. Vários grãos de plagioclásio, em um total de 5 amostras, foram determinados no intervalo composicional labradorita-andesina, de

vendo representar remanescentes da mineralogia original. A titanita , envolvendo núcleos de opacos, é um acessório comum, somado a epidoto e clorita. Estas rochas possuem granulação fina a relativamente grosseira, que poderia significar uma origem diferenciada, extrusiva e hipabissal.

As rochas xistosas compreendem, basicamente, anfibólio xistos e clorita xistos. Os anfibólitos xistos podem ser muito ricos em epidoto, estando também presentes o plagioclásio, parcial ou totalmente saussuritizado, além de quartzo, clinozoisita, titanita e, por vezes, níveis com carbonato. A foliação é definida pela orientação dos prismas de anfibólio (actinolita).

Existe ainda um outro grupo de xistos, ricos em epidoto, quartzo e clorita, subordinadamente plagioclásio e opacos tabulares, possivelmente ilmenita. Rochas semelhantes com biotita foram também assinaladas.

A principal ocorrência de rochas metaultramáficas constitui uma faixa a norte de Barroso, truncada por um sinformal que engloba calcários e filitos do Grupo São João del Rei. Corpos menores, intercalados aos metabasitos, são encontrados a sul de Dores de Campo, entre Tira-dentes e a antiga Estação de Prados, e na área de Campolide. Em termos petrográficos, estas rochas incluem xistos com anfibólio, clorita e talco, serpentinitos, esteatitos e clorititos. Nos xistos com anfibólio, a tremolita é frequentemente o constituinte principal, podendo apresentar pleocroísmo esverdeado indicando a presença de termos actinolíticos. As ripas de anfibólio definem uma orientação planar, mais ou menos evidente, ou mais raramente orientam-se em duas direções. A clorita é um constituinte importante, ocorrendo como palhetas bem desenvolvidas ou em finos agregados, juntamente com massas de talco. Carbonato foi observado em algumas lâminas e os opacos, geralmente magnetita, têm presença constante. Serpentinitos são raros e, em uma amostra, observou-se parte da mineralogia original preservada, com clinopiroxênio alterando-se para serpentina com liberação de opacos. Massas de serpentina são margeadas por concentração de opacos que delineiam os contornos de antigos cristais equidimensionais, possivelmente em uma pseudomorfose da olivina original. Os esteatitos são rochas de aspecto maciço, compostas por talco, clorita e carbonato. Ocorre também um xisto composto exclusivamente por clorita magnésiana, com textura bem orientada, onde as palhetas de clorita definem uma clivagem de crenulação.

A sul de Barbacena ocorre uma faixa de metamorfitos, terminando próximo a Antônio Carlos. Estão aí expostas várias das litologias já

descritas, como metabasitos e talco xistos, somado a gonditos e um espesso pacote de xistos ricos em granada. Os gonditos são representados por um corpo com espessura aparente de cerca de 20 m. Os xistos com granada apresentam a composição de quartzo, mica branca e clorita, a granada formando porfiroblastos com até 2 a 3 mm.

Foram realizadas análises químicas em doze amostras do Grupo Barbacena, cujos resultados estão expostos na tabela 1. Uma abordagem preliminar destas análises foi apresentada por HOPPE et al. (1984). As rochas ultramáficas (nº 1 a 4) e duas amostras de rocha máfica (nº 5 e 6) mostram afinidade química com o grupo dos komatiitos.

A classificação das rochas ultramáficas analisadas como komatiitos deveria levar em conta também os critérios texturais e a forma de jazimento, que poderiam reafirmar sua natureza eruptiva. Autores como CONDIE (1981) consideram que o termo komatiito deve ser restrito apenas a rochas com textura *spinifex*. Entretanto, o metamorfismo e deformação destruíram totalmente a textura original das rochas ultramáficas em estudo. Igualmente, poucas informações podem ser dadas quanto à forma de jazimento, visto as ocorrências consistirem de blocos e afloramentos isolados. Ainda que a natureza (extrusiva/intrusiva) das rochas ultramáficas em estudo não possa ser definida com certeza, sua afinidade química com os komatiitos está bem evidenciada. Uma comparação bastante pertinente pode ser feita com o Roodekrans Complex, na África do Sul (ANHAEUSSER, 1976). Este consiste em uma sequência onde alternam-se leitões de serpentinito e xistos com tremolita, talco, clorita e carbonato. Existe uma sensível variação nos parâmetros químicos dos serpentinitos para as rochas ricas em anfibólio, notadamente a diminuição dos teores em Mg e maior conteúdo em Si, Al, Ca e Na. O diagrama $CaO \times Al_2O_3$ (fig. 2) mostra que a distribuição dos tipos petrograficamente correlatos do Roodekrans Complex e do Grupo Barbacena seguem um padrão semelhante. ANHAEUSSER (1976), a despeito da ausência de elementos texturais, conclui que o Roodekrans Complex consiste em uma sequência de derrames ultramáficos comparável com aquelas descritas em nuro Township (Canadá) e Barberton (África do Sul). Considerando a possível correlação entre o Grupo Barbacena e o Supergrupo Rio das Velhas, é importante comparar as metaultramáficas de Barbacena com as do Grupo Quebra Osso, no Quadrilátero Ferrífero, que são komatiitos peridotíticos com textura original parcialmente preservada (SICHEL e VALENÇA, 1983). Podem ser constatadas afinidades químicas entre as duas sequências.

As análises das rochas máficas (nº 5 a 10) permitem estabelecer dois grupos em termos de composição química. Os metabasitos nº 5 e 6 mostram afinidade com os basaltos komatiíticos, situando-se no diagra-

ma $\text{CaO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ próximo aos basaltos komatiíticos do tipo Barberton. Aqueles de nº 7 a 10 apresentam valores mais baixos de Mg, assemelhando-se à composição dos basaltos tholeiíticos. Em relação aos basaltos tholeiíticos de Barberton e do Roodekrans Complex, estas rochas mostram-se enriquecidas em Al (fig. 2).

Utilizando-se um diagrama ACM, onde estão lançados os campos das rochas komatiíticas e tholeiíticas de Munro (fig. 3), constata-se a tendência das rochas analisadas a posicionarem-se dentro do *trend* komatiito-tholeiito, definido por ANHAEUSSER (1976).

Amostras nºs 11 e 12 apresentam uma composição de rocha intermediária, comparável aos andesitos. Em termos petrográficos, tratam-se de rochas com textura pouco orientada, constituída por epidoto, quartzo, plagioclásio, biotita e clorita.

III - DEFORMAÇÃO, METAMORFISMO E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A feição estrutural mais marcante exibida pelas litologias do embasamento é uma foliação, representada nos gnaisses por um bandamento composicional e/ou orientação preferencial de micas e, nos xistos, por uma xistosidade ou clivagem de crenulação. A foliação mergulha quase invariavelmente para SSE, com valores que variam entre 0 e 90°. Predominam os mergulhos mais baixos, em torno de 30°. Nos xistos a foliação é com frequência a única estrutura visível, aliada, por vezes, a uma lineação mineral orientada E-W. Raras dobras fechadas, com eixos mergulhando para NNE, foram também observadas. PIRES (1977) constatou a existência nas faixas de xistos Barbacena de um dobramento isoclinal com sucessivas repetições do horizonte-guia (os gonditos). No mínimo duas fases de deformação dúctil estão bem representadas nos migmatitos. A mais antiga associa-se ao bandamento migmatítico, que foi dobrado e localmente transposto em uma fase subsequente. Nesta fase mais nova originou-se uma clivagem plano-axial, dada pela orientação de palhetas de biotita, e paralelamente a ela desenvolvem-se estreitas zonas de cisalhamento.

Nos granodioritos, que são rochas em geral com a foliação pouco desenvolvida, são reconhecidas localmente zonas de cisalhamento, traduzidas por faixas xistosas e com mergulhos elevados.

De uma maneira geral, o registro dos eventos deformativos no embasamento é bastante fragmentário, o que torna problemático a correlação com as fases de deformação que atingiram a sequência sobrejacente do Grupo São João del Rei. Além disto, o conjunto formado pelo embasamento e a cobertura metassedimentar pode apresentar respostas diferentes a um mesmo esforço deformativo, resultando em que a cobertura so -

fra dobramento enquanto que o embasamento, mais rígido e seco, acomoda a deformação através de zonas de cisalhamento. Em certas áreas, entretanto, existem evidências do dobramento conjunto do Grupo São João del Rei e seu embasamento, como no contato sul da sequência mais nova.

As direções estruturais predominantes no embasamento, bem como a orientação das faixas de metamorfitos Barbacena, variando entre N45-80E, tendem ao paralelismo com os *trends* principais no Grupo São João del Rei. A nível mais local, entretanto, faixas Barbacena são interceptadas discordantemente pelo Grupo São João del Rei. É possível que a estruturação das faixas de xistos verdes reflita não apenas a deformação proterozóica, mas que tenha ocorrido uma certa coincidência nos *trends* estruturais desde o Arqueano até a deformação do Grupo São João del Rei.

O quadro de metamorfismo no embasamento é complexo, resultado da atuação de três ou mais eventos metamórficos. Os gnaisses do Grupo Mantiqueira sofreram anatexia parcial, enquanto o metamorfismo das sequências vulcano-sedimentares é consideravelmente menos elevado. A presença de hornblenda em algumas rochas é indicativa de um metamorfismo da fácies xisto verde alto/anfibolito baixo. É possível que este represente o metamorfismo original das sequências vulcano-sedimentares. Posteriormente, o metamorfismo do Grupo São João del Rei, que na maior parte da área está na zona da biotita, pode ter provocado reações retrógradas que transformaram a maior parte da hornblenda em actinolita.

O conjunto litológico do Pré-Cambriano Inferior na área estudada constitui um terreno tipo granito-*greenstone*, comuns às áreas arqueanas de vários continentes. Estes terrenos são compostos por cinturões vulcano-sedimentares, extensas áreas de gnaisses e migmatitos, e granitóides intrusivos. As sequências vulcano-sedimentares seriam representadas pelas faixas de xistos verdes do Grupo Barbacena. Nestas, a espessura maior do pacote é constituída por rochas de derivação máfica, que incluiriam derrames, soleiras e corpos plutônicos. Rochas ultramáficas ocorrem de forma subordinada, e o conjunto ígneo inclui ainda litologias de composição intermediária (andesitos) a félsica, estas últimas descritas por FERRARI (1984). Os metassedimentos dividem-se entre aqueles de origem clástica (quartzo-mica xistos, xistos grafitosos, conglomerado) e química (gonditos e quartzito como prováveis níveis de metachert - PIRES, 1977).

Os migmatitos da região entre Barbacena e Barroso foram datados (Rb-Sr) em torno de 3.000 m.a. (CORDANI e TEIXEIRA, 1979). Já os granodioritos, que afetam tanto os migmatitos quanto as sequências vulcano-sedimentares, representariam a atividade geológica final do Arqueano

na região (PIRES, 1983). Entretanto, não se exclui a possibilidade dos granodioritos serem de idade mais nova, pois rochas semelhantes na região de Lavras foram aparentemente geradas no Ciclo Transamazônico (HEILBRON, 1985 ; TEIXEIRA, 1985).

Admite-se que os terrenos gnáissico-migmatíticos constituam, ao menos parcialmente, um embasamento siálico mais antigo sobre o qual depositaram-se as sequências do Grupo Barbacena. As observações de campo não forneceram qualquer subsídio a esta interpretação, visto os contatos ou não estarem expostos ou encontrarem-se mascarados pela intrusão dos corpos granodioríticos. Por outro lado, SCHORSCHER (1982) e TEIXEIRA (1985) afirmam que o Supergrupo Rio das Velhas, unidade correlata ao Grupo Barbacena, teria se depositado sobre um embasamento já granitizado e migmatizado. TROUW et al. (1986) são igualmente favoráveis à hipótese dos gnaisses bandados serem mais antigos que as sequências vulcano-sedimentares. Um argumento citado é o fato que, entre Barbacena e Barroso, os gnaisses são nitidamente migmatíticos por anatexia *in situ*, enquanto as faixas vulcano-sedimentares próximas atingiram um metamorfismo situado na transição entre fácies xisto verde e anfibólito.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao professores João Henrique Grossi Sad, Joel Gomes Valença e Eduardo Ladeira pela análise crítica do texto. Os recursos financeiros para este trabalho foram provenientes do CNPq e CPq/UFMG.

BIBLIOGRAFIA

- ANHAEUSSER, C. R. - 1976 - *Geological and geochemical investigations of the Rodekrans Ultramafic Complex and surrounding Archean volcanic rocks, Krugersdorp district*. Johannesburg, University of the Witwatersrand, Economic Geology Research Unit. 16 p. (Information Circular nº 103).
- ARNDT, N. T.; NALDRETT, A. J.; PYKE, D. R. - 1977 - Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology*, 18:319-369.
- BARBOSA, O. - 1949 - Contribuição a geologia do centro de Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, 14(79):3-19.
- BARBOSA, O. - 1954 - Evolution du Géosynclinal Espinhaço. In: INT.GEOL. CONGR., Argel, 1952. Comptes. Rendus, Section XII, p. 2-37.
- CONDIE, K.C. - 1981 - *Archean greenstone belts*. Elsevier Publ. Co. 434p.
- CORDANI, U. G. & TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: FONSECA, M.J.G. et al. *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Texto explicativo das folhas Rio de Ja*

- neiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23). Brasília. DNPM. AP. I, p. 175-183.
- EBERT, H. - 1956 - *Relatório Anual do Diretor*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. p. 62-81 (ano de 1955).
- EBERT, H. 1984 - *Aspectos da geologia da região de São João del Rei - Os Paraibides entre São João del Rei e Itap e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides*. São Paulo, SBG/Núcleo SP. 103 p. (Publicação 12).
- FERRARI, P. G. - 1984 - Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais - Folha SF.23-X-A (Divinópolis) - Escala 1:250.000. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.7, p. 3521-3535.
- FONSECA, M. J. G. et al. - 1979 - *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Texto explicativo das folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23)*. Brasília, DNPM, 239p.
- HEILBRON, M. - 1985 - *Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus, MG*. Tese de mestrado (inédito), IG-UFRJ. 151p.
- HOPPE, A.; KARFUNKEL, J.; NOCE, C.M. - 1984 - Rochas komatiíticas no centro-sul do Estado de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Breves Comunicações*. Rio de Janeiro, SBG. p. 147.
- MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A. J.; MOTTA, A. C.; SÁ, J. H. da S. - 1984 - Província São Francisco. In: ALMEIDA, F. F. M. de & HASUI, Y. ed. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Edgard Blucher. p. 42-122.
- PIRES, F. R. M. - 1977 - *Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais*. Tese de mestrado (inédito), IG-UFRJ. 344 p.
- PIRES, F. R. M. - 1983 - *Manganese mineral paragenesis at the Lafaiete District, Minas Gerais, Brazil*. Rio de Janeiro, An. Acad. Bras. Ciên., 55(1): 251-285.
- SCHORSHER, H. D. - 1982 - *Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas greenstone belt and proterozoic rocks*. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS. Salvador, 1982. *Excursions Annex*. p.1-17.
- SICHEL, S. E. & VALENÇA, J. G. - 1983 - *Geologia do Arqueano da região de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, MG*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* SBG-MG, p. 197-208 (Boletim 3).
- TEIXEIRA, W. - 1985 - *À evolução geotectônica da porção meridional do*

Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas.
Tese de doutoramento (inédito), IG-USP. 207 p.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. - 1986 - Contribuição
à geologia da folha Barbacena - 1:250.000. In: CONGR. BRAS. GEOL.,
34, Goiânia, 1986. *Anais...SBG*, vol.2. p. 974-986.

FIGURA 1 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE BARBACENA - TIRADENTES

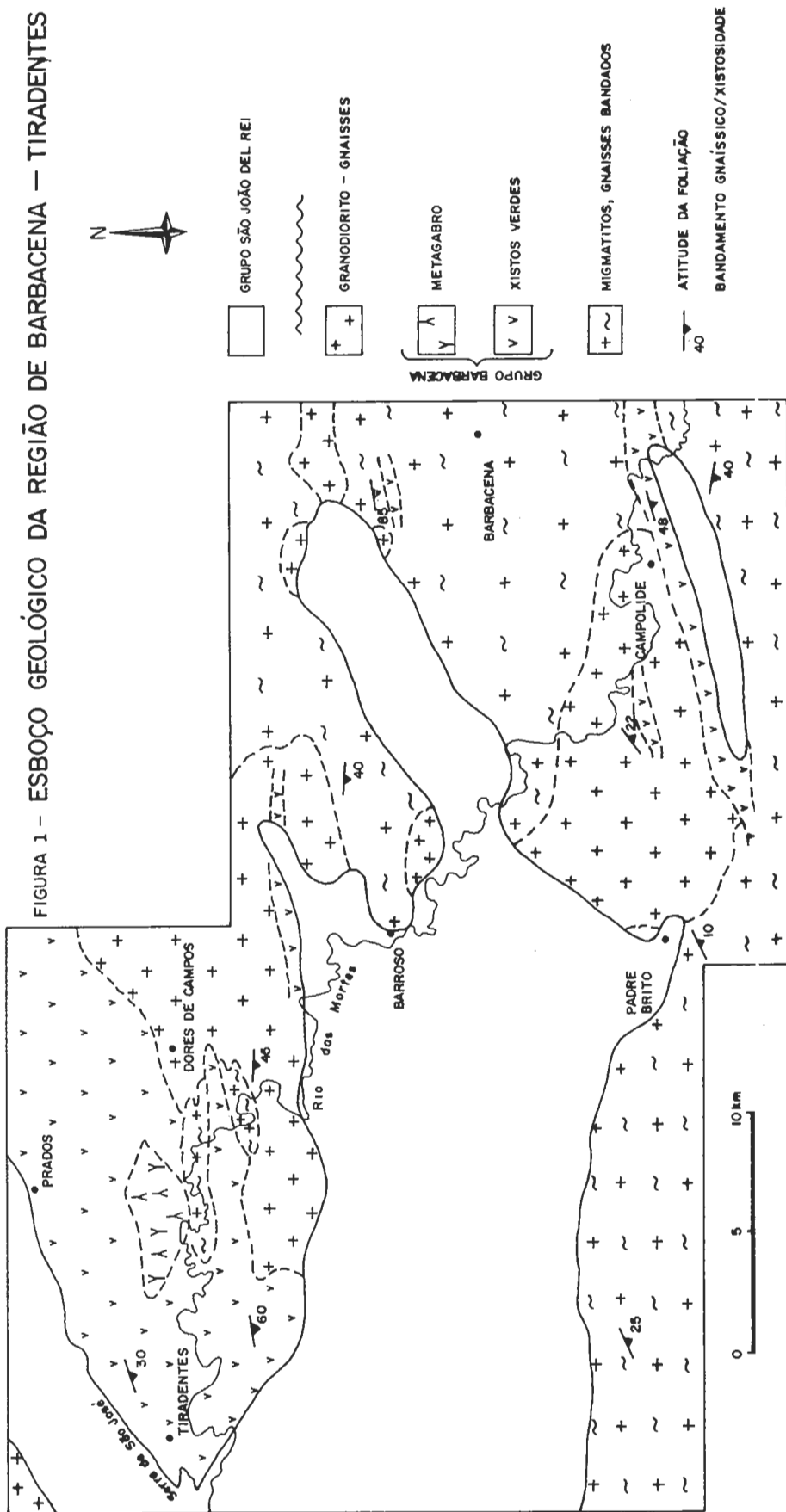


TABELA 1: Análises químicas* de rochas do Grupo Barbacena (óxidos em % peso e elementos traço em ppm).

Amostra nº	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe**	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni	Co	V	Zr
1	41,98	0,15	2,43	11,18	0,17	31,77	3,7	***	0,02	0,03	3464	701	76	92	16
2	44,03	0,57	4,9	12,41	0,18	24,84	6,27	0,37	0,06	0,05	2642	1415	90	167	35
3	45,21	0,16	9,08	9,13	0,17	23,58	7,9	0,11	0,04	0,01	5125	1228	79	104	21
4	48,05	1,02	6,43	14,36	0,19	18,37	9,36	0,58	0,09	0,07	2408	828	92	171	79
5	49,85	1,19	8,79	15,96	0,29	10,57	12,05	0,43	0,36	0,11	822	215	71	281	68
6	51,08	1,16	9,13	15,78	0,28	10,31	12,45	0,85	0,67	0,1	716	232	50	250	***
7	46,26	1,09	15,78	12,31	0,18	6,27	15,5	0,25	0,07	0,18	480	221	63	266	75
8	50,07	0,76	17,53	10,8	0,18	7,28	11,31	2,26	0,15	0,14	159	66	43	207	42
9	49,43	0,96	17,1	11,4	0,18	7,31	11,23	2,31	0,13	0,18	194	70	42	264	42
10	49,5	1,27	17,19	12,12	0,18	6,64	10,59	2,9	0,14	0,28	192	75	48	251	43
11	55,22	1,0	16,79	9,27	0,14	4,43	6,69	3,74	1,24	0,16	88	11	31		81
12	56,9	1,16	17,08	8,3	0,15	3,74	6,71	3,18	2,12	0,44	180	21	21		123

* análises realizadas pelo Dr. A. Hoppe na Univ. Freiburg, RFA.

** como Fe₂O₃

*** abaixo do nível de detecção.

**** perda ao fogo não foi determinada.

CLASSIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS

- 1- Serpentinito
- 2- Tremolita-clorita xisto
- 3- Tremolita-clorita xisto
- 4- Tremolita-talco xisto
- 5- Actinolita xisto
- 6- Actinolita xisto
- 7- Epidoto-actinolita xisto
- 8- Metabasito (anfibólio + plagioclásio)
- 9- Metabasito
- 10- Metabasito
- 11- Quartzo-epidoto-clorita xisto
- 12- Quartzo-epidoto-clorita xisto

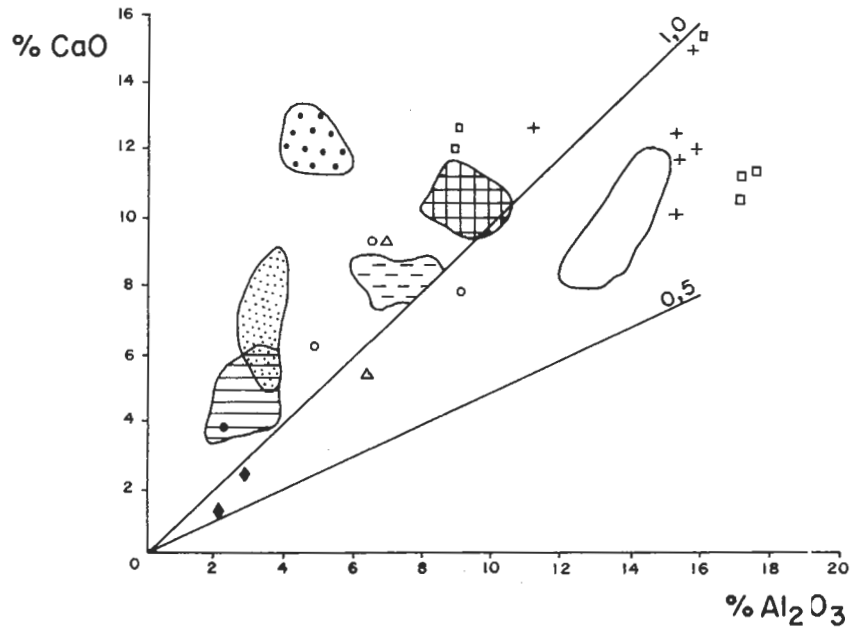


FIGURA 2 — DIAGRAMA CaO x Al₂O₃

ENCONTRAM-SE PLOTADOS OS METAMORFITOS DO GRUPO BARBACENA, COMPARADOS A ROCHAS SEMELHANTES DO ROODEKRANS COMPLEX (ANHAEUSSER, 1976). OS CAMPOS DELIMITADOS REFEREM-SE ÀS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS DE BARBERTON (VILJOEN E VILJOEN, 1969)

GRUPO BARBACENA

- ULTRAMÁFICA SERPENTINIZADA
- ULTRAMÁFICA ANFIBOLÍTICA
- ▣ METABASITOS

ROODEKRANS COMPLEX

- ◆ ULTRAMÁFICA SERPENTINIZADA
- △ ULTRAMÁFICA ANFIBOLÍTICA
- + HIGH-MG BASALTS (THOLEIITOS / KOMATIITOS)

KOMATIITOS

- (stippled) KOMATI FORMATION
- (horizontally striped) SANDSPRUIT FORMATION

BASALTOS KOMATIÍTICOS

- (cross-hatched) BARBERTON TYPE
- (stippled) BADPLAAS TYPE
- (horizontally striped) GELUK TYPE

METATHOLEIITOS DE BARBERTON



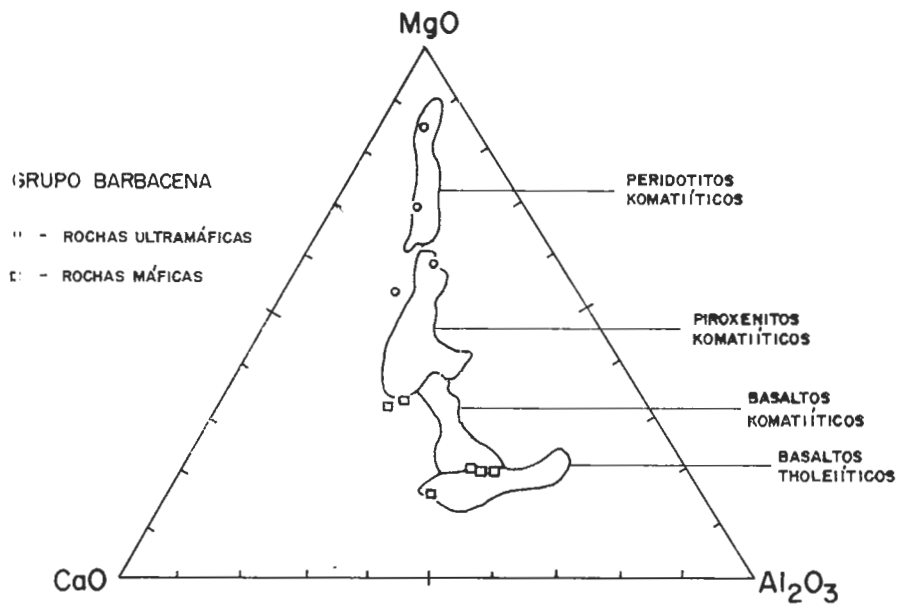


FIGURA 3 — DIAGRAMA ACM

OS CAMPOS REFEREM-SE ÀS LAVAS THOLEIÍTICAS E KOMATIÍTICAS DE NIUNRO TOWNSHIP, CANADÁ (ARNDT ET AL., 1977)

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ASPECTOS PETROGRÁFICOS E PETROLÓGICOS DO GRUPO BARBACENA NA REGIÃO DE ITUMIRIM-NAZARENO, MINAS GERAIS

Paulo de Tarso Ferro de Oliveira Fortes e Nina Paula Ferreira Laranjeira
Departamento de Geologia.- UFRJ

. ABSTRACT

This paper deals with petrographic and petrological aspects of a sequence of rocks that occurs in the region of Itumirim and Nazareno cities, south of Minas Gerais state.

This sequence of rocks has been correlated with the rocks of the Barbacena Group, which has been interpreted as a greenstone belt. A large lithological and textural variety characterizes these rocks of archean age.

Four lithologic units had been detected: the first with predominance of meta-ultramafic rocks, the second with predominance of meta-mafic rocks, the third mainly constituted by amphibolites and finally a fourth that consists of a granodiorite - gneiss suite.

1- INTRODUÇÃO

O presente trabalho é resultado de mapeamento geológico, em escala 1:50.000, de uma área localizada entre as cidades de Itumirim e Nazareno, no sul do estado de Minas Gerais. (ver mapa geológico).

Ali ocorrem rochas correlacionáveis ao Grupo Barbacena, redefinido por Pires (1977), à partir da Série Barbacena definida por Barbosa (1954) e modificada por Ebert (1956a,1956b). Trabalhos mais recentes foram realizados por Ribeiro (1983) na região de Itumirim e Heilbron (1984) na região de Itutinga.

Ebert (op.cit.) subdividiu a Série Barbacena de Barbosa em duas formações: Lafaiete e Barbacena. Esta última seria composta por duas fácies: fácies meta-basáltica, constituída por anfíbolitos (à base de diabásios ou gabros), serpentinitos, talco-xistos, hornblenditos, clorita-xistos e tremolita-xistos e fácies metassedimentar, constituída principalmente por micaxistos à base de grauvacas, arcóseos, quart

zitos e conglomerados mais raros. Intrudindo na Formação Barbacena, Ebert caracterizou a "Fase Granítica Pós-Barbacena", tipicamente desenvolvida a oeste, norte e leste de São João del Rei, no vale do Rio das Mortes, observando que sob esta denominação incluíam-se muitos membros de uma sequência litológica e geologicamente variável. Rochas com composição trondhjemítica (oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda) seriam mais antigas e mais frequentes, enquanto fases granodioríticas (oligoclásio predominando sobre microclina) e graníticas (microclina predominando sobre oligoclásio) seriam mais recentes e subordinadas. O contato entre esta sequência intrusiva e a Formação Barbacena se daria sob a forma de "repetição rítmica", na qual as rochas da Formação Barbacena estariam penetradas por veios ácidos e migmatitos ocorreriam como uma mistura difusa de ambos os elementos.

O Grupo Barbacena definido por Pires (op.cit.) na região de Conselheiro Lafaiete, é composto por três unidades: Metamorfitos, Granodioritos e Migmatitos, reunindo as formações Lafaiete e Barbacena, assim como as rochas graníticas intrusivas anteriormente descritas por Ebert.

Os metamorfitos são representados por um conjunto de quartzitos, xistos grafitosos, horizontes de proto-minério de manganês (enriquecidos ou não), serpentinitos, epidozitos, anfibolitos e "greenschists", sendo estes últimos a principal unidade litológica em termos de distribuição areal, estando representados por talco-xistos, clorita-xistos, clorita-actinolita-xistos, predominantemente de granulação fina. Os clorita-xistos passam a ou incluem corpos concordantes de anfibolitos de granulação grossa, onde o anfibólio é a tremolita-actinolita e menos comumente a cummingtonita. Os quartzitos distribuem-se em faixas concordantes com a foliação geral, sendo de cor branca, puros ou com pequena porcentagem de caulim, turmalina, sericita e óxidos de ferro e manganês.

Os granodioritos, observados em diversos corpos de dimensões variadas, foram caracterizados como "rochas mesocráticas, holocristalinas, com granulação média, equigranulares, textura granoblástica a granular e quase sempre com a foliação, quando nítida, ressaltada pelos grãos de hornblenda ou placas de biotita". Ocorrem "como pequenos 'stocks', 'sheets' e pequenos diques e apófises concordantes com as encaixantes, com dimensões de 0,5 a 20 Km², ou formam grandes corpos alongados, com foliação bem pronunciada exibindo fortes efeitos de cataclase". Observou ainda a presença de xenólitos, "basic clots" orientados e "roof pendants" nos corpos maiores, sobretudo próximo aos contatos com os metamorfitos, e ausentes nos corpos menores. A foliação dos corpos granodioríticos e a orientação dos xenólitos é também mais pronunciada nos bordos.

A unidade de migmatitos, segundo Pires (op.cit.) é caracterizada pela presença de quase todos os tipos litológicos existentes nas unidades anteriores, com grau de alteração metamórfica muito variável, exceto os quartzitos e itabiritos que estão ausentes. "Esta unidade inclui portanto dois grupos de rochas: rochas graníticas e rochas metamórficas, 'senso strictu', em vários graus de alteração e composição variá -

vel. Dentre as rochas graníticas ocorrem tipos litológicos gradacionais e com composição mafitos/felsitos variável, implicando em variação no índice de cor, granulação composição petrográfica e idade relativa."

Na área estudada os tipos litológicos e suas variações texturais são bastante numerosos, podendo-se, no entanto, agrupá-los em quatro unidades: uma unidade com rochas meta-ultramáficas - tremolita-actinolita-xistos, tremolititos, tremolita-actinolita-clorita-xistos, hornblenditos, serpentinitos e talco-clorita-xistos - predomínio sobre gonditos, quartzitos, filitos e veios ácidos concordantes, além de anfibolitos intercalados; outra unidade com predominância de rochas meta-ultramáficas - anfibolitos, meta-gabros, gnaisses anfibolíticos e rochas quartzo-feldspáticas associadas - ; uma terceira unidade constituída essencialmente por anfibolitos e finalmente uma quarta unidade composta por granodioritos e gnaisses, com milonitos e rochas com aspecto migmatítico ocorrendo mais restritamente.

As três primeiras unidades são correlacionáveis aos metamorfitos e a última, em parte, aos granodioritos de Pires (op.cit.).

2- PETROGRAFIA

. UNIDADE COM PREDOMÍNIO DE META-ULTRAMÁFICAS

Esta unidade foi mapeada em três faixas mais ou menos paralelas, bastante arrasadas pela erosão, com poucos afloramentos frescos. Assim as melhores exposições encontram-se nas margens dos rios Grande e Capivari e na BR-265, rodovia que liga São João d'el Rei a Lavras.

As litologias mais comuns são tremolita-actinolita-xistos, tremolititos, clorita-tremolita-actinolita-xistos, hornblenda-tremolita-xisto, serpentinitos, talco-clorita-xistos e epidozitos, sendo os três últimos de ocorrência restrita. Intercalação de anfibolitos finos e médios ocorre com frequência. Subordinadamente lentes concordantes de quartzitos médios a grosseiros, puros ou com pequenas porcentagens de sericita, gonditos, xistos grafitosos, xistos sericíticos e xistos cloríticos ocorrem em afloramentos restritos e sem continuidade, assim como veios aplíticos e pegmatíticos de composição ácida a intermediária, concordantes com a xistosidade.

As rochas ricas em tremolita-actinolita ocorrem sob a forma de xistos de granulação fina ou média, ou sem xistosidade com granulação média. A tremolita-actinolita compõe 65-80% da moda e até 90% nas variedades não xistosas. Nos xistos finos predominam cristais hipidioblásticos tabulares, definindo textura nematoblástica. Raros porfiroblastos de contornos irregulares e geralmente xenoblásticos podem ocorrer, estes tornam-se mais abundantes nos xistos de granulação média nos quais se observa uma matriz fina orientada segundo a xistosidade, que envolve porfiroblastos deformados, concordantes os girados em relação à xistosidade. Nos tremolititos a porcentagem de porfiroblastos é grande o suficiente para obliterar a orientação da matriz restrita aos interstícios entre os grãos maiores. Zoisita/clinozoisita constituem

15% da rocha, ocorrem em grãos geralmente xenoblásticos e não raro zonados. Nas rochas mais xistosas há alternância de níveis sub-milimétricos de zoisita/clinozoisita e plagioclásio e níveis ricos em anfibólio. O plagioclásio tem granulação muito fina, com grãos xenomórficos deformados geralmente alterados para zoisita/clinozoisita. Acessórios comuns são titanita, opacos, quartzo e epidoto e mais raramente biotita, carbonato e allanita.

Em uma variedade xistosa com bandamento milimétrico ocorrem restos de clinopiroxênio (diopsídio ou augita) em grãos de bordos corroídos e penetrados por epidoto, tremolita-actinolita, quartzo e plagioclásio. São xenomórficos e arredondados podendo mostrar geminação polissintética, ocorrendo em níveis com predomínio de epidoto.

Localmente as rochas ricas em tremolita-actinolita podem conter altas porcentagens de clorita (até 50%), tornando a rocha untuosa ao tato. A clorita pode ser concordante com a xistosidade ou alterar os grãos de anfibólio, não apresentando neste caso qualquer orientação.

Um tipo rico em cristaloblastos de tremolita-actinolita com matriz rica em plagioclásio e quartzo recristalizados e zoisita/clinozoisita zonadas, além de tremolita-actinolita mais fina, tem também ocorrência local.

Xistos com bandamento milimétrico, ricos em tremolita-actinolita e anfibólio verde (por vezes nitidamente hornblenda) intercalam-se nesta unidade. O anfibólio verde encontra-se mais preservado, com contornos mais nítidos e em níveis mais pobres em zoisita/clinozoisita que a tremolita-actinolita.

Os serpentinitos são rochas maciças, localmente pouco xistosas e de coloração cinza-esverdeada. São compostos por antigorita associada à tremolita-actinolita (40%) ou à opacos xenomórficos, alongados e orientados (10%) e clorita (5%) pouco orientada.

Os gonditos são constituídos por quartzo (45%) recristalizado (contatos poligonais) e granada espessartita bastante fraturada com fraturas geralmente preenchidas por quartzo.

Epidozitos têm composição variada: 60-90% de epidoto de granulação geralmente fina, 5-35% de anfibólio verde (por vezes hornblenda verde-azulada), 5-15% de plagioclásio, 5-10% de quartzo e acessoriamente titanita, opacos e biotita.

. UNIDADE COM PREDOMÍNIO DE META-MÁFICAS

Esta unidade é composta por anfibolitos, meta-gabros finos e grosseiros e gnais anfibolíticos, além de rochas quartzo-feldspáticas e veios quartzo-feldspáticos e epidozíticos associados.

Os meta-gabros finos ocorrem na porção sudoeste da faixa, apresentando-se com coloração cinza-escura, constituídos por hornblenda comum e verde-azulada (65%), plagioclásio (20%), epidoto (10%) e titanita, opacos, quartzo e clorita como acessórios. A hornblenda é xenoblástica, localmente deformada e por vezes poiquiloblástica (inclusões de quartzo, opacos e titanita). O plagioclásio é xenoblástico, deformado e ocorre comumente epidotizado (ripas finas de zoisita/clinozoisita). O epidoto

pode ocorrer como mineral de saussuritização, ou mais comumente, como grãos mais desenvolvidos em contato com o anfibólio.

Os meta-gabros grosseiros são rochas sem foliação, nas quais se observam grãos de anfibólio negro de até 0,5 cm de comprimento dispersos em "massa" feldspática. Microscopicamente são constituídos por hornblenda (35%), predominando a variedade com pleocroísmo verde-azulado, plagioclásio (40%), quartzo (15%), epidoto (até 10%) e opacos, titanita, clorita e biotita como acessórios. A hornblenda é xenoblástica, com contornos muito irregulares, poiquiloblástica com inclusões de opacos, titanita, biotita, clorita, epidoto (estes três últimos como produtos de alteração e localmente abundantes) e quartzo. O plagioclásio se apresenta bastante saussuritizado, ocorrendo algumas vezes clorita e grãos de epidoto associados aos minerais de saussuritização. O quartzo ocorre como finos cristais recristalizados e deformados ou em grãos maiores deformados (extinção ondulante, bandas de deformação e sub-grãos).

Localmente anfibolitos e meta-gabros se apresentam fortemente epidotizados e biotitizados ou epidotizados e cloritizados. No primeiro caso as rochas são compostas por hornblenda verde-azulada (20-60%), dependendo do grau de substituição do anfibólio pela biotita (10-20%), plagioclásio (30-40%), epidoto (15%), quartzo (5%) e opacos e titanita como acessórios. A hornblenda encontra-se deformada e recristalizada, da mesma forma que nas rochas não alteradas, onde os novos grãos são paralelos à xistosidade nos anfibolitos ou formam aglomerados sem orientação nos meta-gabros. O epidoto propriamente dito predomina sobre a zoisita/clinozoisita, associa-se à biotita e ao anfibólio ou ocorre como "bolsões" e veios discordantes. No segundo caso a clorita predomina sobre a biotita e localmente cristais asciculares de anfibólio verde podem formar-se, junto com clorita e epidoto, associados à anfibólio verde mais escuro com bordos totalmente corroídos.

Os gnaisses anfibolíticos são rochas com bandamento metamórfico pronunciado, centimétrico a decimétrico, onde se alternam níveis máficos anfibolíticos e níveis félsicos quartzo-feldspáticos com cristaloblastos de anfibólio. As bandas félsicas são compostas por hornblenda verde-azulada, predominantemente como cristaloblastos alongados e paralelos à xistosidade (10%), com bordo alterados para biotita, além de clorita e epidoto subordinados, geralmente poiquiloblásticos com inclusões de quartzo, opacos e titanita. O plagioclásio (50%) apresenta-se orientado, recristalizado e bastante saussuritizado (prismas finos de zoisita/clinozoisita e sericita) e raramente como cristaloblastos deformados. Biotita e clorita (15%) ocorrem como pequenos aglomerados de grãos não orientados, concordantes com o bandamento, substituindo o anfibólio. Quartzo (10%) ocorre em níveis concordantes com o bandamento. As bandas mais máficas são compostas por hornblenda (35-50%), plagioclásio (30%), epidoto (10-15%), biotita/clorita (5-15%), quartzo (5-10%) e titanita e opacos como acessórios. A hornblenda verde-azulada predomina sobre a hornblenda verde, ocorrendo como grãos tabulares ou losangulares ou ainda xenoblásticos arredondados, com epidoto, biotita e clorita nos bordos. O plagioclásio está saussuritizado e deformado.

Associadas à esta faixa de meta-mafitos, principalmente à anfíbolitos, ocorrem rochas de cor cinza, granulação fina à média e com xistosidade em geral bem definida, formando corpos decimétricos à métricos concordantes. São constituídas em média por plagioclásio (45%), quartzo (25%), epidoto (até 15%), biotita (5%), clorita (5%) e sericita, titanita, opacos e raros grãos de apatita como acessórios. Plagioclásio orientado segundo a xistosidade, apresenta-se saussuritizado, sendo comum a presença de biotita e clorita associadas a esta alteração. Os grãos de quartzo, recristalizados, formam níveis ou lentes submilimétricos paralelos à xistosidade. Minerais como epidoto (grãos hipidioblásticos muitas vezes com allanita no centro), biotita e clorita podem ser mais ou menos abundantes. A biotita, por vezes cloritizada, ocorre em grãos alongados concordantes, ou muito fina dispersa pela rocha sem orientação ou ainda em aglomerados alongados concordantes formados por grãos dispostos caoticamente (provavelmente substituindo algum mineral, talvez hornblenda).

. UNIDADE COM PREDOMÍNIO DE ANFIBOLITOS

Localmente puderam ser individualizadas pequenas faixas com predomínio de anfíbolitos de granulação fina e média, com veios de composição ácida, concordantes, epidotitos e hornblenditos associados. É importante ressaltar que os anfíbolitos que compõem esta unidade são muito semelhantes aos que ocorrem intercalados nas unidades meta-ultramáfica e meta-máfica.

Os anfíbolitos de granulação fina tem foliação bem definida, coloração cinza - claro e são constituídos por hornblenda comum (40%), plagioclásio (20%), quartzo (15%), epidoto (15%) e clorita, titanita, opacos e biotita como acessórios e ainda granada cloritizada muito raramente. A hornblenda tem por vezes pleocroísmo verde-azulado, apresentando-se xenô a hipidioblástica, com cristais alongados, caracterizando textura nematoblástica. Biotitização e cloritização nos bordos dos grãos do anfíbólio são frequentes, assim como a deformação. O plagioclásio mostra-se bastante epidotizado e deformados, raramente exibindo geminação polissintética.

Os anfíbolitos de granulação média são muito semelhantes aos anteriores, sendo geralmente menos quartzosos e mais ricos em hornblenda. Esta última pode estar localmente zonada (bordos com pleocroísmo verde-azulado) e por vezes fraturada com preenchimento de opacos nas fraturas e clivagens. Macroscopicamente são caracterizados pela alternância de níveis milimétricos compostos por anfíbólio negro alongado e níveis feldspáticos, ocorrendo ainda veios concordantes milimétricos feldspáticos.

Os hornblenditos podem ter granulação grosseira ou mostrar grande variação no tamanho dos grãos de anfíbólio, apresentando coloração verde-escuro. São constituídos por hornblenda comum e/ou anfíbólio verde-pálido (tremolita-actinolita?), muito deformados e com contornos pouco definidos. Acessoriamente ocorrem clorita (por vezes em micro-veios), opacos, titanita e epidoto.

. UNIDADE GRANODIORITO-GNAISSES

Granodiorito-gnaissé compõe grande maioria desta unidade, ocorrendo subordinadamente gnaisses tonalíticos e milonitos. Tanto os granodiorito-gnaisses quanto os gnaisses tonalíticos estão cortados por veios de composição geralmente granítica, mas também granodiorítica, concordantes ou não com a foliação dos gnaisses. Estes veios têm espessura variando de alguns centímetros a poucos decímetros e localmente são muito abundantes imprimindo aspecto migmatítico à rocha. Grande parte contém altas porcentagens de microclina (30-40%) e pequena porcentagem de máficos (até 5% de biotita). A granulação em geral é fina, porém tipos com até 30 cm de espessura e granulação grosseira não são raros apresentando composição mineralógica semelhante aos anteriores e cristais de microclina podendo eventualmente atingir até 4 cm de comprimento.

Em um afloramento invadido por inúmeros veios (pelo menos duas gerações), constatou-se a ocorrência de um "bolsão" de poucos metros de diâmetro aflorantes de granito (mais de 60% de microclina no total de feldspatos) de granulação grosseira. Veios desta rocha penetram no gnaissé granodiorítico discordantemente, por vários metros à partir do corpo granítico.

Localmente ocorrem núcleos granodioríticos pouco ou nada foliados, com granulação média porfirítica, com pórfiros de microclina e raramente de plagioclásio por vezes atingindo 3 cm de comprimento. Ao microscópio são compostos por grãos de plagioclásio (35%), quartzo (30%) e microclina (10-15%) xenomórficos, deformados e localmente recristalizados. O plagioclásio está saussuritizado, microclina além de menos alterada, pode conter inclusões de plagioclásio e quartzo nos grãos maiores, apresentando-se também micro-perfítica. Biotita compõe 15% da rocha, estando frequentemente muscovitizada e/ou cloritizada, inclusões de zircão, apatita e titanita são comuns. Epidoto, zoisita/clinozoisita, allanita, muscovita, sericita, titanita, opacos, clorita, apatita e zircão ocorrem como acessórios.

Os gnaisses são rochas de granulação média podendo chegar à fina ou muito fina, quando afetados por forte deformação. Neste caso mostram-se homogêneos, com coloração cinza-claro e aparente estiramento (lentes quartzo-feldspáticas estiradas). Microscopicamente ocorre diminuição no tamanho dos grãos devido à deformação, ou seja, quartzo poligonalizado e aglomerados quartzo-feldspáticos de granulação muito fina e contato difuso entre os grãos. Grãos não recristalizados mostram extinção ondulante ou sub-grãos.

Os gnaisses granodioríticos têm granulação média (raramente grosseira ou fina). Localmente podem conter níveis concordantes de composição mais máfica, onde grãos de hornblenda estão total ou parcialmente substituídos por biotita e o K-feldspato está ausente. Estes gnaisses mostram coloração cinza dada pela distribuição mais ou menos homogênea dos máficos (biotita 10-15%) e saussuritização dos plagioclásios. É composto por 40% de plagioclásio saussuritizado e deformado, por vezes em agregados de granulação muito fina com microclina, quartzo e biotita. Microclina ocorre em proporções variadas (em média 15%), comumente deformada (extinção ondulante), micro-perfítica e

com inclusões de quartzo e plagioclásio. Quartzo, em grande parte poligonalizado, com 35% da rocha, minerais do grupo do epidoto, titanita, opacos, apatita, zircão, muscovita e clorita compõem o restante do volume da rocha.

Gnaisses de composição tonalítica (Hyndman, 1972) têm granulação média e ocorrência local. São de coloração mais clara que os anteriores, com cristais de biotita dispostos em "clots" orientados. São constituídos por plagioclásio levemente saussuritizados (45%), xenomórfico, quartzo (40%) deformado e localmente recristalizado e biotita (15%) em grãos bem cristalizados, porém com bordos corroídos em contato com epidoto ou "poeira" de zoisita/clinozoisita. Acessoriamente ocorrem titanita, opacos, muscovita, clorita, minerais do grupo do epidoto, apatita e zircão.

Rochas com textura milonítica foram mapeadas em uma faixa de direção NE-SW próxima ao contato com os metassedimentos da Serra do Jaci. São constituídas por matriz milonítica de granulação muito fina composta por quartzo, microclina, plagioclásio e pequenas quantidades de minerais máficos e acessórios (biotita, clorita, muscovita, epidoto, opacos e titanita) que raramente ultrapassam 10% do volume da rocha. Na matriz alternam-se níveis sub-milimétricos e irregulares de quartzo poligonalizado e níveis quartzo-feldspáticos de granulação mais fina e contato difuso entre os grãos. Os porfiroclastos são predominantemente de microclina, por vezes com inclusão de quartzo e plagioclásio e micropertíticas, estando geralmente deformados (extinção ondulante, bordos com sub-grãos) e com contornos irregulares, rodeados por matriz quartzo-feldspática, o mesmo ocorrendo com porfiroclastos mais raros de plagioclásio. A biotita é concordante podendo estar cloritizada ou muscovitizada, e o plagioclásio sericitizado.

Dois tipos de milonito foram observados, um com mais de 50% de matriz, ou seja, milonito na classificação de Spry, 1979 e com porcentagens mínimas de minerais máficos (1-2%). O outro tipo, mais abundante, e mais rico em máficos (5-15%), tem menos de 50% de matriz, portanto classificado como proto-milonito (Spry, 1979).

3- ESTRUTURAS

Xistosidade com direção geral N60E e mergulho variando entre 60 e 90° para sudeste e mais raramente para noroeste, é a principal feição estrutural da área estudada. Os contatos entre os domínios litológicos identificados acompanham esta direção geral e localmente, talvez refletindo a variação no "strike" da xistosidade para aproximadamente E-W, assumem também direção E-W. Vale ainda ressaltar a conformação alongada segundo a direção geral da xistosidade, assumida por um pequeno "plug" de granodiorito-gnaiss nas proximidades do Rio Capivari, que reforça a hipótese de intrusivismo sintectônico (ver mapa geológico).

Não raro as rochas apresentam-se crenuladas ou onduladas, com a direção da lineação de crenulação aproximadamente paralela ao "strike" da xistosidade. O plano axial das ondulações é aproximadamente perpendicular ao "strike" da xistosidade e apresenta pequenas fraturas e zonas de cisalhamento associadas. As relações de idade entre as

fases que geraram as crenulações e as ondulações não puderam ser estabelecidas, pois ambas não foram detectadas simultaneamente em um mesmo afloramento, porém é mais provável que a fase responsável pelas ondulações seja a última fase de deformação.

Muito localmente foi observada evidência de transposição de foliação, em níveis ou veios quartzo-feldspáticos dobrados isoclinalmente, com plano axial paralelo xistosidade e eixo com mergulho forte para sudoeste.

4- MICROTTECTÔNICA

A textura nematoblástica em tremolita-actinolita-xistos e anfibolitos é decorrente da orientação dos anfibólitos, que provavelmente estão assim dispostos por deformação e recristalização simultâneas, uma vez que grãos mais desenvolvidos de anfibólito, não raro mostram-se bastante recristalizados ou apresentando sub-grãos paralelos à xistosidade.

A presença de minerais como epidoto, biotita e clorita, geralmente sem orientação preferencial (pós-tectônicos), mas deformados (extinção ondulante e "kink-bands"), indica que a deformação prosseguiu após o término do metamorfismo, o que é corroborado pela deformação (extinção ondulante e recristalização) de minerais pré ou sin-tectônicos (anfibólito, plagioclásio e quartzo).

5- METAMORFISMO

Das litologias estudadas, os tipos meta-máficos, que revelaram caráter meta-básico, são os mais adequados para o estudo do grau metamórfico, por apresentarem paragéneses metamórficas bastante típicas.

As paragéneses mais comuns nestas rochas é hornblenda verde ou verde-azulada (ocorrendo grãos zonados com a última nos bordos) e plagioclásio, que raramente pôde ter determinada a porcentagem de anortita por métodos ópticos (Micheal Lëvy), sendo que quando possível, apresentou-se na faixa de oligoclásio. Minerais do grupo do epidoto (zoisita, clinozoisita e epidoto), completam em proporções variadas a paragénese.

A assembléia mineral acima descrita caracteriza o fácies metamórfico epidoto-anfibolito definido por Myiashiro (1965) como sendo do tipo bário de pressão intermediária e representado pela paragénese albita + epidoto + hornblenda, onde a albita pode ser substituída por oligoclásio e o quartzo pode estar presente.

A presença de minerais típicos de alteração como epidoto, biotita e clorita, sugere que o fácies epidoto-anfibolito identificado nas rochas estudadas, seja devido à retro-metamorfismo, com o fácies metamórfico anterior provavelmente situado no intervalo que compreende o fácies anfibolito.

Muito localmente, onde as rochas máficas, principalmente anfibolitos, encontram-se bastante biotitizadas, sendo a biotita sin-tectônica, é possível que esse processo de alteração tenha sido resultado do que Ebert (1984, "in memoriam") denominou de "adi-

ção de potássio" na fase de migmatização das rochas do Grupo Barbacena. Segundo Ebert "esta adição se manifesta especialmente na transformação do anfibólio pré-migmatítico para biotita; nesta reação o cálcio é libertado e aparece depois na forma de epidoto. Esta transformação de anfibólio para biotita e epidoto é a reação mais típica nas zonas migmatíticas."

6- PETROLOGIA

Os resultados das análises químicas apresentados neste trabalho se limitam às rochas meta-ultramáficas e meta-máficas, uma vez que, por motivos técnicos de laboratório, as dosagens de Na_2O e K_2O dos granodioritos e gnaisses não puderam ser feitas. Os dados são apresentados em percentuais de peso dos principais óxidos e as análises foram obtidas por via úmida.

Foram utilizados dois diagramas para a caracterização petrológica dos "metamorfitos": Diagrama ACM (Al_2O_3 -CaO-MgO) (Condie, 1981) e Diagrama Al_2O_3 x CaO (Anhaeusser, 1976, in Noce, em preparação) (ver diagramas).

O caráter toleítico das rochas meta-máficas ficou razoavelmente bem evidenciado, já que no diagrama ACM estas rochas se dispuseram bastante próximas ao campo dos basaltos toleíticos de Barberton, enquanto que no diagrama Al_2O_3 x CaO, elas se dispuseram mais próximas dos basaltos magnesianos de Roodekrans do que dos toleitos de Barberton.

Quanto às rochas meta-ultramáficas, os hornblenditos em ambos os diagramas se situaram bastante próximos do campo dos basaltos komatiíticos do tipo Badplaas, enquanto que o clorita-tremolita-actinolita-xisto se situou próximo ao campo dos basaltos komatiíticos do tipo Geluk. Os tremolita-actinolita-xisto não refletiram caráter komatiítico, se posicionando mais próximos ao campo dos toleitos no diagrama ACM e ocupando pontos sem referências no diagrama Al_2O_3 x CaO.

7- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

O modelo de evolução geológica da área estudada segue o modelo proposto por Pires (op.cit), que em resumo seria: "extrusão e intrusão de lavas básicas submarinas, intrusões de corpos ultra-básicos e finas deposições de chert, matéria carbonosa ... em ambiente eugeossinclinal; continuação do período orogênico, culminando com o dobramento dos metamorfitos, juntamente com as intrusões sintectônicas de granodioritos, formados às custas do embasamento; granitização e migmatização do conjunto e ligeiras intrusões de material granítico,".

Este modelo acima descrito se encaixa na classificação de terrenos: granito - greenstone de Condie (1981), assim descritos: "The granite-greenstone association is characterized by supracrustal successions comprised dominantly of mafic volcanic rocks, known as greenstone belts, engulfed in a sea of granitic rocks." e ainda "Archean granite-greenstone terranes are comprised in large part of granitic and gneissic rocks (80-90%) which surround and, in part, intrude greenstone belts which comprise the remainder.

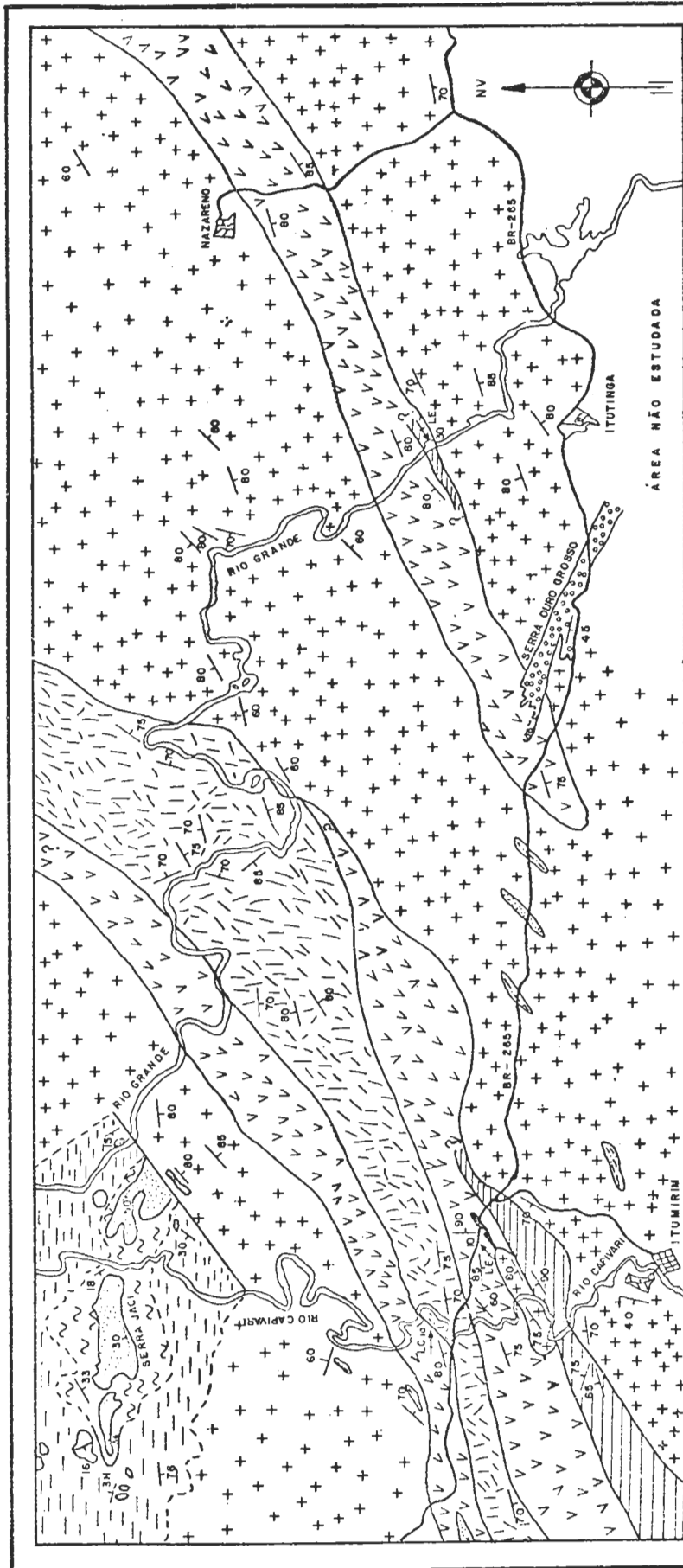
8- AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa, sem a qual este trabalho não teria sido possível. Agradecemos também à Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) pela confecção das lâminas delgadas, em especial ao Prof. Rudolph Trouw pelo apoio financeiro ; aos professores do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (UFMG), em especial ao Prof. Carlos Noce, pelas discussões e facilidades de acesso ao microscópio ótico, à Mineração Morro Velho S.A., em especial ao geólogo Paschoal Caiafa pelas facilidades de acesso ao microscópio ótico e ao amigo Robson pelo desenho do mapa. Agradecemos ainda à Companhia Siderúrgica da Guanabara (Cosigua), em especial ao engenheiro Raimundo Augusto Fortes, pelas análises químicas de rocha.

9- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbosa, O. - 1954 - Evolution du Géosynclinal Espinhaço. In: Congr. Geol. Int., 29, Alger, 1954, Sect. XIII, fasc. 14, p- 17-36
- Condie, K.C. - 1981 - Archean Greenstone Belts, Amsterdam, Elsevier, 434 p
- Corrêa, J.C. - 1985 - Mapeamento geológico-estrutural na escala de 1:25.000 na Serra do Jaci, Serra de Ibituruna e seus respectivos embasamentos. Relatório Final de atividades relativo à bolsa de aperfeiçoamento (CNPq, período de 03/84-03/85), (não publicado), IG-UFRJ
- Ebert, H. - 1956a - Relatório de Atividades. In: Relatório Anual do Diretor da Div. Geol.Min., ano 1955, p-62-81, Depto.Nac.Prod.Min., Rio de Janeiro

- _____ - 1956b - Relatório de atividades. In: Relatório Anual do Diretor da Div. Geol.Min., ano 1956, p-97-107, Depto.Nac.Prod.Min., Rio de Janeiro
- Heilbron, M.L. - 1984 - Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. Tese de mestrado (não publicada), IG-UFRJ, Rio de Janeiro
- Hyndman, D. W. - 1972 - Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks, USA, McGraw-Hill, 403 p
- Miyashiro, A. - 1981 - Metamorphism and Metamorphic Belts, 5 ed., London, George Allen & Unwin Ltd., 492 p
- Pires, F. R. M. - 1977 - Geologia do Distrito Manganêsífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Tese de mestrado (não publicada), IG-UFRJ, Rio de Janeiro
- Ribeiro, A. - 1983 - Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da folha Itumirim, MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SEG, Bol. 3, p- 461-468
- Spry, A. - 1979 - Metamorphic Textures, 4 ed., Oxford, Pergamon International Library, 350 p

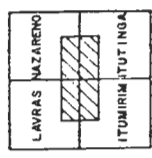


ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

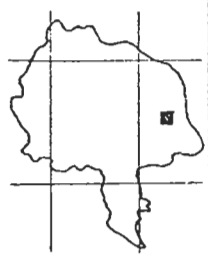
CONVENÇÕES

GRUPO BARBACENA

GRUPO SÃO JOÃO DEL REI



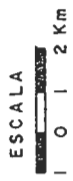
LOCALIZAÇÃO DAS FOLHAS NO ESTADO



- X XISTOSIDADE PRINCIPAL
- LE LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO
- LC LINEAÇÃO DE CRENULAÇÃO

- ANFIBOLITOS
- UNIDADE META-MÁFICA
- UNIDADE META-ULTRAMÁFICA
- GNAISSSES E GRANODIORITOS
- GONDITO
- FILITOS SERICÍTICOS ECLORÍTICOS
- QUARTZITOS

- SERRA DO JACI
- ALTERNÂNCIA DE NIVEIS MÉTRICOS DE FILITO CINZA E QUARTZITO.
- FILITO CINZA QUARTZOSO COM INTERCALAÇÕES (mm) DE QUARTZITO.
- ARDÓSIA COM LENTES DE CALCÁREO (SEGUNDO CORREA, 1985)
- SERRA DO OURO GROSSO
- QUARTZITO DE ITUTINGA (SEGUNDO HEILBRON, 1984)



MAPA GEOLÓGICO

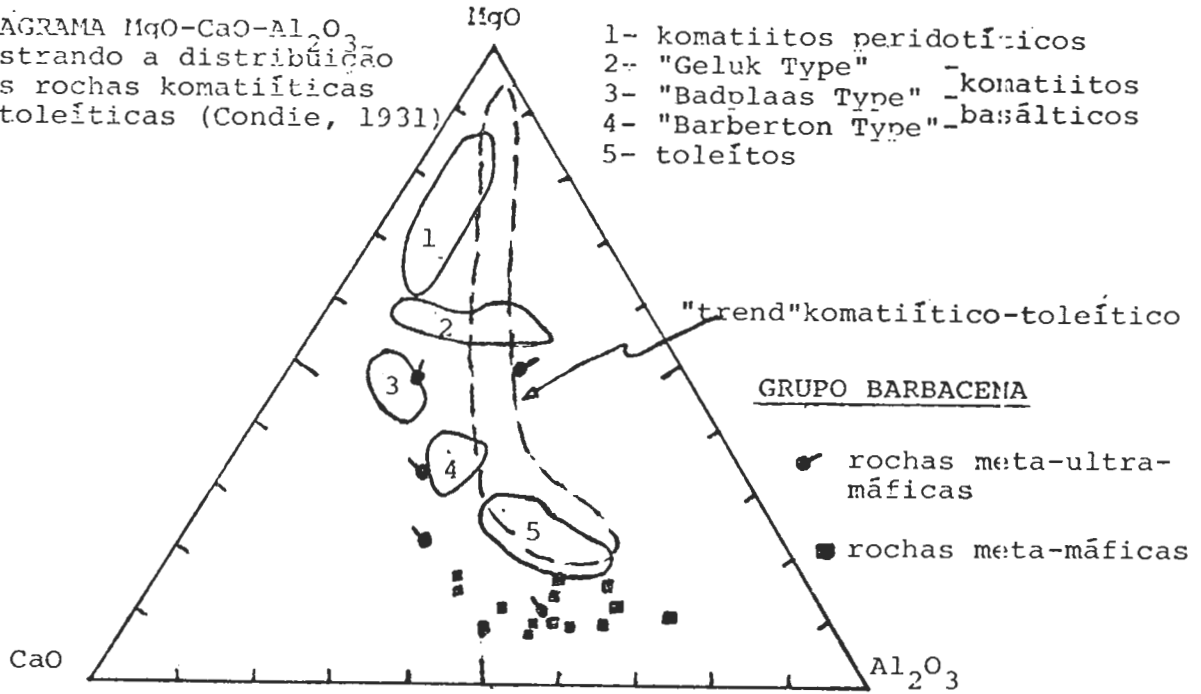
QUADRO DE ANÁLISES QUÍMICAS (MÉTODO DE ANÁLISE: VIA ÚMIDA CONVENCIONAL)

AMOSTRAS ÓXIDOS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	40,82	49,70	50,04	52,68	55,52	46,76	54,02	48,69	49,29	47,00	48,90	50,80	49,16	49,80	54,12	60,10	57,56	56,12	56,96	69,80	68,88	55,50
TiO ₂	N	N	N	N	2,64	N	N	N	N	4,36	4,29	4,35	N	N	N	4,02	N	N	N	N	N	4,34
Al ₂ O ₃	9,07	20,79	13,23	5,08	6,19	17,84	16,93	16,99	16,52	16,38	16,49	15,94	15,12	15,12	19,73	16,06	17,36	17,26	14,70	17,29	17,05	19,05
FeO*	14,30	4,00	5,00	12,72	8,99	10,76	8,03	11,09	12,29	14,60	13,34	11,85	10,00	10,50	6,75	5,13	5,59	5,93	8,65	2,29	2,69	6,03
MgO	16,75	5,53	10,07	16,35	8,78	5,96	4,59	3,84	4,59	4,35	3,46	2,81	6,97	6,59	3,83	2,45	3,20	3,61	3,29	1,23	2,25	2,25
CaO	7,32	18,60	20,50	12,09	11,46	10,61	15,90	17,70	15,68	7,97	7,92	7,80	19,76	19,13	13,78	5,18	11,06	12,02	12,83	6,37	7,08	4,48
Na ₂ O	N	1,28	0,48	0,33	4,39	2,59	2,44	1,60	1,83	4,59	4,13	3,66	1,28	1,38	3,25	5,07	2,83	4,35	3,42	2,77	2,42	5,44
K ₂ O	N	0,72	0,11	0,14	0,21	5,47	0,11	0,07	0,14	0,36	0,30	0,92	0,47	0,51	0,28	1,63	0,27	0,46	0,25	0,24	0,46	2,58
P ₂ O ₅	0,24	0,65	0,58	0,45	0,05	0,53	0,53	0,33	0,30	0,09	0,20	0,08	0,55	0,58	0,48	0,06	0,32	0,39	0,44	0,33	0,26	0,14
CO ₂	N	N	N	N	0,96	N	N	N	N	0,22	0,26	0,23	N	N	N	0,22	N	N	N	N	N	0,73
S	N	0,01	N	N	0,07	N	0,03	0,40	0,01	0,07	0,06	0,04	0,10	0,09	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02
TOTAL	88,5	101,3	100	99,8	99,2	100,5	102,6	100,7	100,6	99,9	99,3	98,5	102,5	103,7	102,2	100,0	98,2	100,1	100,5	100,3	100,1	100,5

FeO* = Ferro Total N = Não dosado

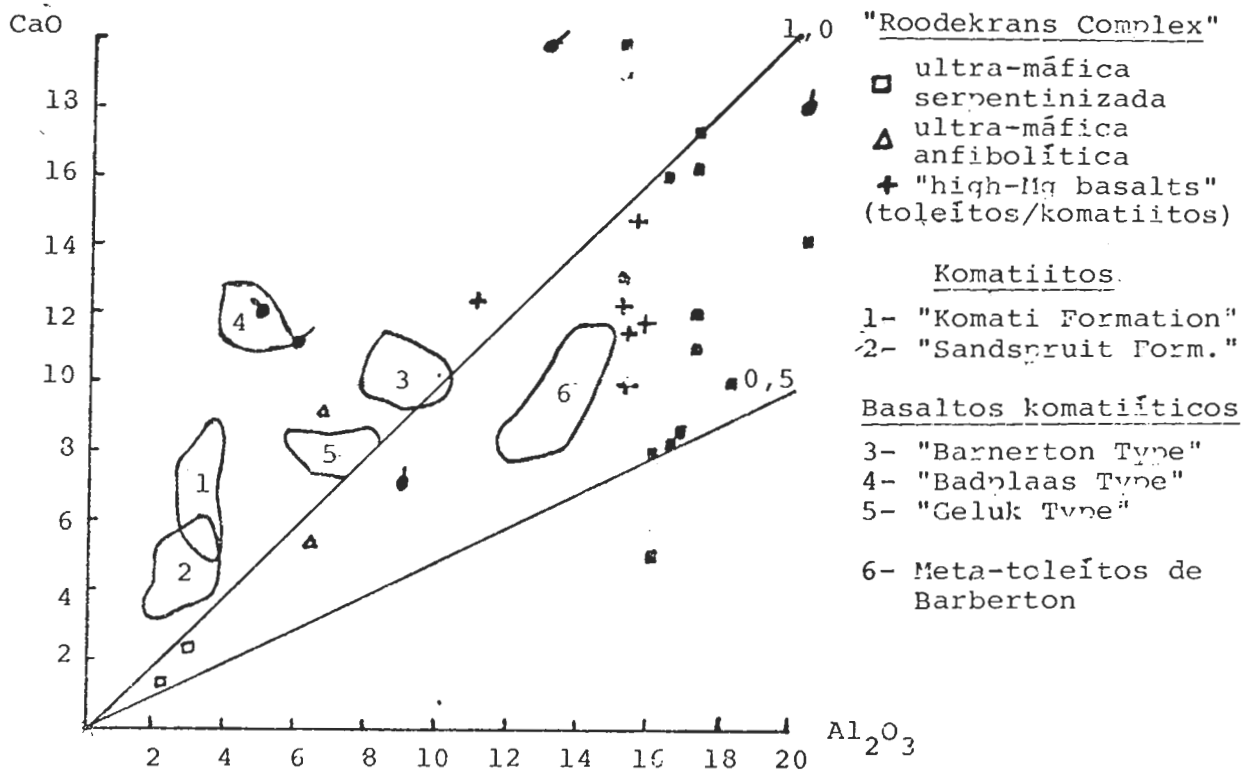
1- clorita-tremolita-actinolita-xisto; 2 e 3- tremolita-actinolita-xisto; 4 e 5- hornblendo
 6,7,8,9,10,11 e 12- anfibolito; 13 e 14- meta-gabro fino; 15- meta-gabro grosseiro; 16- meta-
 gabro biotizado; 17 e 18- gnaiss anfibolítico (banda félsica); 19- gnaiss anfibolítico
 (banda máfica); 20,21 e 22- rochas quartzo-feldspáticas

DIAGRAMA MgO-CaO-Al₂O₃ mostrando a distribuição das rochas komatiíticas e toleíticas (Condie, 1931)



Obs: as rochas do Grupo Barbacena têm as mesmas simbologias em ambos os diagramas.

DIAGRAMA CaO x Al₂O₃. Estão plotados os campos relativos às rochas máficas e ultramáficas de Barberton e rochas do "Roodekrans Complex" (Anhaeusser, 1976, in Noce, em preparação)



O CONTATO BASAL DO GRUPO CANASTRA ENTRE ITAÚ DE MINAS E CARMO DO RIO CLARO, MG

Mônica Heilbron (Dept. Geologia - UERJ), Cláudio de Morrison Valeriano (Dept. Mineral. e Recursos Minerais - UNESP), Eurico Zimbres (Dept. Geologia - UERJ), Salvador José Chrispim (Dept. Geologia - UERJ), Luís Sérgio Amarantes Simões (Dept. Mineral. e Recursos Minerais - UNESP), Miguel A. Tupinambã de Souza (Dept. Geologia - UERJ)

ABSTRACT

The Araxá-Canastra group, outcropping between Itaú de Minas and Carmo do Rio Claro cities, Minas Gerais state, is an allochthonous proterozoic metasedimentary unit that overlies and archaean basement and the low metamorphic Carmo do Rio Claro Sequence. This latter unit consists of metadiamicctites, slates, metagraywackes, quartzites and metasiltilites. The thrust fault contact is of late to post metamorphic character and truncates lithological boundaries. Main deformation assimetrical tight folding, observed only within the Araxá-Canastra group, with constant ENE vergence, an association with an E-W mineral lineation, and the presence of lenses of basement rocks separating these two metasedimentary sequences also support the anomaly of the contact between them. Another metagraywacke unit containing metabasites, BIF and ultramaphic schists with pods of chromitite, that occurs associated with Carmo do Rio Claro sequence, possibly belongs to the basement and may indicate another major thrust fault. Two sets of post-metamorphic gentle to open folds affect all the above mentioned lithological units.

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho apresenta os dados obtidos no mapeamento geológico da área situada entre as cidades de Itaú de Minas Gerais e Carmo do Rio Claro, realizado em conjunto por pesquisadores das universidades do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e Estadual Paulista (UNESP). Este trabalho de pesquisa foi realizado com financiamento do CNPq (processo 40.4121/85-UNESP) e do CEPUERJ (UERJ). Alunos de graduação das duas universidades participaram dos trabalhos de mapeamento durante a realização de estágios de campo nos anos de 1983 a 1987.

O trabalho foi realizado com o objetivo de elucidar as relações tectono-estratigráficas entre as sequências metassedimentares dos grupos Araxá-Canastra* e o que tem sido considerado como Grupo Bambuí por Fleischer e Schmidt (1978), Schmidt (1983) e Fonseca (1979). A caracterização da geologia estrutural deste conjunto metassedimentar, bem como sua relação com o metamorfismo também fazem parte do escopo deste trabalho.

(*) Utilizamos a denominação de Grupo Araxá-Canastra indicando que estas duas sequências fazem parte de um único ciclo tectônico sedimentar.

2. POSICIONAMENTO GEOTECTÓNICO E TRABALHOS ANTERIORES

A área estudada situa-se na extremidade meridional da Faixa Brasília (Marini et al., 1981), uma faixa de dobramentos proterozóica que bordeja o limite ocidental do Cráton de São Francisco (Fig. 1), com sua cobertura plataformal representada pelos metassedimentos pelítico-carbonáticos do Grupo Bambuí (Costa Branco, 1960).

As rochas mais antigas da área formam um embasamento gnáissico-migmatítico (Complexo Campos Gerais de Fonseca et alii, 1979) contendo faixas de metassedimentos em associação com xistos máficos e ultramáficos, denominados por Teixeira (1978) de Sequência Vulcano-Sedimentar do Morro do Ferro e caracterizada como uma sequência tipo greens tone belt.

Schmidt e Fleischer (1978) reconhecem uma super-estrutura alóctone formada por xistos verdes, micaxistos e migmatitos do Grupo Araxá (Barbosa, 1955); e por filitos, quartzitos e mármoreos do Grupo Canastra, que teria cavalgado o embasamento; e uma sequência de ardósias, conglomerados, quartzitos e calcários, aflorantes nos arredores de Carmo do Rio Claro, referida como pertencente ao Grupo Bambuí. A ocorrência das rochas do Grupo Araxá, mais metamórficas, sobre as do Grupo Canastra, menos metamórficas, é explicada por aqueles autores e por Teixeira e Danni (1978) através da disposição dessas rochas em forma de flanco invertido de nappe pós-metamórfica.

Teixeira e Danni (1978) detalharam a estratigrafia das rochas dos grupos Araxá e Canastra na região entre Itaú de Minas e Alpinópolis, separando-as em três sequências, da base para o topo: Sequência Itaú, composta por filitos e clorita-xistos com leitos de metacalcários; Sequência Serra da Ventania, composta por quartzitos muscovíticos e muscovita-xistos interestratificados, e por intercalações de rocha meta-piroclástica, sobreposta ao pacote principal de quartzitos, finamente laminados e com intercalações de muscovita-xistos no topo, que sustenta as cristas das Serras que vão de Itaú de Minas até Carmo do Rio Claro; e a Sequência Passos composta por gnaisses e granada-biotita-(cianita)-xistos.

Machado Filho et alii (1983) posicionaram os gnaisses e xistos da região de Passos dentro do Grupo Andrelândia (Ebert, 1956b), mantendo a denominação de Grupo Canastra para os filitos, metaconglomerados, biotita-xistos e quartzitos. Subdividiram em seis formações baseadas em critérios sedimentares e/ou metamórficos: Formação Desemboque, Formação Ilicínea, Formação Guapé, Formação Boa Esperança, Formação Tromenta e Formação Guarita. A observação de acamamento gradacional em quartzitos, da Formação Tromenta indicam que os mesmos estão em sua posição normal, discordando da proposta de outros autores de inversão estratigráfica. Além disso, consideram que os quartzitos laminados comumente posicionados no Grupo Canastra jazem sobre os xistos do Grupo Andrelândia (Grupo Araxá).

Outros trabalhos que enfocam a área estudada são: Oliveira et alii (1983); Morales et alii (1983); Schmidt (1983); Cavalcante et alii (1979); Fonseca et alii (1979) e Trouw et alii (1984).

3. UNIDADES LITOLÓGICAS

Na área considerada foram mapeados três conjuntos litológicos: uma sequência metassedimentar que corresponde ao Grupo Araxá-Canastra, estruturalmente sobreposta a uma sequência metassedimentar de baixo grau metamórfico aqui denominada de Sequência Carmo do Rio Claro, e um conjunto litológico correspondente ao embasamento (Complexo Campos Gerais e Sequência Vulcano-Sedimentar do Morro do Ferro). Ocorre ainda um conjunto composto por metagrauvacas e metabasitos com formações ferríferas associadas, denominado de Sequência de Base da Serra do Tabuleiro, e tentativamente posicionado no embasamento (Fig. 2).

3.1 EMBASAMENTO

O embasamento das sequências metassedimentares em questão é constituído por faixas vulcano-sedimentares do tipo greenstone belts, por ortognaisses de composição tonalítica a granítica mais ou menos de formados, por gnaisses migmatíticos e por anfibolitos. Várias zonas de cisalhamento com direções NW/SE e W/E conferem às rochas descritas acima uma textura milonítica e/ou cataclástica.

Maiores detalhes sobre os tipos litológicos e a análise geoquímica deste conjunto podem ser encontradas em Teixeira (1978), Teixeira et al. (1979a,b) e Schrank et alii (1984).

3.2 SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES

Na faixa de serras situadas entre as cidades de Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, os metassedimentos foram subdivididos em duas sequências que exibem características litológicas e posicionamento tectônico distinto (Fig. 2). Maiores detalhes e discussões sobre a natureza do contato e a relação estratigráfica entre estas duas sequências serão descritos adiante (item 6). Para efeito de simplificação descreveremos uma sequência denominada informalmente de Carmo do Rio Claro, e tectono-estratigraficamente sobre ela o Grupo Araxá-Canastra, sequência que engloba litologias descritas nos dois grupos.

Na base das serras do Formoso e das Posses, a norte da cidade de Fortaleza de Minas (Fig. 5), ocorre um nível composto por litologias típicas para o embasamento, separando a Sequência Carmo do Rio Claro e o Grupo Araxá-Canastra. Foram encontrados um biotita gnaisse com textura blastomilonítica, xistos ultramáficos (talco xisto e talco tremolita xisto) e pegmatitos.

3.2.1 SEQUÊNCIA CARMO DO RIO CLARO

Nas proximidades da cidade de Itaú de Minas (Figs. 3, 4 e 5) esta sequência metassedimentar compreende ardósias e/ou filitos sempre muito alterados, com coloração vermelha e amarelo-esverdeada e sobre os quais se desenvolve uma espessa cobertura de solo muito argiloso. Mármore cinzentos homogêneos e mármore bandados ocorrem como lentes nestas ardósias e/ou filitos. As jazidas de mármore desta área, fazem parte da Sequência Carmo do Rio Claro.

Caminhando-se para este, já ao sul da cidade de Alpinópolis (Fig. 6) desaparecem os bancos de mármore, e as ardósias e/ou filitos formam uma estreita faixa, constituindo o único tipo litológico encontrado nesta unidade. Os mármore encontrados a sul de Alpinópolis estão encaixados no clorita muscovita xisto da sequência superior (Figs. 3 e 6). Nos arredores da cidade de Carmo do Rio Claro (serras de Tromenta, do Barreiro, do Tabuleiro e baixada adjacente - Fig. 7), além das ardósias ocorrem as seguintes unidades metassedimentares clásticas, provavelmente indicando uma mudança faciológica:

[a] nas áreas de baixada que haviam sido mapeadas por Fleischer e Schmidt (1978) e Schmidt (1983) como ardósias, predomina um metadiamicrito que localmente grada lateral e verticalmente para metagrauvaca, metassiltito e ardósia. Contém seixos mal selecionados, com grau de arredondamento bastante variável, compostos por quartzitos, quartzo, filito, ardósia, micaxisto e gnaisse com diâmetro máximo de 30 cm, esparsos em matriz filítica a síltica. O grau de deformação dos seixos é muito variável, chegando localmente a desenvolver uma lineação de estiramento. Em alguns pontos observa-se estratificação gradacional primária no metadiamicrito, no sentido da diminuição do tamanho e frequência dos seixos, até chegar a metassiltitos, passando por metagrauvacas. O tamanho e a composição dos seixos varia a grosso modo, de SE para NW, sendo maiores e mais variados nos arredores da Serra da Tromenta e menores e menos variados à medida em que nos aproximamos da Serra do Tabuleiro (Fig. 7).

- [b] metaconglomerado quartzítico com intercalações de sericita-filito e quartzito micáceo: o metaconglomerado tipicamente possui seixos bem estirados de quartzo (subordinadamente de quartzito e filito), apresentando uma alternância de leitões centimétricos cinzentos devido a presença de minerais opacos finamente disseminados, e leitões esverdeados pela presença de sericita e clorita. Este litotipo ocorre interestratificado com sericita filitos esverdeados e cinzentos, e com um quartzito micáceo de granulação fina contendo grânulos de quartzo esparsos.
- [c] metarenito ortoquartzítico grosseiro com intercalações de ardósia: o metarenito é composto por grânulos de até 3 mm de diâmetro, bem arredondados e bem selecionados de quartzo, e mais raramente de feldspato, que em geral apresentam seu contorno clástico primário devido ao seu baixo grau de recristalização, sendo informalmente denominado de grânulo quartzito. Observa-se com frequência vênulas de quartzo. Localmente ocorrem níveis centimétricos com estratificação gradacional. Por sua característica, o grânulo quartzito possui aspecto maciço, distinto dos quartzitos sempre mais micáceos e plaqueados, com grau de recristalização maior, que são típicos dos grupos Canastra e Araxá. O grânulo quartzítico sustenta o topo das serras da Tromenta, Barreiro e Tabuleiro (Fig. 7).

3.2.2 GRUPO ARAXÁ-CANASTRA

Este conjunto de rochas se encontra sobreposto a Sequência Carmo do Rio Claro, e o contato entre estas duas unidades é provavelmente tectônico (ver item discussões). Por esta razão, em distintos pontos da área aqui considerada, esta sequência se inicia com um tipo litológico diferente (Fig. 3). Para melhor compreensão descreveremos a sequência mais completa, observada no trecho entre Itaú de Minas e Alpinópolis.

Esta sequência metassedimentar, se inicia com um (biotita) muscovita xisto com lentes centimétricas a métricas de um mármore bandado que geralmente contém clorita. Bancos de uma metagrauvaca, finamente laminada e com olhos de feldspatos, ocorrem intercalados no clorita muscovita xisto. Esta rocha foi denominada por Teixeira e Danni (1978), de rocha metapiroclástica. Os fragmentos que compõem o arcabouço desta rocha são de cristais subédricos de plagioclásio, que além da frequente geminação polissintética, exibem geminações complexas (albita-Carlsbad e provavelmente Baveno). Esta rocha contém ainda epidoto, clinzoisita, zoisita, biotita, muscovita, quartzo e acessoriamente titanita e minerais opacos. O fato do arcabouço desta rocha ser formado praticamente só por cristais subédricos de plagioclásio, bem como uma laminação muito fina e a sua ocorrência em um determinado nível do Grupo Araxá-Canastra, parecem sugerir uma contribuição vulcânica.

Sobre o muscovita clorita xisto ocorre uma sequência estratificada que geralmente se inicia com um quartzito com micas esverdeadas, com níveis de um quartzito muito fino e recristalizado com cores azul a cinza escuro, níveis de quartzo muscovita xisto e da metagrauvaca laminada. A sequência estratificada propriamente dita é composta predominantemente por um quartzo muscovita xisto prateado, com vários bancos de quartzito micáceo, quartzito fino e da metagrauvaca laminada. No trecho ao sul de Alpinópolis essa última rocha aumenta de espessura e passa a predominar sobre o quartzo muscovita xisto (Figs. 3 e 6).

O banco quartzítico principal, ocorre sobre esta sequência estratificada e compõem-se por : quartzitos micáceos, quartzito tipo "mil folhas", quartzito fino recristalizado com cores azul a cinzenta, e quartzito bandado. Este banco quartzítico principal sustenta a linha de serras que se estende desde Itaú de Minas até a Serra do Ferreira localizada a norte da cidade do Carmo do Rio Claro (Figs. 2, 4, 5, 6 e 7). Sobre o banco quartzítico principal ocorre um quartzo muscovita xisto com níveis finos de quartzito micáceo. No topo desta unidade foi identificada uma rocha metabásica esverdeada, composta por anfibólio da série tremolita-actinolita, clorita, plagioclásio albitico, quartz

zo e epidoto, na área de Alpinópolis. Nos arredores de Itaú de Minas (Fig. 4) o anfibólio encontrado apresenta um pleocroísmo verde-azulado mais intenso, tratando-se de um membro mais actinolítico da série tremolita-actinolita. Próximo a esta cidade, o metabasito aparece com uma espessura maior.

Este conjunto descrito acima vem sendo denominado de Grupo Canastra ou ainda Formação Canastra por Teixeira e Danni (1978).

Um gnaiss grosseiro, com fragmentos (provavelmente clastos) de microclina, quartzo, plagioclásio e de rochas graníticas, dispostos em uma matriz composta por biotita e muscovita, aparece sobre o conjunto acima, provavelmente iniciando uma sedimentação mais imatura e que já caracteriza o Grupo Araxá. Lentes de quartzito micáceo e de muscovita xisto ocorrem intercalados nestes gnaisses.

Sobre este gnaiss ocorre uma outra sequência estratificada composta predominantemente por muscovita biotita xistos, que podem apresentar granada almandina, cianita e estauroлита, de acordo com sua composição química e grau de metamorfismo. Bancos de gnaiss grosseiro, de muscovita quartzo xisto, de quartzitos micáceos, anfibólitos, calcissilicáticas e gonditos ocorrem interestratificados nos xistos. Este conjunto, de uma maneira geral é muito semelhante à Sequência estratificada do Grupo Andrelândia, tal como descrita por Trouw et alii (1986).

3.3 SEQUÊNCIA DA BASE DA SERRA DO TABULEIRO

Na base das serras do Tabuleiro e do Ferreira, situadas a norte da cidade de Carmo do Rio Claro (Fig. 7), foram encontrados alguns tipos litológicos cuja petrografia e associação merecem uma descrição detalhada. Neste local afloram uma metagrauvaca com fragmentos de plagioclásio, quartzo e minerais opacos em uma matriz clorítica, muito fina. Esta rocha quando alterada, adquire uma coloração avermelhada a amarelo-esverdeada, com aspecto xistoso, muito semelhante às ardósias e/ou filitos da sequência metassedimentar basal (Sequência Carmo do Rio Claro). Entretanto, ocorrem associadas à metagrauvaca outros tipos litológicos que não foram encontrados nas sequências metassedimentares. São eles: uma rocha metabásica com clorita, plagioclásio, epidoto e, em geral muito rica em sulfetos; formações ferríferas bandadas e maciças (à magnetita), filitos hematíticos, e corpos podiformes de cromitito envolvidos por rochas ultramáficas (talco xistos).

Esta sequência litológica parece representar rochas mais típicas do embasamento, que podem evidenciar a base de um contato tectônico entre porções da Sequência metassedimentar Carmo do Rio Claro. Maiores detalhes sobre o posicionamento deste conjunto, serão apresentados no item Discussões (item 6).

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Na faixa Carmo do Rio Claro-Itaú de Minas foram encontradas várias estruturas (dobras; clivagens de crenulação; clivagem ardosiânica; xistosidade; lineações de crenulação, mineral, de intersecção e de estiramento de seixos) que foram agrupadas, por suas características, estilo e orientação, em fases principais e fases tardias de deformação (Tab. 2). As fases principais foram responsáveis pelo desenvolvimento de dobras apertadas a isoclinais, e da clivagem e/ou xistosidade principal da área em questão. As fases tardias deformam esta clivagem principal, e somente localmente dão origem a clivagens penetrativas.

Outro aspecto importante que deve ser aqui ressaltado, se refere ao fato de que na Sequência Carmo do Rio Claro, não foram encontradas as dobras apertadas a isoclinais das fases de deformação principais, embora esteja presente uma clivagem e/ou xistosidade paralela à encontrada no Grupo Araxá-Canastra. Para melhor entendimento da distribuição e atitude dos elementos estruturais, devem ser consultados os mapas e estereogramas das figuras 4 a 8.

4.1 FASES PRINCIPAIS

Como já foi brevemente comentado acima, em toda a área mapeada observamos uma clivagem ardosiana nos quartzitos, mármore e na metagrauvaca do Grupo Araxá-Canastra; e nos quartzitos, ardósias e/ou filitos e metadiamicritos da Sequência Carmo do Rio Claro.

Associados a esta clivagem principal foram encontradas duas gerações de dobras:

- A mais antiga (D_1) é representada por dobras isoclinais com uma clivagem ardosiana plano axial e uma lineação de intersecção associada. Os planos axiais possuem atitudes com mergulhos suaves para norte, enquanto os eixos variam desde a direção N-S até a direção W/NW-E/SE sempre com caimentos suaves. A estrutura final resultante é a clivagem S_1 paralela a superfície sedimentar S_0 ($S_0//S_1$). A mais nova (D_2) é caracterizada por dobras apertadas, que localmente se transformam ora em dobras abertas, ora em dobras isoclinais. Associada a este dobramento se desenvolve uma clivagem de crenulação plano axial, bastante apertada, e que nos micaxistos do Grupo Araxá-Canastra é a principal foliação tectônica encontrada. Em muitos afloramentos aonde estão em contato quartzitos e micaxistos verificamos a existência de um pequeno ângulo entre a clivagem de crenulação S_2 e o acamamento sedimentar subparalelo a S_1 . Este ângulo dá origem a uma lineação de intersecção sempre bastante presente na área considerada. Como este ângulo é pequeno pode-se considerar regionalmente que $S_0//S_1//S_2$ (Tab. 2).

Em vários afloramentos, especialmente nos bancos de mármore e nos quartzitos observamos o desenvolvimento de pequenas falhas associadas ao plano axial destas dobras, que são quase sempre assimétricas em "Z" olhando para W-NW. Os planos axiais tem mergulhos suaves para W-NW, e os eixos possuem caimentos suaves para NW-W ou SE-E. A distribuição destes elementos planares (S_0 , S_1 , S_2) está representada pelos estereogramas das figuras 4 e 7.

Associado as fases principais ocorre uma lineação mineral com direção W-E e caimento subhorizontal, e localmente uma lineação de crenulação nos xistos.

Já na Sequência Carmo do Rio Claro, não foram encontradas as dobras isoclinais e apertadas descritas acima, embora a clivagem ardosiana, subparalela ao S_0 também esteja presente. Além da clivagem ardosiana, observamos uma lineação de estiramento, com caimento suave para NW, detectada nos seixos do diamictito.

4.2 FASES DE DEFORMAÇÃO TARDIAS

As estruturas representativas das fases tardias foram subdivididas em dois eventos ((Tab. 2). Caracterizam o primeiro deles, dobras abertas com eixos de caimento suaves para a direção NW (em média $310/10$), e planos axiais de mergulhos íngremes para sul ($220/80$).

Nos xistos do Grupo Araxá-Canastra e nas ardósias da Sequência Carmo do Rio Claro, observamos uma lineação de crenulação L_3 e mais localmente uma clivagem de crenulação S_3 associada a esta fase. Nos quartzitos e mármore de ambas as sequências metassedimentares ocorre uma lineação de intersecção, entre S_3 e $S_0//S_1//S_2$.

Com frequência, nos quartzitos do Grupo Araxá-Canastra, ocorrem falhas e/ou fraturas associadas ao plano axial destas dobras.

Em escala regional, esta fase é a responsável pela grande estruturação sinformal que liga a linha de serras Itaú de Minas/Carmo do Rio Claro com as serras da área de Guapé e Capitólio (Fig. 1). A estrutura sinformal formada pelas serras do Ferreira e do Sapucaí logo a NE da área mapeada também pertence a essa fase.

Mega-siniformes e antifomes suaves, crenulações abertas com lineação de crenulação associada, caracterizam a última fase (D_4). Os eixos dessas dobras tem direção em torno da direção N-S e o plano axial possui mergulhos íngremes para este.

No quartzo mica xisto do Grupo Araxá-Canastra e na ardósia/filito da Sequência Carmo do Rio Claro, observamos as relações de superposição entre as fases tardias D_3 e D_4 . Nessas rochas, microdobras D_4 crenulam as superfícies S_3 e $S_0/S_1/S_2$ (Tab. 2).

Em escala regional, um representante dessa fase é o antiformal de Itaú de Minas, adjacente a zona de falha de Cássia (Oliveira et al., 1983). Trata-se de uma dobra assimétrica, com eixo na direção N-NW, com seu flanco Leste suave e flanco Oeste subvertical, no qual as lineações e eixos das dobras pertencentes as fases de deformação principal encontram-se rotacionados à posição subvertical (Fig. 4).

A tabela 2 sumariza e compara as estruturas deformacionais encontradas no Grupo Araxá-Canastra e na Sequência Carmo do Rio Claro.

5. METAMORFISMO

No trecho entre Itaú de Minas e Alpinópolis, o metamorfismo para o Grupo Araxá-Canastra progride desde a fácies xisto verde médio (zona da biotita) na porção este, até a fácies anfibólito, caracteriza da pela presença em xistos pelíticos de granada almandina, cianita e estauroлита (mais raramente) na porção noroeste da área considerada. Também as rochas metabásicas indicam um aumento de grau metamórfico para NW, uma vez que na área de Itaú de Minas o anfibólito torna-se mais rico no membro actinolita da série actinolita-tremolita, tornando-se mais abundante em detrimento de clorita.

A caracterização desta progressão metamórfica e o mapeamento de isógradas ficam prejudicados, uma vez que a ocorrência de um biotita gnaisse grosseiro, uma litologia estéril em termos de crescimento de minerais metamórficos diagnósticos, entre os xistos pelíticos do Grupo Araxá-Canastra (ver Figs. 4 e 5) dificulta o mapeamento da progressão do metamorfismo. Entretanto, não encontramos até o presente momento, nenhuma evidência de pulo metamórfico entre os metassedimentos do Grupo Araxá-Canastra. A questão da inversão metamórfica entre estas duas seqüências, tal como interpretado por alguns autores (Fleischer e Schmidt, 1978 e Teixeira e Danni, 1978), será abordada mais adiante no item Conclusões e Discussões.

Outro problema com relação ao metamorfismo se refere ao fato de aparentemente existir uma diferença de grau metamórfico entre o Grupo Araxá-Canastra e a Sequência Carmo do Rio Claro. Nesta última encontramos ardósias e metassiltitos muito finos, e quartzitos com um baixo grau de recristalização aonde podemos reconhecer ainda os contornos clásticos dos grãos. Em contrapartida, os xistos pelíticos e quartzitos do Grupo Araxá-Canastra mostram em geral um maior tamanho de grão e um grau de recristalização maior, conforme já descrito em Fleischer e Schmidt (1978). Do mesmo modo, a matriz da metagrauvaca e do diamictito não contém biotita (estilpnomelana foi encontrado em Ilícinea, a NE da área considerada), enquanto que a metagrauvaca finalmente laminada do Grupo Araxá-Canastra contém sempre este mineral.

Evidências de um metamorfismo retrógrado foram ainda encontradas, tais como a formação de bordos de sericita em cristais de cianita e estauroлита.

6. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Reservamos este espaço para apresentar as principais conclusões e discutir assuntos polêmicos que vem sendo levantados por diversos autores que já trabalharam na área considerada.

- a) Não foram encontradas diferenças estruturais e metamórficas que justificassem uma separação entre os grupos Araxá e Canastra, em acordo com o que já havia sido proposto anteriormente por Teixeira e Danni (1978). A maior frequência de quartzitos na parte basal desta seqüência, comumente chamada de Grupo Canastra, pode simplesmente representar uma fácies sedimentar mais proximal. De outro lado, a sedimentação mais imatura e com maior contribuição vulcânica ca—

- racteriza a Sequência Araxá. Por esta razão e pela idêntica evolução tectono-metamórfica adotamos o termo Grupo Araxá-Canastra.
- b] A Sequência Carmo do Rio Claro foi assim denominada por apresentar um conjunto metassedimentar de mais baixo grau metamórfico e com características litológicas e estruturais (Tab. 2) que a distinguem do Grupo Araxá-Canastra. Esta sequência se distribui desde a área de Itaú de Minas até Carmo do Rio Claro (Fig. 2), aonde atinge maior expressão em área, sempre separando os metassedimentos do Grupo Araxá-Canastra do embasamento. Esta sequência, denominada Grupo Bambuí (Fleischer e Schmidt, 1978; Fonseca et al., 1979 e Trouw et alii, 1984) se estende para nordeste, contornando fechamento do sinformal regional do Grupo Araxá-Canastra (Fig. 1) passando por Ilcínea, e chegando pelo menos até Guapé. Considerando que as litologias encontradas nesta sequência (especialmente o metadiarictito com estratificação gradacional que segundo Machado Filho et alii (1983) e Ribeiro (1984) se trata de um turbidito, e a metagrauvaca), não são típicas para o Grupo Bambuí, utilizamos esta denominação provisória, e sugerimos as seguintes possibilidades, como hipóteses de trabalho:
- Sequência autóctone e cronocorrelata ao Grupo Araxá-Canastra.
 - Continuação da sequência metassedimentar associada ao greenstone belt de Piuhi, e portanto interrelacionada a Sequência da base da Serra do Tabuleiro.
 - Sequência de bordo do cráton, cronocorrelata e/ou transicional ao Grupo Bambuí, propriamente dito.
- Para solucionar esta problemática, deve-se realizar o mapeamento detalhado da ligação desta sequência a norte da área de Guapé com a área de Piuhi, a fim de entender sua relação com as litologias típicas para o Grupo Bambuí que afloram mais a este desta área (Fig. 1).
- Outro ponto que deve ser aqui ressaltado se refere ao fato das jazidas de mármore da área de Itaú de Minas se encontrarem intercaladas nas ardósias da Sequência de Carmo do Rio Claro, embora também ocorram mármore nos xistos do Grupo Araxá-Canastra (ocorrências ao sul de Passos e Alpinópolis, Figs. 5 e 6).
- c] Podem ser listados os seguintes critérios que evidenciam o contato tectônico entre o Grupo Araxá-Canastra e a Sequência de Carmo do Rio Claro:
- Truncamento de várias litologias (Figs. 3 a 7) indicam que o contato basal do Grupo Araxá-Canastra é oblíquo em relação ao plano de estratificação original (S_0), que podem ser vistos comparando-se os perfis estruturais e as colunas das figuras 8 e 3.
 - A ocorrência, no segmento ao sul de Passos (Fig. 5) de uma lente composta por litologias típicas para o embasamento (como por exemplo xistos ultramáficos, pegmatito e gnaisses) entre o Grupo Araxá-Canastra e a Sequência Carmo do Rio Claro.
 - A ausência de dobras isoclinais a apertadas das fases principais na Sequência Carmo do Rio Claro (Tab. 2), sugerem que a foliação principal desta unidade seja a consequência de um estágio final da implantação da superfície de empurrão, e que as dobras acima citadas tenham sido formadas no Grupo Araxá-Canastra antes que estas duas sequências metassedimentares tenham sido colocadas em contato. Este fato corrobora a idéia de um maior grau metamórfico do Grupo Araxá-Canastra em relação a Sequência Carmo do Rio Claro, uma vez que o metamorfismo principal é sin-cinemático às fases principais de deformação (D_1 e D_2).
- d] Em relação as fases principais de deformação no Grupo Araxá-Canastra, as seguintes evidências sugerem um mecanismo de deformação progressiva associado a um cisalhamento dúctil de baixo ângulo que gerou dobras D_1 , progressivamente dobras D_2 , e culminou com a geração da superfície de empurrão entre este grupo e a Sequência Carmo do Rio Claro:
- A semelhança de estilos nas dobras D_1 e D_2 e sua variação na orientação dos eixos, apesar de uma assimetria constante indicando vergência geral para ENE.

- A ocorrência de uma lineação mineral com atitude muito constante (080-260/subhorizontal) em toda a área considerada.
 - A existência de falhas associadas ao plano axial das dobras D₂.
- e] A Sequência da base da Serra do Tabuleiro recebeu uma denominação especial por apresentar tipos litológicos que não foram encontrados no Grupo Araxá-Canastra, nem associados aos quartzitos da Sequência Carmo do Rio Claro. Estas litologias (formações ferríferas, corpos podiformes de cromitito e xistos ultramáficos associados a metagrauvas e metabásicas) são mais típicas para sequência Vulcano-Sedimentar do embasamento. Desta maneira, se consideramos uma lente de rochas do embasamento entre porções da Sequência Carmo do Rio Claro, devemos admitir a existência de empurrões que afetaram também esta sequência. Muito embora não possamos descartar de imediato a possibilidade das sequências Carmo do Rio Claro e base da Serra do Tabuleiro pertencerem a um único pacote vulcano-sedimentar e portanto passível de ser relacionável a Sequência greenstone belt de Piuhi (Schrank et alii, 1983, 1984) e/ou a Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro. Foram encontradas na região de Guapé (Trouw, informação verbal) rochas ultramáficas associadas a metagrauvas e grânulo quartzitos semelhantes as rochas da Sequência Carmo do Rio Claro. Assim, consideramos esta questão em aberto.
- f] Com relação a hipótese de inversão metamórfica entre os grupos Araxá e Canastra gostaríamos de tecer as seguintes considerações:
- Embora esta seja uma hipótese de trabalho, não podemos descartar a possibilidade da existência de isógradas oblíquas a estratificação sedimentar e com mergulhos íngremes, que portanto colocariam lado a lado graus metamórficos diferentes na mesma sequência metassedimentar. Desta maneira, um estudo mais detalhado do metamorfismo, incluindo o mapeamento de isógradas e o entendimento da relação metamorfismo x deformação, se fazem necessários para elucidação desta questão.
 - A solução de um flanco inverso de um mega anticlinal recumbente, proposta por Teixeira e Danni (1978) para explicar a questão da inversão metamórfica não nos parece correta, uma vez que a assimetria das dobras das fases principais (em "Z" olhando para NW) não é compatível com esta interpretação. Além disso, um outro argumento de ordem sedimentar e que poderia reforçar a hipótese do conjunto estar na posição normal, consideraria uma evolução de fácies proximais (Canastra) e distais (Araxá), o que nos parece mais compatível com a solução tectônica de uma bacia sedimentar.
 - Os minerais metamórficos são pré a cedo-D₂, e portanto a existência de uma dobra D₂ invertendo as isógradas metamórficas ou de empurrões tardios a fase D₂ ainda devem ser consideradas como hipóteses de trabalho.

7. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Centro de Produção da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - CEPUERJ e ao CNPq o financiamento deste trabalho de pesquisa. Agradecemos ainda aos alunos de graduação de geologia da UERJ e UNESP pela colaboração durante os trabalhos de campo, e aos colegas André Ribeiro, Fábio Paciullo, Norberto Morales e Rudolph Trouw pelas críticas e sugestões.








8. BIBLIOGRAFIA

- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, L.C.; CHIEREGATI, C.A.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; ROCHA, J.M. da & COUTINHO, M.G.M. - 1979 - Projeto Sapucaí, Mapa e Relatório Final. CPRM-DNPM, São Paulo.
- COSTA, M.T. & BRANCO, R.J.J. - 1960 - Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. Cong. Bras. Geol. 14, p. 6-10, Belo Horizonte.






- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A. & TOSATTO, P. - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Mapa e Texto Explicativo. DNPM, Brasília.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A. dos; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. & DE CASTRO, H.E.F. - 1983 - Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Geologia das Folhas Rio de Janeiro e Vitória, Rio de Janeiro.
- MORALES, N.; CARVALHO, S.G.; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M. A.F.; RODRIGUES, M.F.B.; SOARES, P.C. & ZANARDO, A. - 1983 - Geologia das Folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Re-zende, MG. Anais do 2º Simp. Geol. Prec. Minas Gerais, Bol. nº 3, p. 411-422, SBG, Minas Gerais.
- OLIVEIRA, M.A.F.; CARVALHO, S.G.; MORALES, N.; RODRIGUES, M.F.B. & ZANARDO, A. - 1983 - Geologia das Quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso. Anais do 2º Simp. Geol. Prec. Minas Gerais, Bol. nº 3, p. 506-512, SBG, Minas Gerais.
- SCHMIDT, W. & FLEISCHER, R. - 1978 - Estilo Estrutural do Precambriano do Sudeste de Minas Gerais. Anais XXX Cong. Bras. Geol., vol. 1, p. 431-433, Recife, PE.
- SCHMIDT, W. - 1983 - A Geologia do Grupo Araxá no Sudeste de Minas Gerais, Brasil, com ênfase ao "greenstone belt" de Fortaleza de Minas. Tese de Doutorado não publicada, Univ. Freiburg. Alem. Ocidental.
- SCHRANK, A.; PADILHA, A.V.; SICHEL, S. & SZABÓ, G.J.A. - 1984 - Roteiro da Excursão Komatiitos de Minas Gerais. Anais XXX Cong. Bras. Geol., vol. 12, p. 5335-5377, Rio de Janeiro.
- SCHRANK, A.; PONTES, H.D.A. & FANTON, J.J. - 1983 - Roteiro da Excursão ao Maciço de Piuhí, MG. Anais 2º Simp. Geol. Prec. Minas Gerais, nº 3, p. 506-512, SBG, Minas Gerais.
- TEIXEIRA, N.A. - 1978 - Geologia, Petrologia e Prospecção Geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG. Tese de Mestrado não publicada, Univ. de Brasília.
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. - 1978 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, Minas Gerais. Anais XXX Cong. Bras. Geol., vol. 2, p. 700-710, Recife, PE.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. & HEILBRON, M. - 1984 - Os grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como continuação dos grupos Canastra e Araxá. Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., p. 3227-3240, Rio de Janeiro.

FASES DE DEFORMAÇÃO PRINCIPAIS		FASES DE DEFORMAÇÃO TARDIAS	
D ₁	D ₂	D ₃	D ₄
<p>ESTRUTURAS</p> <ul style="list-style-type: none"> Dobras isoclinais. Clivagem ardósiana S₁. Lineação de intersecção. Empurrões(?) 	<ul style="list-style-type: none"> Dobras abertas. Clivagem S₂. Clivagem ardósiana S₁ + S₂. Lineação de intersecção, lineação mineral, lineação de crenulação. Empurrões. 	<p>GRUPO ARAXA-CANASTRA</p> <ul style="list-style-type: none"> Dobras e crenulações abertas. Clivagem S₃ em filitos e xistos. Lineação de crenulação. Lineação de intersecção. Falhas normais. 	<p>SEQUENCIA CARMO DO RIO CLARO</p> <ul style="list-style-type: none"> Mega-dobras suaves e crenulações abertas. Lineação de crenulação em ardósias. Falhas e fraturamento.
<p>ATIQUES</p> <ul style="list-style-type: none"> Eixos { N-S/subhorizontais } { NW-SE/subhorizontais } Lineação de intersecção (NW/subhorizontal 330/5) Lineação mineral S₂ e plano axial (W-WN/subhorizontal) 	<p>GRUPO ARAXA - CANASTRA</p> <ul style="list-style-type: none"> Eixos NNE/subhorizontais vistos na foliação principal e S a SW observados na clivagem S₃ Plano axiais subverticais. 	<p>SEQUENCIA CARMO DO RIO CLARO</p> <ul style="list-style-type: none"> Planos axiais/S₃-220/80 Eixos e lineações-310/10 	<p>TABELA III</p> <p>QUADRO ESTRUTURAL COMPARATIVO</p>
<p>ESTILO</p>	<p>ESTRUTURAS</p> <ul style="list-style-type: none"> Clivagem ardósiana e achatamento de seixos. Lineação de estiramento dos seixos. <p>ATIQUES</p> <ul style="list-style-type: none"> S₁ - caimentos suaves a horizontais para N-NNE. L. de estiramento - 310/subhorizontal 		



SEQUÊNCIA ARAXÁ-CANASTRA

-  Sequência estratificada: bi-musc-xisto, bi-xisto e (gra-ci) bi-gnaïsse, anfíb_ lito, quartzito micáceo, gondito, calcissilicática
-  Musc-bi-gnaïsse grosseiro, com lentes de mica-xisto e quartzito
-  Quartzo-anfibólito-clorita-xisto
-  Musc-filito ou xisto com ou sem clorita; com intercalações de quartzo-xisto e quartzito
-  Quartzito micáceo, qzto puro c/intercalações de musc-filito ou xisto
-  Metagrauvaca bandada (metapiroclástica)
-  Clorita-muscovita-calci-xisto com lentes de mármore (ca)



SEQUÊNCIA CARMO DO RIO CLARO

-  Clorita-quartzo-sericita-ardósia
-  Granulo-quartzito com intercalações de ardósias
-  Quartzo-conglomerado, filito cinzento, filito esverdeado, quartzo micáceo
-  Metadiamictito (polimictico mal selecionado com matriz micácea). Contém intercalações de metassiltito e metagrauvaca
-  Ardósia, filito (possivelmente calcíferos) com lentes de mármore (ca)





SEQUÊNCIA DA BASE DA SERRA DO TABULEIRO

-  Metagrauvaca e ardósia de composição básica
-  Formação ferrífera bandada (IT), filito hematítico, cromitito (cr)




EMBASAMENTO

-  Embasamento indiferenciado: gnaïsse migmatítico, granodiorito-gnaïsse, anfíb_ lito e sequência vulcano-sedimentar tipo "greenstone belts".  Ultramáficas encontradas ao longo do contato Araxá-Canastra.

ESTRUTURAS

-  Contato litológico - observado/inferido
-  Clivagem/xistosidade local
-  Falha de empurrão
-  Falha normal

FASES PRINCIPAIS

-  Lineação mineral
-  Eixo de dobras, crenulação, D₁ ou D₂
-  Lineação de intersecção

FASES TARDIAS



-  Eixo D₃, lineação de intersecção, Lineação mineral.
-  Lineação de crenulação D₄

TABELA I - LEGENDA DOS MAPAS

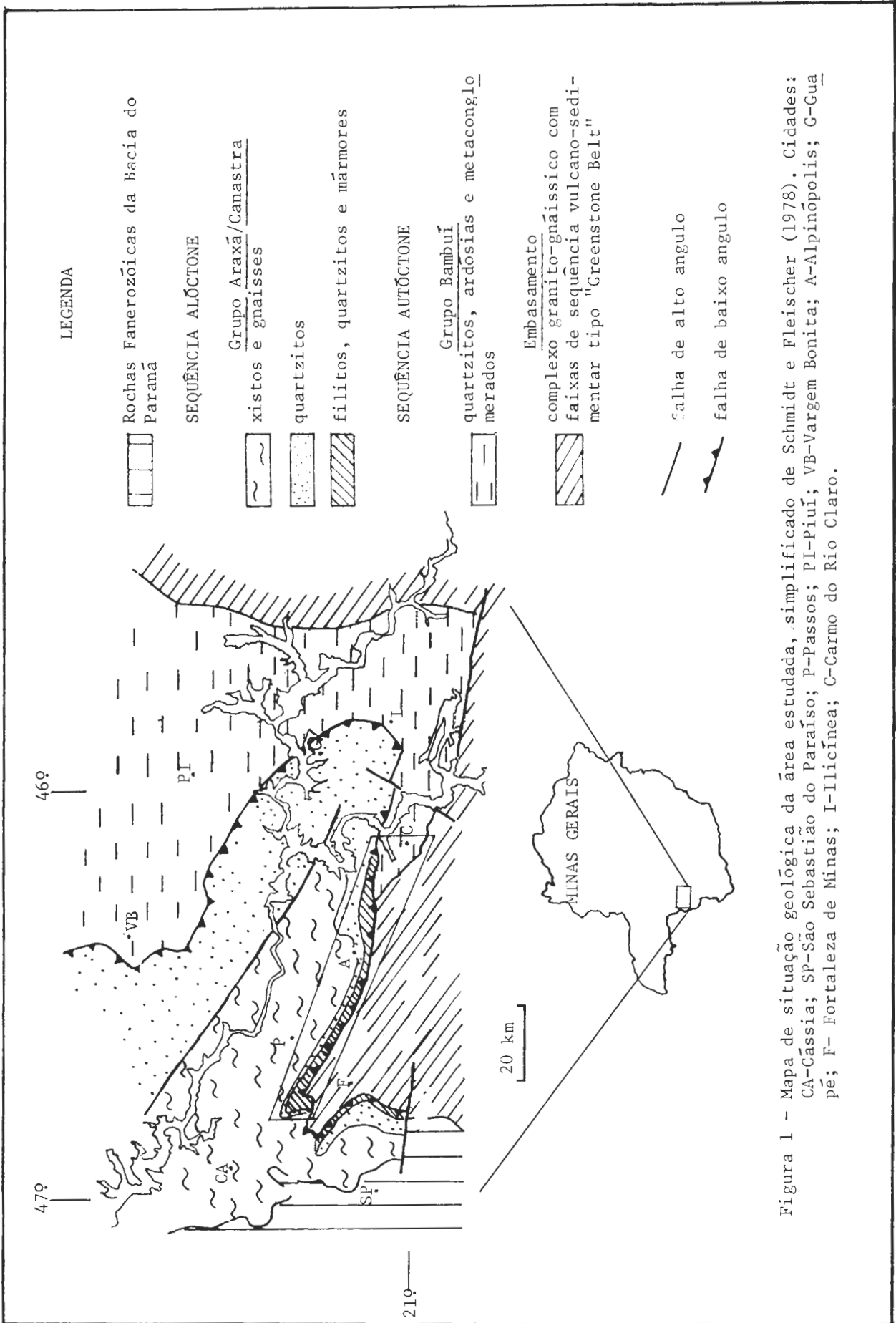


Figura 1 - Mapa de situação geológica da área estudada, simplificado de Schmidt e Fleischer (1978). Cidades: CA-Cássia; SP-São Sebastião do Paraíso; P-Passos; PI-Piui; VB-Vargem Bonita; A-Alpinópolis; G-Guaipé; F- Fortaleza de Minas; I-Ilicínea; C-Carmo do Rio Claro.

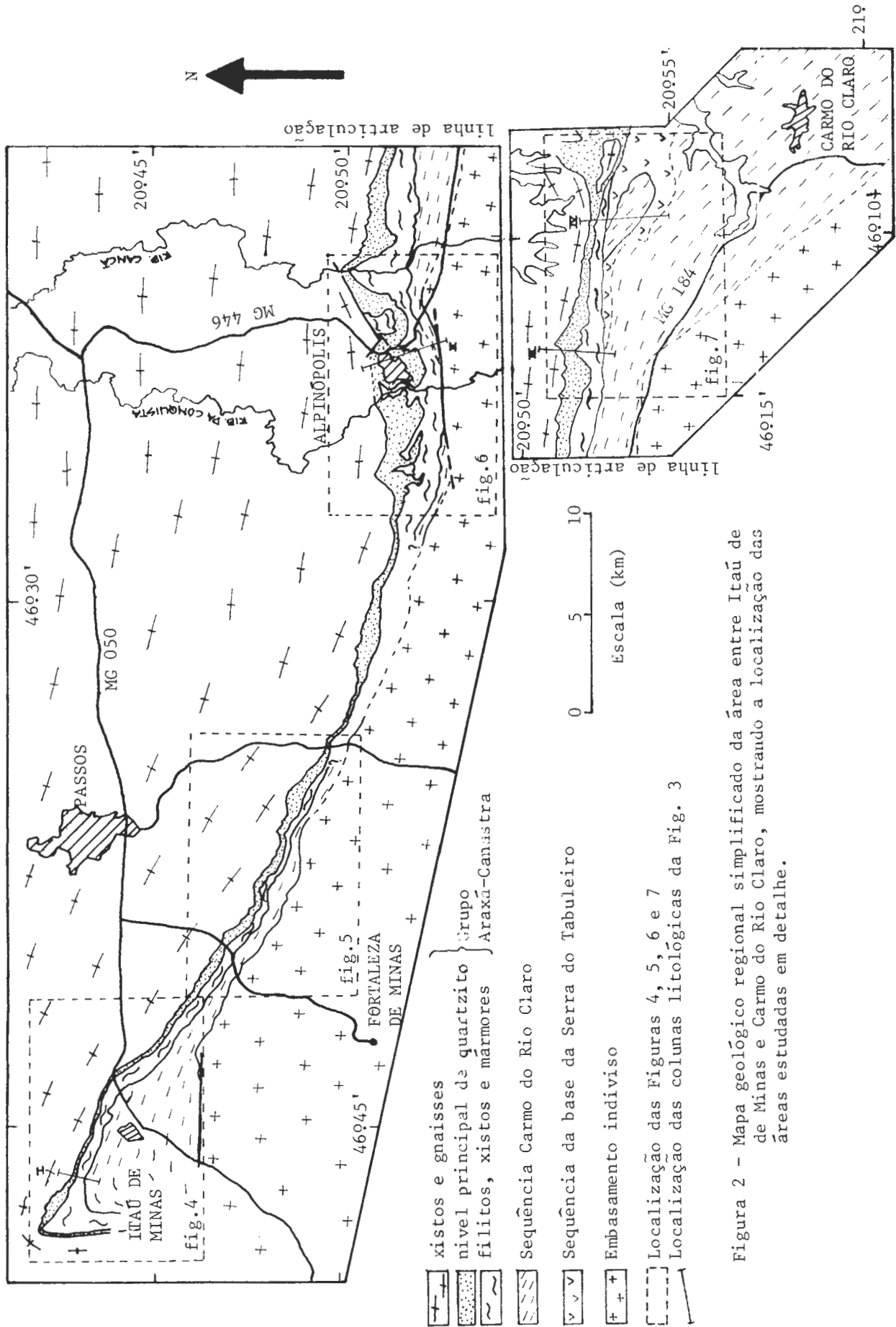


Figura 2 - Mapa geológico regional simplificado da área entre Itaipu de Minas e Carmo do Rio Claro, mostrando a localização das áreas estudadas em detalhe.

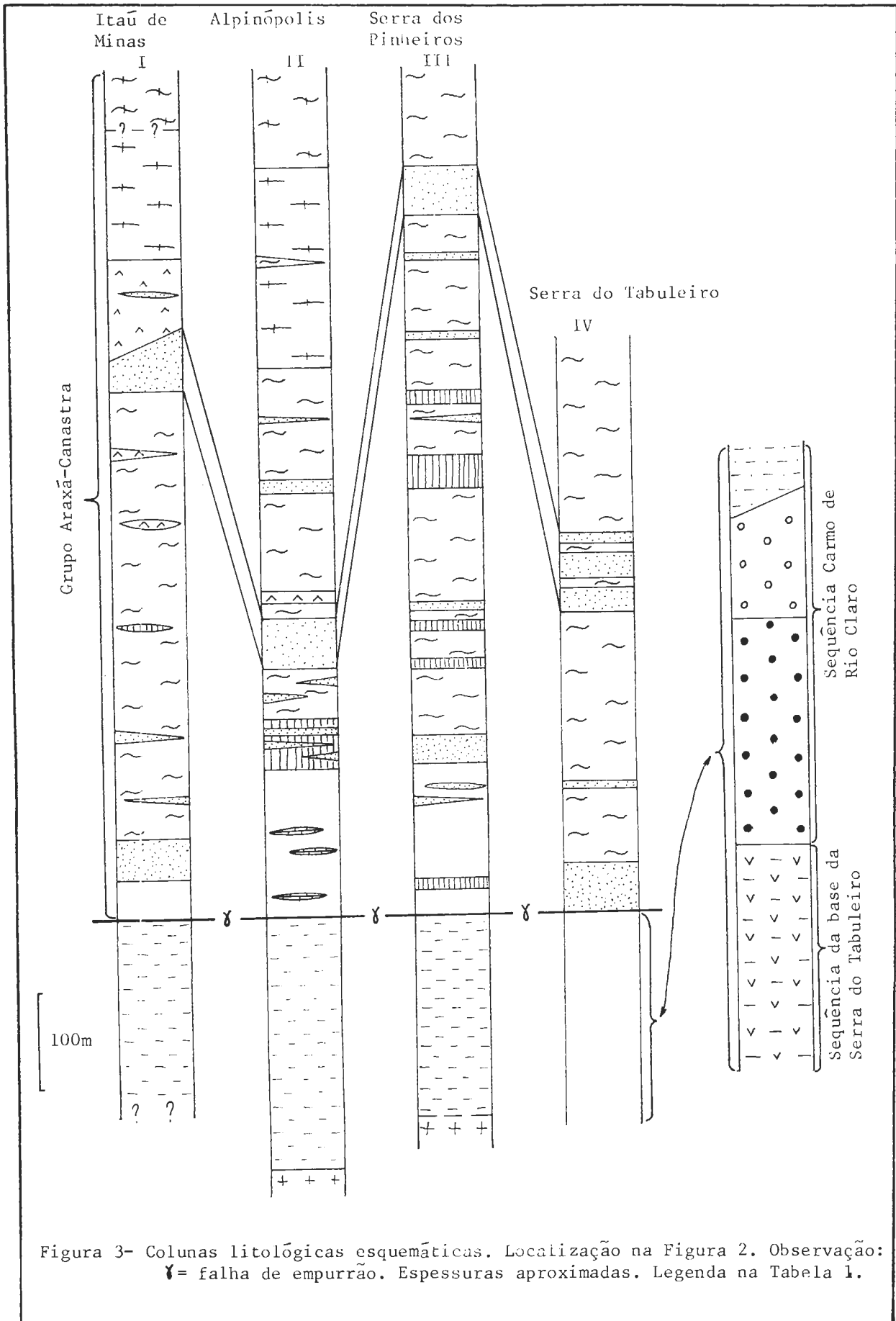


Figura 3- Colunas litológicas esquemáticas. Localização na Figura 2. Observação: γ = falha de empurrão. Espessuras aproximadas. Legenda na Tabela 1.

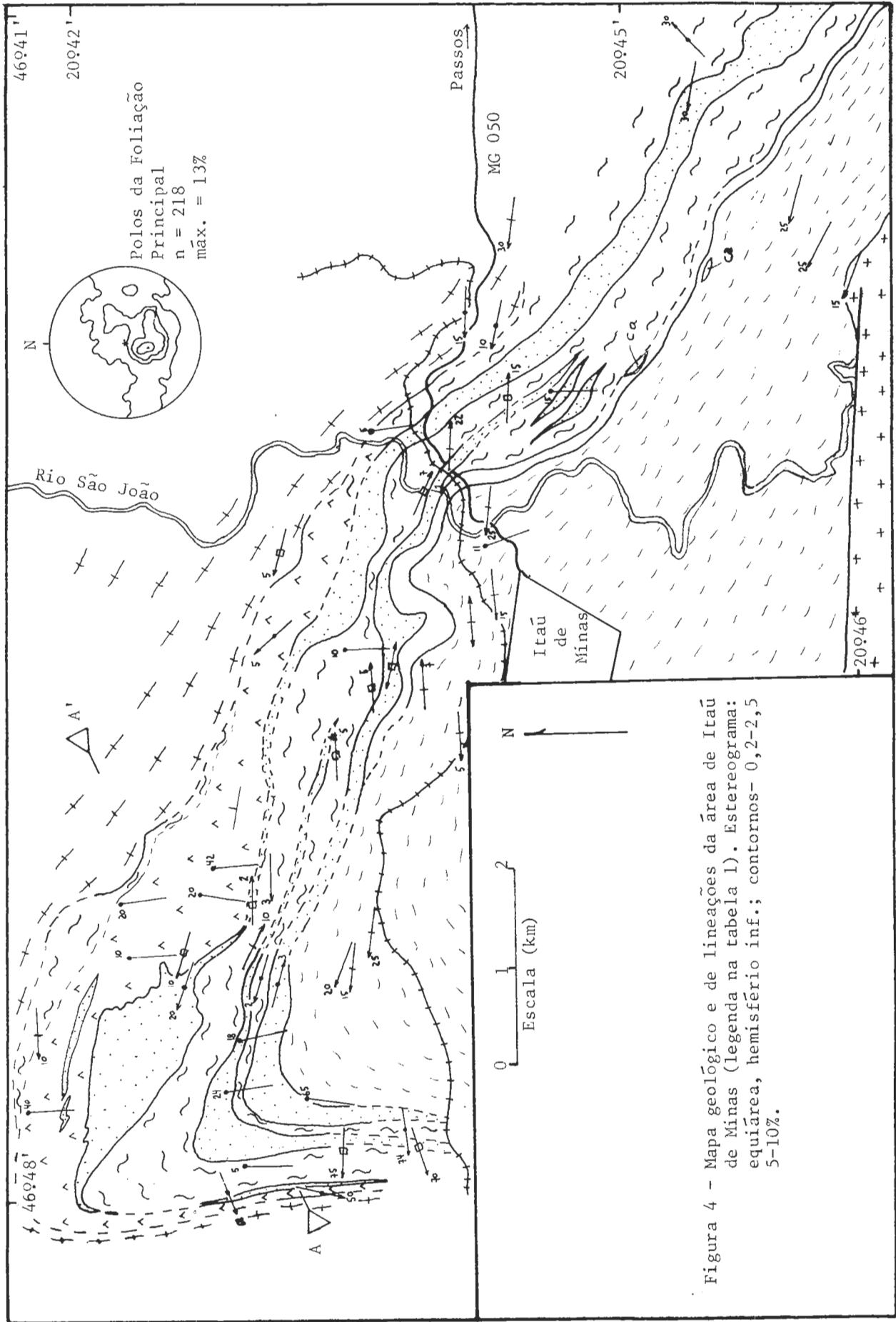


Figura 4 - Mapa geológico e de lineações da área de Itaipu de Minas (legenda na tabela 1). Estereograma: equiárea, hemisfério inf.; contornos- 0,2-2,5 5-10%.

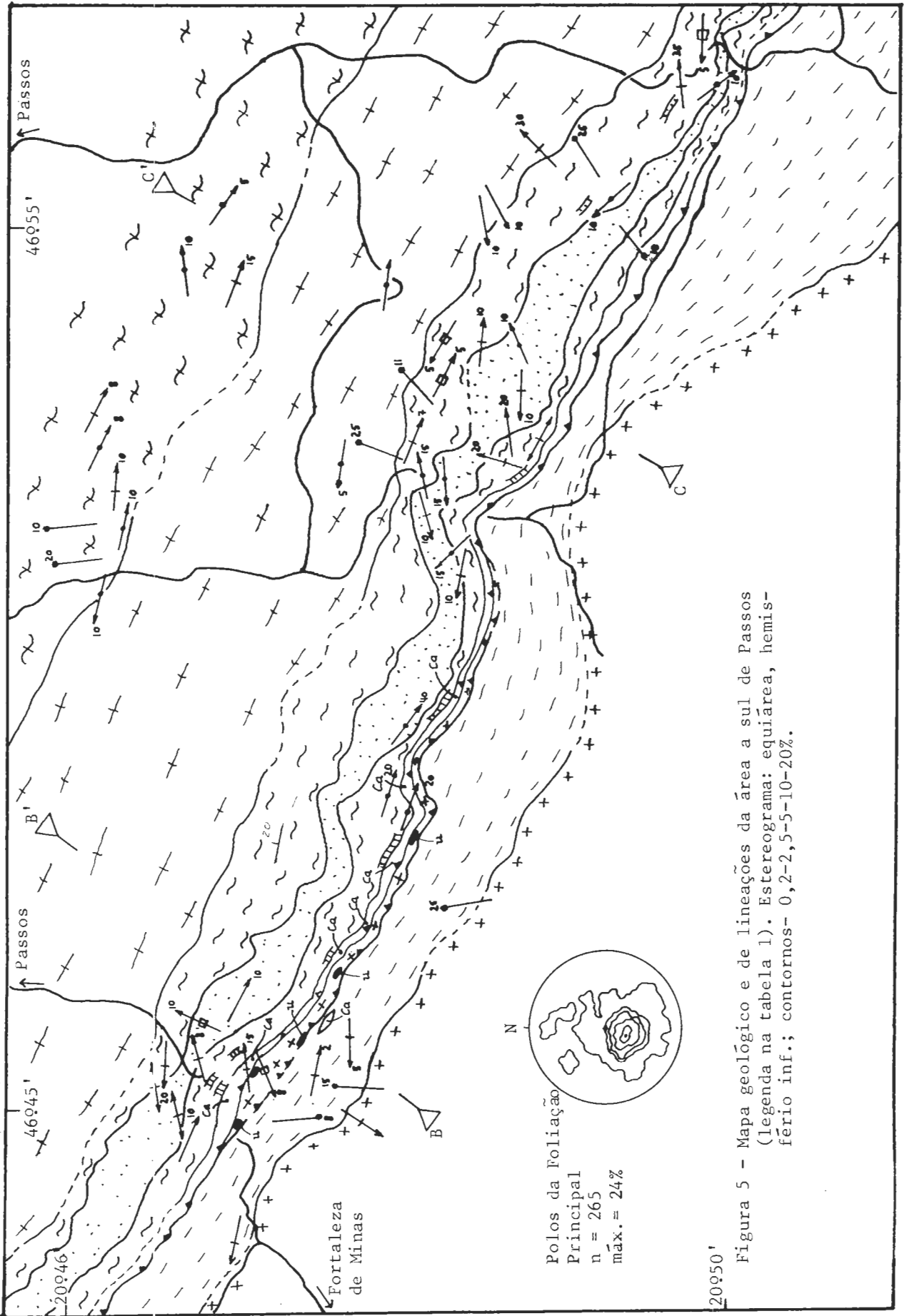


Figura 5 - Mapa geológico e de lineações da área a sul de Passos (legenda na tabela 1). Estereograma: equiárea, hemisfério inf.; contornos- 0,2-2,5-5-10-20%.

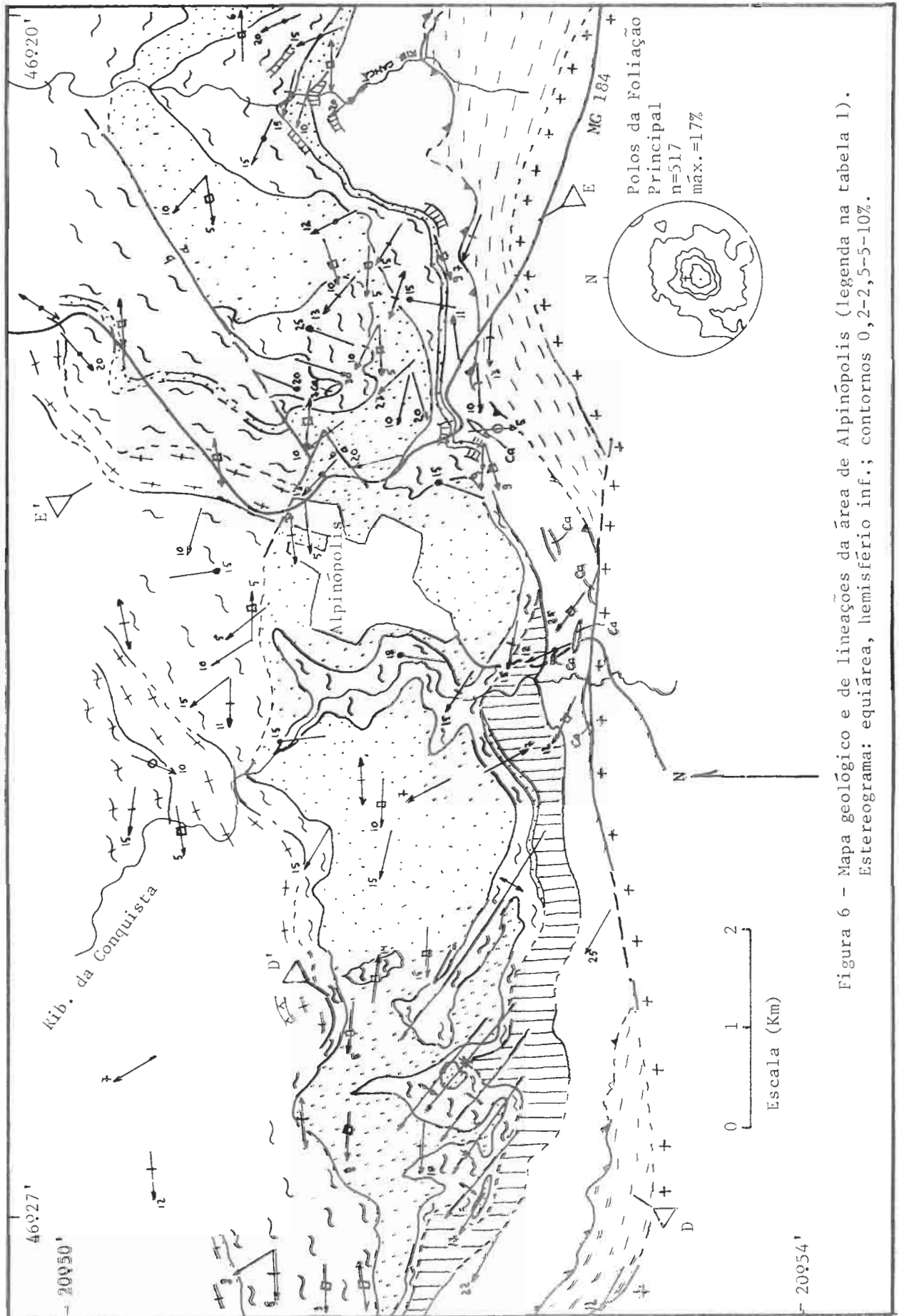


Figura 6 - Mapa geológico e de lineações da área de Alpinópolis (legenda na tabela 1).
 Estereograma: equiárea, hemisfério inf.; contornos 0,2-2,5-5-10%.

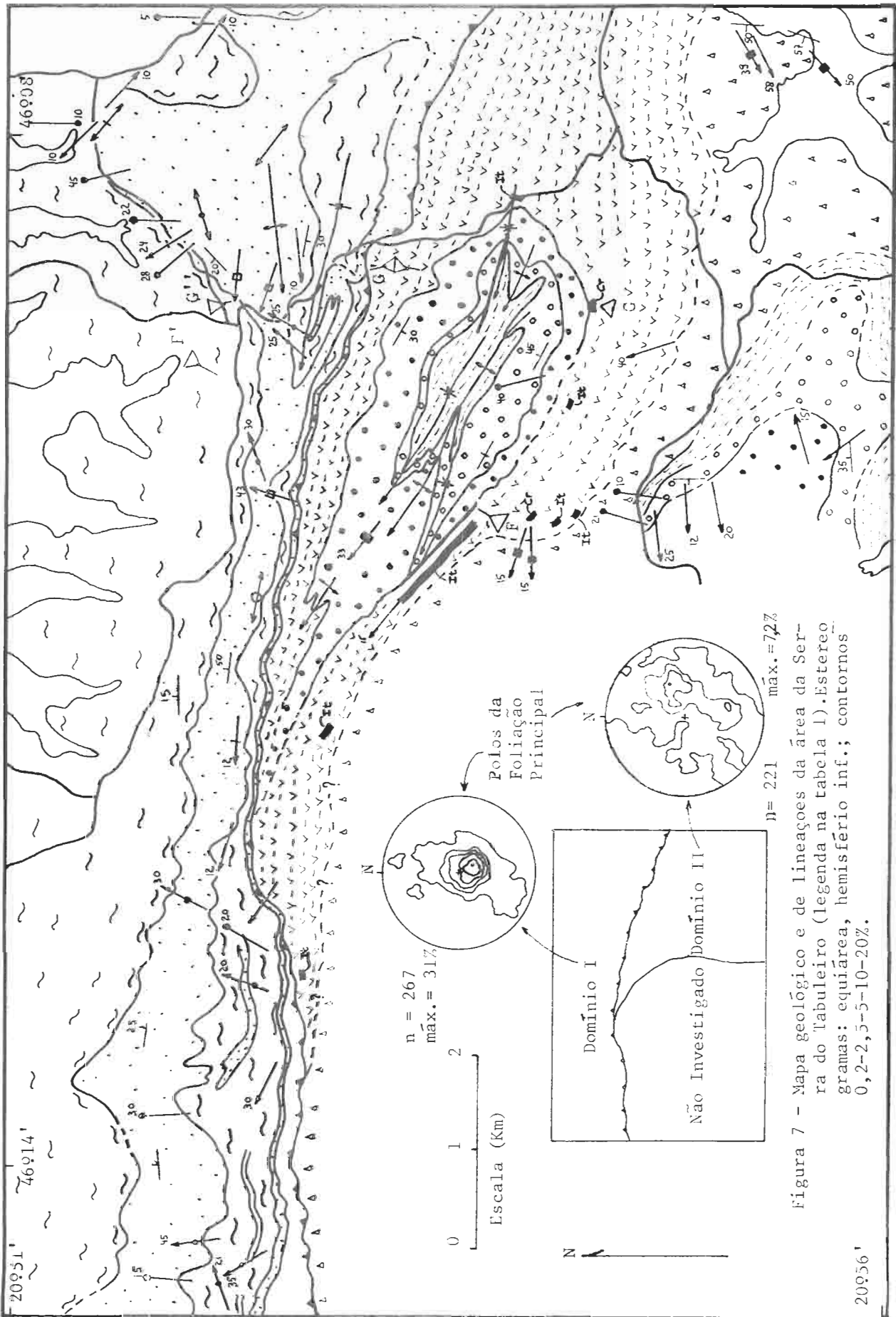


Figura 7 - Mapa geológico e de lineações da área da Serra do Tabuleiro (legenda na tabela I). Estereogramas: equiarea, hemisfério inf.; contornos 0, 2-2, 5-5-10-20%.

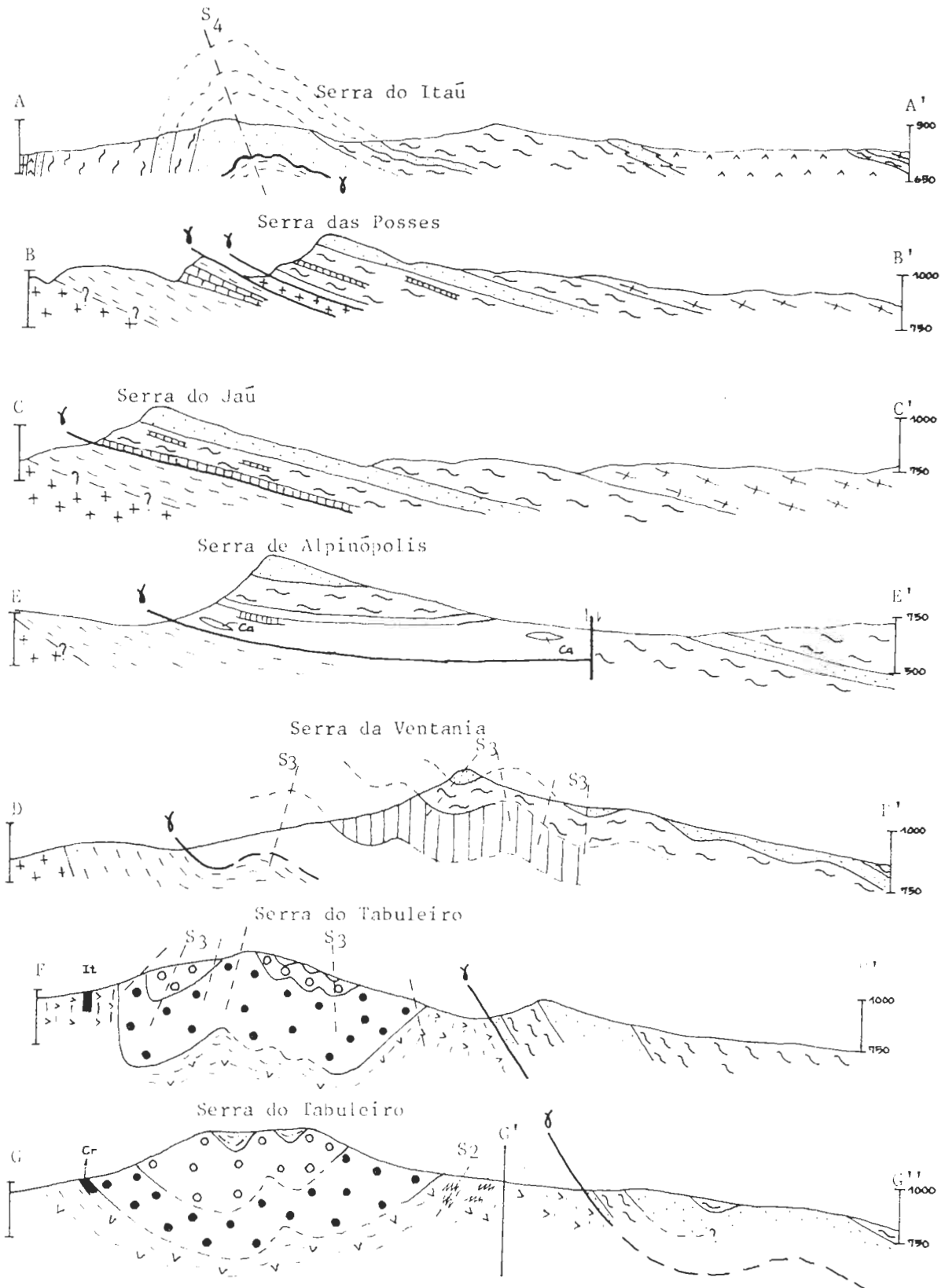


Figura 8 - Perfis geológicos esquemáticos indicados nas figuras 4(AA'), 5(BB' e CC'), 6(DD' e EE') e 7(FF' e GG'). Legenda na tabela 1. Obs. γ = falha de empurrão.

FACIOLOGIA E ESTRUTURAÇÃO TECTÔNICA DOS METASSEDIMENTOS COM DIAMICTITOS E JASPILITOS DA REGIÃO DE LAGOA FORMOSA - MG (GR. BAMBUI?)

Hildor José Seer, Lúcia Castanheira de Moraes e Antônio C. C. Fogaça
Instituto de Geociências - UFMG

ABSTRACT

Recent geological mapping at Lagoa Formosa region (Triângulo Mineiro) yield a good insight into the lithofacies assemblages and tectonic framework of an ancient (pre-Cretaceous) metasedimentary sequence.

The varied lithofacies, commonly showing complex stratigraphic relationships to each other, can be grouped into five broad associations: (1) hemipelagic stratified slates (mudstones/siltstones), (2) massive diamictites with local interlayered meta-siltstones/arenites beds, (3) stratified meta-mudstones/siltstones /arenites, (4) lenses of carbonatic rocks and, (5) laminated jaspilites.

Three main phases of folding are recognised, the first of which (D_1) was more intense and produced a regionally pervasive cleavage (S_1) and tight to isoclinal folds. In addition to D_2 and D_3 structures (mainly clevron folds, kink bands and crenulation cleavage), there are also numerous smaller reverse and wrench faults, some of them with development of minor shear zones.

The depositional assemblages of Lagoa Formosa metasediments are briefly discussed based on two major models: (a) continental shelf under glacial influence and, (b) continental shelf transitional to continental slope.

INTRODUÇÃO

No final de 1984 um grupo de professores do Departamento de Geologia da UFMG deu início a um trabalho de mapeamento de semi-detalhe na região de Lagoa Formosa (Triângulo Mineiro), com o intuito de estudar as rochas cretácicas da Bacia Sanfranciscana. No decorrer do mesmo, a sequência metassedimentar que compõe o substrato das rochas cretácicas,

chamou a atenção por suas características peculiares. Sem abandonar o objetivo inicial, os autores detiveram-se também no estudo desta sequência e os resultados obtidos até o momento são aqui apresentados.

Esta sequência pré-cretácica, de natureza essencialmente clasto-química tem sido denominada Formação Paraopeba (Menezes Filho et al., 1977) ou Sub-Grupo Paraopeba (Marini et al., 1984) de forma sistemática na região, porém, sem detalhamento geológico adequado. O termo Paraopeba inclui as Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré para os primeiros autores e, ainda, as Formações Jequitaiá e Serra da Saudade do Grupo Bambuí, para Marini et al. (op.cit.). Como se desprende das características litofaciológicas descritas abaixo, existem sérios problemas para uma correlação segura entre a sequência em questão e as formações referidas. Por este motivo, e até que se estendam os estudos para áreas mais amplas, é aqui adotada a designação informal de "Sequência Metassedimentar".

CARACTERÍSTICAS LITOFACIOLÓGICAS

Cinco associações de litofacies podem ser caracterizadas na região apresentada pela figura 1. Suas camadas têm mergulho preferencial para SW (atitude N14W:405W) o que evidencia uma variação faciológica de NE para SW. Porções destas associações não diferenciadas configuram terrenos de exposição muito ruim ou não estudados em detalhe.

Associação 1 - Constituída predominantemente de ardósias e ocasionalmente de filitos, esta associação é mais abundante nas porções nordeste e sudoeste da área investigada. As ardósias possuem clivagem bem desenvolvida e fraturas espaçadas frequentemente preenchidas por quartzo. São rochas argilo-siltosas, de cor cinza-esverdeada (violáceas ou avermelhadas quando intemperizadas) e a razão silte/argila é localmente muito alta; lâminas milimétricas de micrito podem estar presentes. Na verdade, as raras boas exposições indicam que são mais propriamente formadas por uma sucessão de lâminas milimétricas de argilito/siltito, sugerindo uma deposição hemipelágica. Os filitos, exibindo brilho sedoso nos planos de clivagem dado pela recristalização da sericita, são localmente grafitosos.

Associação 2 - Os metadiamicctitos concentram-se na porção oeste, centro e sul da região em questão. Possuem uma clivagem ardósiana bem desenvolvida e de padrão anastomosado (figura 3). Caracterizam-se por ampla predominância de matriz sobre seixos, com razão crescente até cederem lugar às ardósias. Quando pouco alterados são de cor cinza-esverdeada mas, em função do intemperismo acentuado, mostram tonalidades róseas, arroxeadas ou creme. A matriz é de natureza argilo/siltosa, argi

losa ou siltica (localmente carbonatada) e não raro congrega grãos de granulometria areia compostos de quartzo e chert. Grânulos, seixos e blocos (15 a 20 cm de diâmetro médio, excepcionalmente, 1m) constituem de 10 a 35% do volume da rocha. Mostram baixo grau de seleção, variam de subangulosos a subarredondados e localmente orientam-se segundo a superfície de clivagem. Os clastos predominantes são de metassiltito e metarenito fino; ocorrem também calcário, metassiltito e metarenito calcíferos, ardósia, arcósio e, muito subordinadamente, ganisse, granito, metassiltito laminado, metaparaconglomerado e jaspilito. Esporadicamente intercalam-se lentes ou camadas decimétricas de metassiltito / arenito nesta associação.

Associação 3 - Os metaritmitos restringem-se à porção leste da região mapeada. Camadas ou lentes centimétricas e decimétricas de paraconglomerado, arenitos grosseiros e finos e siltitos alternam-se continuamente com metargilitos (figura 4) compondo um clássico acamamento rítmico. Os conglomerados são francamente sustentados pela matriz, com seixos de diâmetro inferior a 3cm, de quartzo, metassiltito, metarenito e metargilito (clastos deste último podem ser mais propriamente descritos como lascas achatadas de argilito). Seu contato basal com as demais litologias é sempre brusco e erosivo. A relação seixo/matriz, bem como o tamanho dos constituintes, diminui progressivamente em direção ao topo, dando lugar a camadas maciças de arenito. Algumas vezes, estas passam a um arenito fino com laminação plano-paralela e a horizontes argilosos. Frequentes também nesta associação são as camadas de metarenito fino/siltito com laminações cruzadas. Estes depósitos configuram uma sequência turbidítica com ciclos incompletos de Bouma.

Associação 4 - As rochas carbonáticas formam uma sucessão de camadas de espessura decimétrica que mergulham continuamente para sudoeste, em concordância com o restante da sequência metassedimentar. No afloramento localizado a oeste de Chumbo, as camadas são de intracalcarenito cinza, intracalcirudito rosado e dolomítico e micrito maciço cinza. Esta associação carbonatada constitui uma unidade lenticular dentro da sequência metassedimentar, cujo desenvolvimento maior projeta-se em direção norte e nordeste, fora do âmbito da área investigada.

Associação 5 - É formada por jaspilitos que se distribuem em uma área de aproximadamente 5 km², nas cabeceiras do Córrego Barrocão, em uma sinforme com flancos que mergulham suavemente para sudoeste e nordeste e com eixo subhorizontal para noroeste (figura 5). Estas ocorrências são conhecidas desde 1882 quando, então, F.P. Oliveira montou ali uma fábrica para fundição de ferro que funcionou com sucesso duran

te alguns anos (Barbosa et al, 1970). Os jaspilitos, caracterizados por um bandamento rítmico de lâminas/lentes de hematita micrítica e quartzoza, às vezes com pellets e chert ferruginoso, constituem depósitos que alcançam até 5m de espessura. Aham-se em contato concordante com a Associação 3 (figura 6). As estruturas sedimentares preservadas são laminações cruzadas, fino bandamento dado pelas intercalações de lâminas de chert e hematita maciça com lâminas ricas em oólitos (?), intraclastos achatados de chert e grãos detríticos de silicatos, além de dobras de escorregamento (slumping) e marcas de carga (ondulações na base de camadas e rompimento das mesmas) - figura 7. Os jaspilitos aqui descritos representam uma formação ferrífera bandada da fácies óxido, tipo Lago Superior, de deposição característica em plataforma rasa e estável (Evans, 1985; Dimroth, 1976).

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Três principais fases de dobramento encontram-se impressas nos metassedimentos de Lagoa Formosa; sendo aqui caracterizadas em escala meso e microscópica de forma a se estabelecer suas interrelações angulares e idades relativas.

A primeira fase de dobramento- D_1 - expressa-se por uma clivagem ardosiária- S_1 -, com espaçamento submilimétrico e acha-se claramente desenvolvida sobretudo nos termos pelíticos. Na associação 2 manifesta-se como uma foliação irregularmente espaçada que contorna os seixos e adquire padrão anastomosado (fig.3). A posição espacial de S_1 modifica-se gradualmente de sul para norte (conforme fig. 2), seus planos variando de $N 05^\circ W; 52^\circ SW$ (fig. 8) a $N 22^\circ W; 48^\circ SW$ (fig. 9). Esta inflexão é mais pronunciada nas proximidades da localidade de Chumbo, quando a direção dos planos aproxima-se de E-W.

As dobras F_1 geradas durante D_1 são apertadas a isoclinais, de porte centimétrico, e seus planos axiais paralelizam-se à S_1 . Levando-se em conta os máximos para polos de S_1 e S_0 (fig. 8, 9 e 10) verifica-se que a interseção geral entre essas superfícies fornece uma linhação $02^\circ; S 11^\circ E$, a qual está próxima das medidas efetuadas em dobras F_1 (fig.11). Nos jaspilitos foram observadas dobras apertadas do tipo similar, de porte centimétrico (fig. 7b).

O metamorfismo que acompanhou D_1 foi de grau muito baixo, e responsável pela recristalização de quartzo nos metarenitos e formação de palhetas de sericita submilimétricas nas superfícies S_1 . Entre os produtos de natureza pelítica predominam largamente as ardósias.

As principais estruturas da segunda fase de dobramento - D_2 - são dobras em "chevron" e crenulações F_2 , às quais pode-se associar

uma clivagem de crenulação S_2 . As dobras F_2 apresentam amplitudes centimétricas e decimétricas e geralmente desenvolvem charneiras agudas. Seus eixos são subhorizontais, chegando a ser subaxiais com os eixos de F_1 (fig. 11). A direção de seus planos axiais oscila entre N 20° W e N 20° E, com mergulhos subverticais de 70° a 80° . Sinformes e antifformes com comprimento de onda da ordem de 200 a 300m e charneiras arredondadas podem estar associadas à D_2 (fig. 5). Algumas "kink bands" de amplitude centimétrica também podem ter sido geradas durante esta fase.

A clivagem S_2 tem ocorrência restrita a poucos afloramentos. Quando observada, apresenta-se com mergulhos subverticais, desenvolvendo planos milimetricamente espaçados. Nos jaspilitos e metarenitos a S_2 desenvolve clivagens de fratura, frequentemente invadidas por veios de quartzo (fig. 7a).

A terceira fase de dobramento- D_3 - caracteriza-se por crenulações e "kink bands" de amplitudes milimétricas a centimétricas, às quais pode associar-se uma clivagem de crenulação fracamente desenvolvida. A posição espacial de seus eixos é bastante variável, mas em geral com caimentos suaves a médios para os quadrantes NW e SW (fig. 11). A clivagem de crenulação S_3 apresenta direções subortogonais à S_1 e S_2 e mergulhos subverticais. O interrelacionamento entre as estruturas descritas (obtido a partir de dados oriundos de dois afloramentos de metarritmitos localizados a SE de Pindaibas) é ilustrado no bloco diagrama da figura 12.

Com relação à dinâmica dúctil-rúptil, constata-se a presença de raras falhas inversas, ao longo das quais desenvolveu-se uma foliação cataclástica, com mergulhos subhorizontais e padrão anastomosado. Um dos planos medidos mais expressivos, com faixa cisalhada de até 2m de espessura, localizado próximo à Lagoa Formosa, mostrou atitude N 25° E; 15° NW.

Foliações cataclásticas com mergulhos subverticais são observadas em vários afloramentos. Trata-se de faixas anostomosadas de poucos decímetros de largura, onde se verificam deslocamentos horizontais centimétricos acompanhados de "drag folds", ora dextrógiros ora levógiros. A posição espacial destas faixas varia de N 38° W a N 88° W e de N 46° E a N 86° E, ambas com mergulhos preferenciais de 70° a 80° para SE e SW, e com direção geral de cisalhamento em torno de E-W.

As dobras F_1 e F_2 definidas acima podem corresponder às dobras D_1 e D_2 de Campos Neto (1984), observadas para a região de Lagamar-Paracatu, a noroeste de Lagoa Formosa. Do mesmo modo as dobras F_3 podem ser correlacionadas com estruturas D_3 de Campos Neto (1984). Neste par

ticular ressalta-se que os elementos geométricos de algumas das dobras F_3 em Lagoa Formosa podem ter se desenvolvido também em fases posteriores à D_3 . Esta hipótese é levantada em virtude da escassez de padrões de superposição de dobramentos e pela dificuldade de se empregar o estilo e a orientação destas estruturas como critério para o estabelecimento de suas idades relativas.

Os falhamentos inversos observados devem corresponder a deslocamentos secundários de grandes falhas de empurrão com vergências para Este, como pode ser deduzido dos mapas geológicos e de Menezes et al. (1977) e Schobbenhaus et al. (1984). Segundo Campos Neto (1984) falhas inversas na região de Lagamar-Paracatu, teriam sido geradas numa fase de deformação B_3 , entre as fases de dobramentos D_2 e D_3 . Admitindo-se correlação estrutural de Lagoa Formosa com a região estudada pelo autor citado, estas falhas podem ter sido geradas entre D_2 e D_3 . Estas relações, contudo, somente poderão ficar plenamente estabelecidas com a ampliação dos estudos estruturais em áreas adjacentes.

As faixas cataclásticas subverticais podem estar relacionadas a lineamentos transcorrentes de direção geral $N 40^\circ W$, tais como a "falha de Pirapetinga" e a "falha da Canastra" (Barbosa et al, 1970), ambas localizadas a SW de Lagoa Formosa.

MODELOS PALEOAMBIENTAIS

O conhecimento da interrelação entre os sistemas deposicionais agrupados em associações distintas neste trabalho, depende sobretudo de uma interpretação do arcabouço estratigráfico a nível mais regional. Contudo, as diversas observações aqui reunidas apontam para uma análise inicial centrada em duas interpretações paleo-ambientais: 1. Plataform - mal com ação de geleiras e 2. Plataform al com transição para talude continental.

O modelo 1 é favorecido apenas pela presença de diamictitos (tilitos ?) num contexto de plataforma. Rochas com características semelhantes descritas na literatura são de ampla ocorrência e interpretadas por Dardenne (1981) como depósitos glaciais situados na base do Grupo Bambuí. No entanto, não foram observados seixos estriados e facetados que, segundo Dardenne (1981) são comuns naqueles tilitos e, apesar das frequentes intercalações de paraconglomerado e ardósias, não foram observados seixos pingados nestas últimas.

Um dos melhores argumentos ao modelo 2 é a disposição faciológica da sequência, indicando facies de plataforma marinha rasa a nordeste (calcários e jaspilitos) que transicionam para facies de água mais profunda a sudeste (diamictitos em acumulações tipo leque submari

no e turbiditos). Esta distribuição fica evidenciada também pela presença de clastos de calcáreo e jaspilito em diamictitos associados aos ritmitos (fig. 1). Por outro lado, a disposição espacial dos turbiditos, mais próxima da região plataformal do que os diamictitos, aparentemente configura uma distribuição inversa aos modelos deposicionais registrados na literatura. Este fator complicador, contudo, pode ser decorrente de interrelações sin-deposicionais muito complexas e ainda pouco compreendidas, tais como mudanças na taxa de sedimentação, variações do nível do mar e influências de barreiras paleogeográficas.

Entretanto, os resultados obtidos - num contexto restritivo devido a descontinuidade física entre os afloramentos e o grau de intemperismo a que foram submetidos estes metassedimentos - indicam variações estratigráficas laterais consideráveis e evidenciam a distribuição de associações faciológicas diferentes em partes diferentes da bacia. Isto, de certa forma, contribui para elevar o grau de dificuldade na interpretação paleo-ambiental da sequência de Lagoa Formosa.

AGRADECIMENTOS

Os trabalhos de campo foram realizados com apoio do CNPq, PROC. nº 401980/85. Os autores são gratos aos alunos Ricardo Augusto Custódio Souza, Senira da Silva Kattar, Geraldo Guimarães Vieira e Octávio Machado Neto, pelo auxílio nos trabalhos de campo e de laboratório.

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. E. & CUNHA, C. A. B. R., 1970 - Geologia da Região do Triângulo Mineiro. DNPM, Bol. 136, R. Jan.
- CAMPOS NETO, M. C., 1984 - Geometria e fases de dobramentos brasileiros superpostos no oeste de Minas Gerais, Rev. Bras. Geoc. 14(1):60-68.
- DARDENNE, M. A., 1981 - Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. Anais Simp. Craton São Francisco e Faixas Marginais: 140-157.
- DIMROTH, E., 1976 - Aspects of the sedimentary petrology of cherty iron-deformation, In: WOLF, K. H. (ed) - 1986 - Handbook of Stratiform and stratiform ore deposits. Elsevier Sc. PUBL. COMP.
- EVANS, A. M., 1980 - An Introduction to Ore Geology. (Geosc. Texts. Vol. 2). Blackwell Scientific Publications. 231p.
- MARINI, O. J., FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A. & DANNI, J. C. M., 1984 - Província Tocantins - setores central e sudeste. In: O Pré Cambriano do Brasil. Ed. Edgar Blücher Ltda.
- MENEZES FILHO, M. R., MATTOS, G. M. & FERRARI, P. G., 1978 - Projeto Três Marias. Relatório Final, DNPM-CPRM, 6 bol. (inédito).
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E. (coord.), 1984 - Geologia do Brasil. DNPM, Brasília.

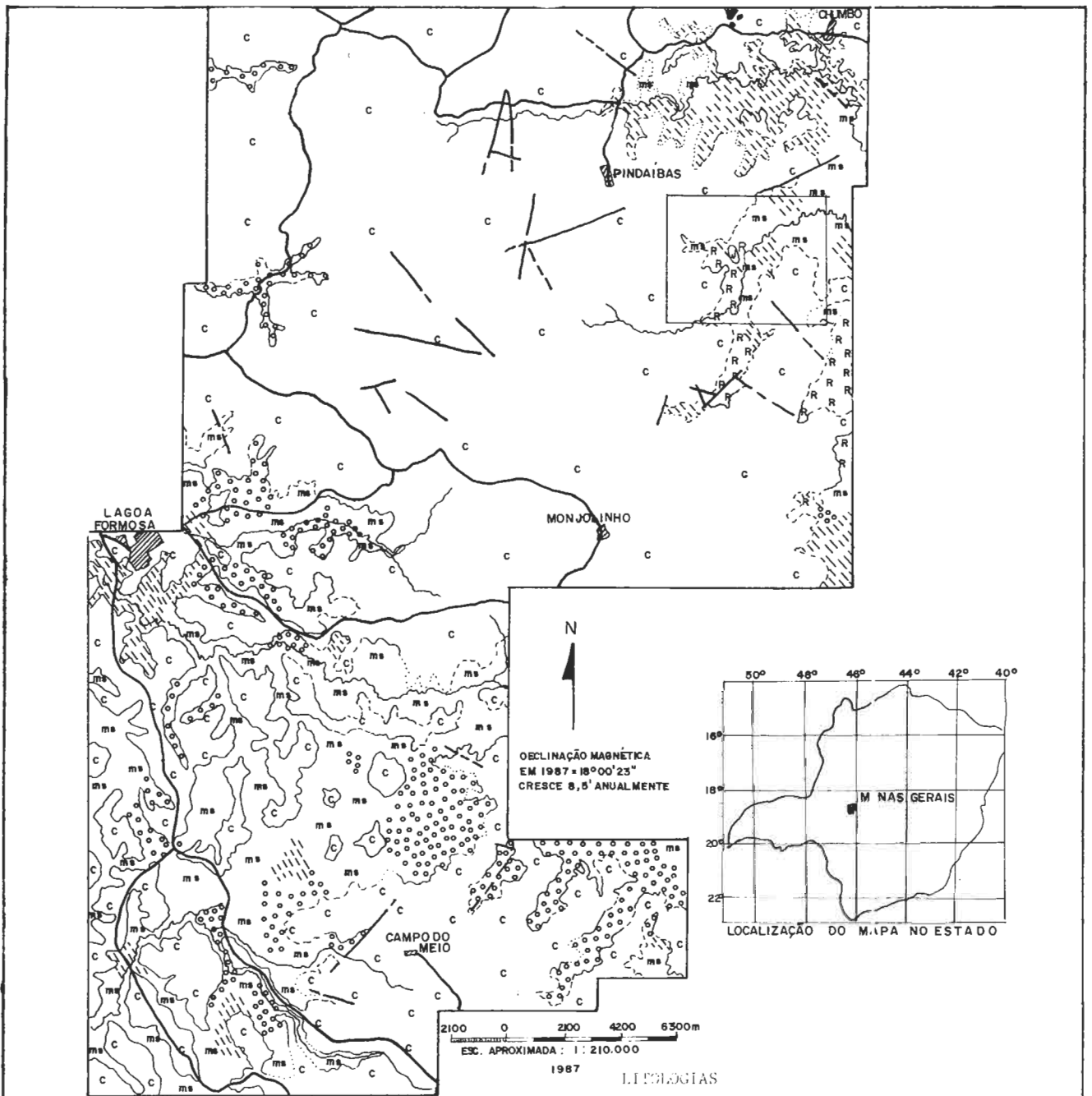


Figura 1 - Mapa da distribuição de litofácies da Sequência metasedimentar na região de Lagoa Formosa - MG

LEGENDA
CONTATOS LITOLÓGICOS

- Observado
- - - - Aproximado
- Inferido

FALHAS

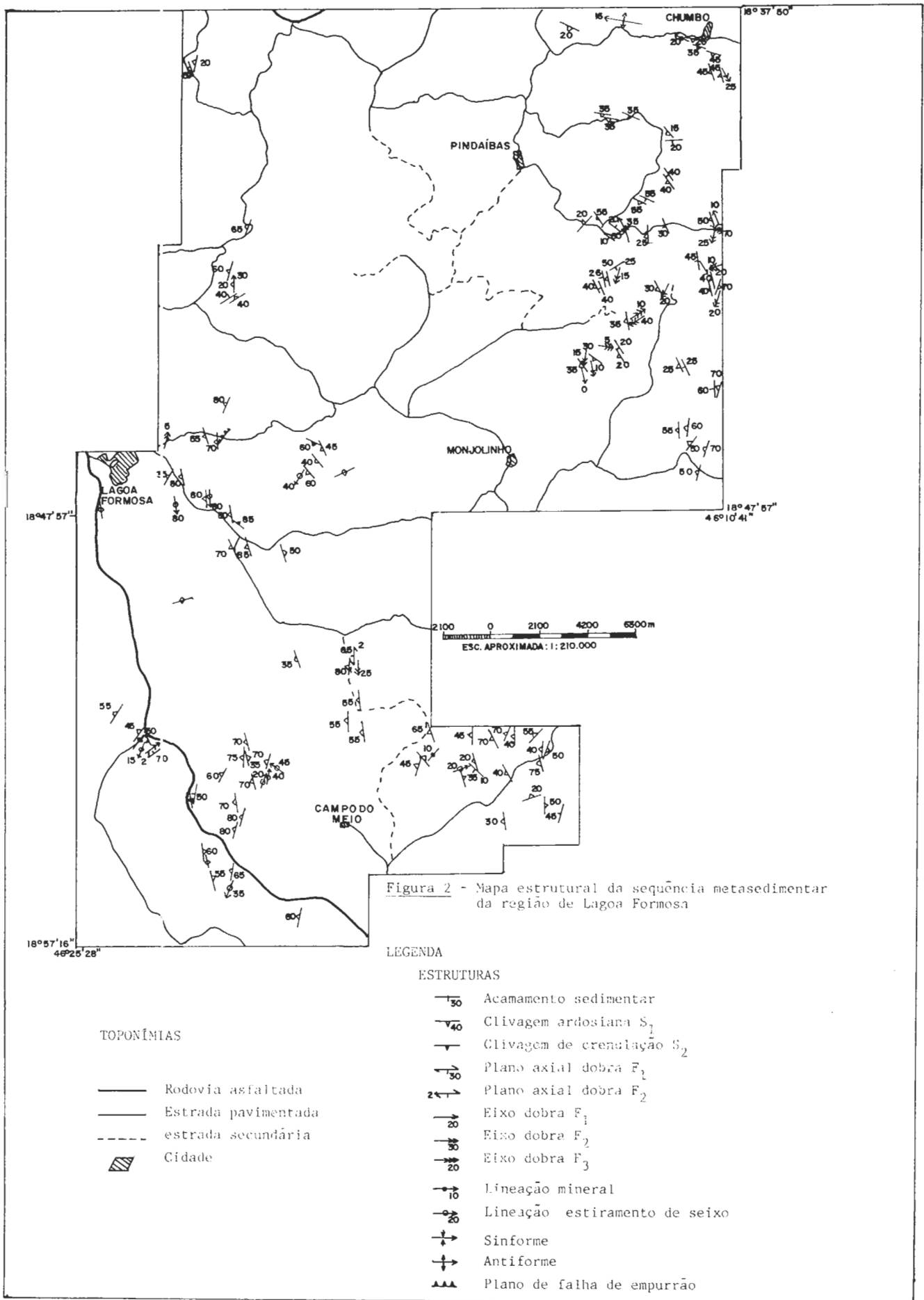
- Indiscriminada
- - - - Inferida

TOPONÍMIAS

- Rodovia asfaltada ou pavimentada
- Drenagem
- ▮ Cidade
- Localização da figura 5

LITOLÓGICAS

- ▮ c Coberturas Cretácicas e Terciárias/Quaternárias.
- PROTEROZOICO SUPERIOR
- SEQUÊNCIA METASEDIMENTAR
- ▮ ms Sequência Metasedimentar indiferenciada
- ▮ Ardósias
- ▮ Metadiascititos
- ▮ R R Metarritmitos
- ▮ Metacalcário/dolomitos
- ▮ J Jaspilito



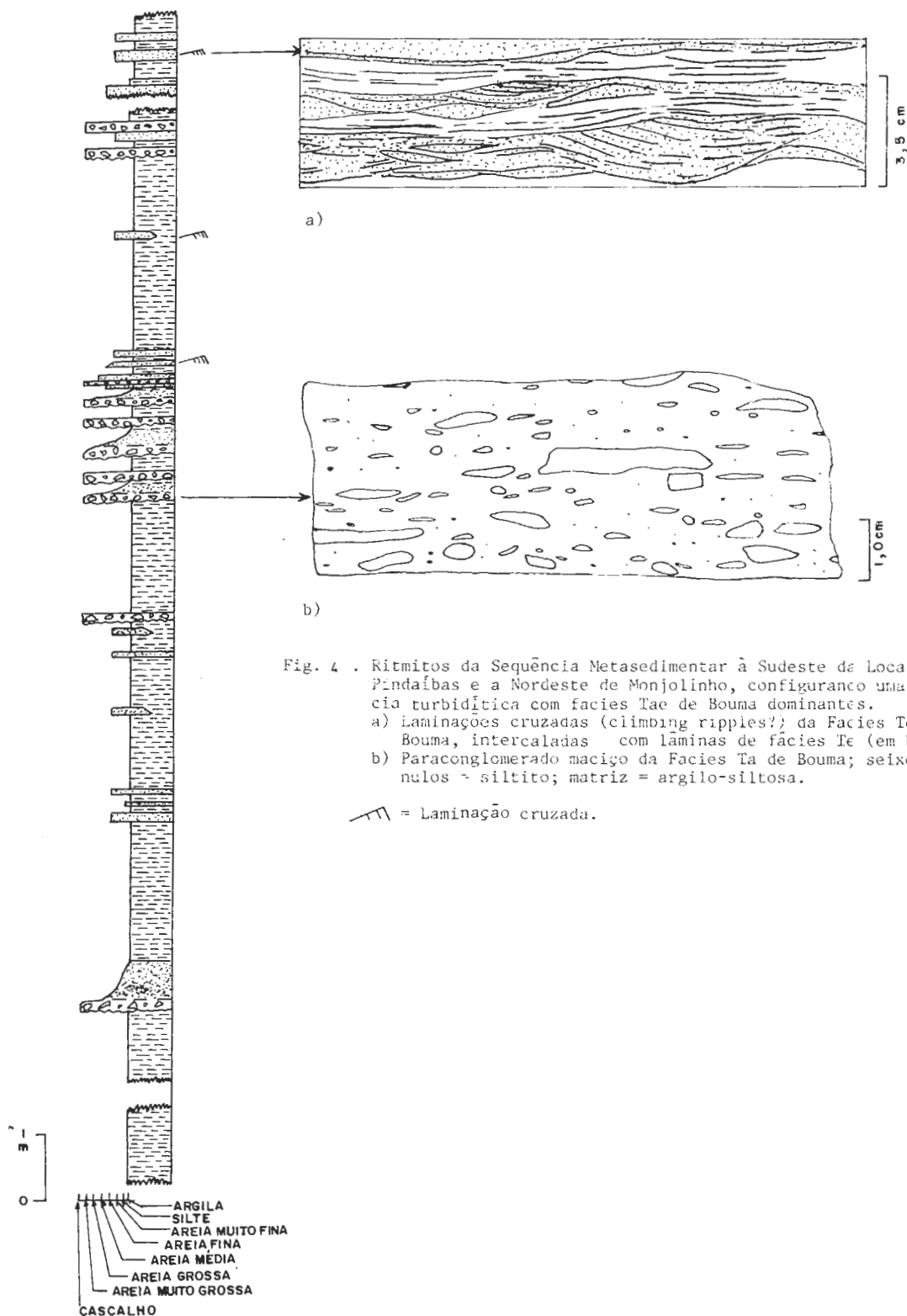


Fig. 4 . Ritmitos da Sequência Metasedimentar à Sudeste da Localidade de Pindaibas e a Nordeste de Monjolinho, configurando uma sequência turbidítica com facies T_{ae} de Bouma dominantes.

a) Laminações cruzadas (climbing ripples?) da Facies T_c de Bouma, intercaladas com lâminas de facies T_e (em branco).

b) Paraconglomerado maciço da Facies T_a de Bouma; seixos e grânulos - siltito; matriz = argilo-siltosa.

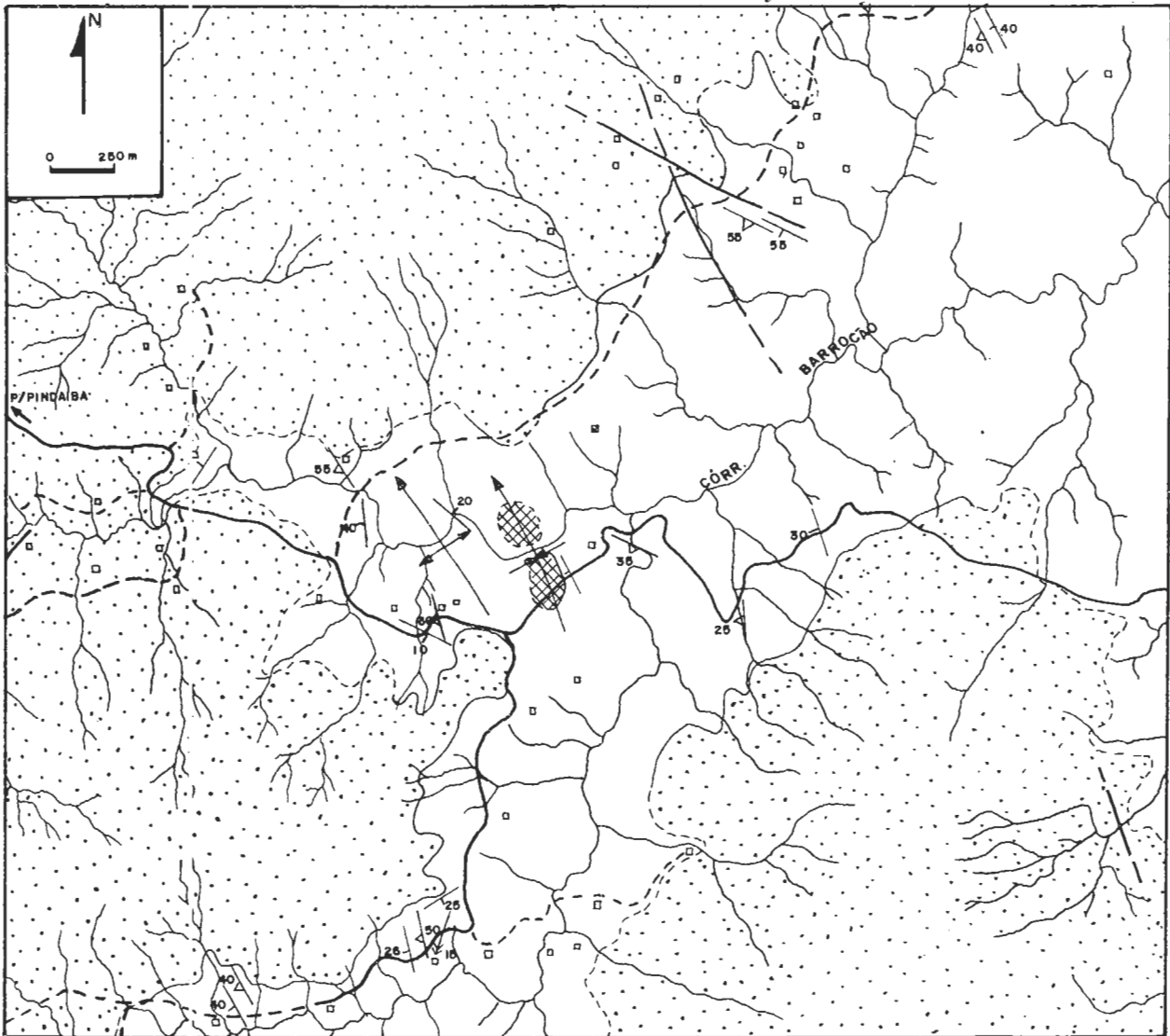
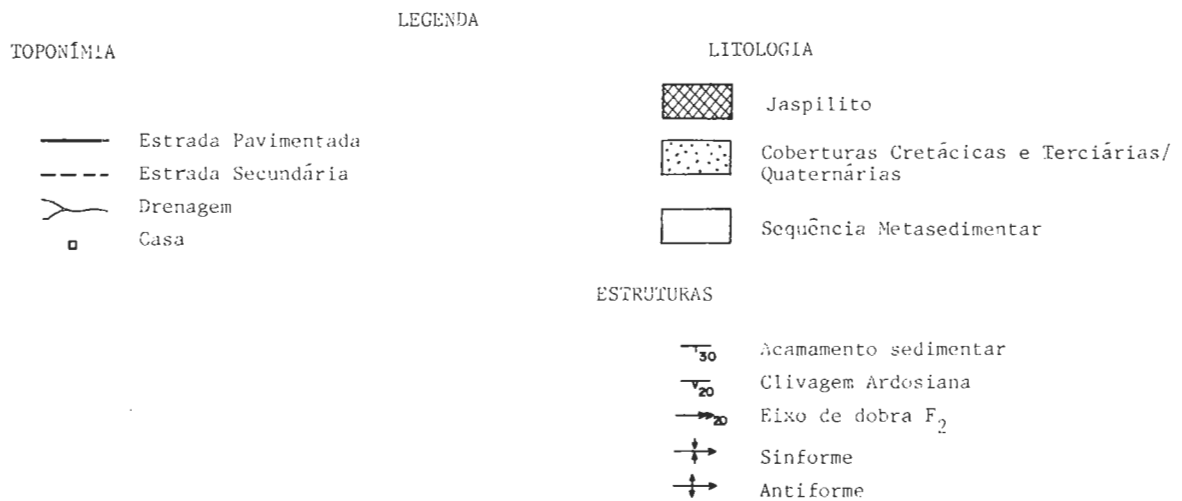


Fig. 5 . - Detalhe da região do Córrego Barroco. Localizado na figura 1.



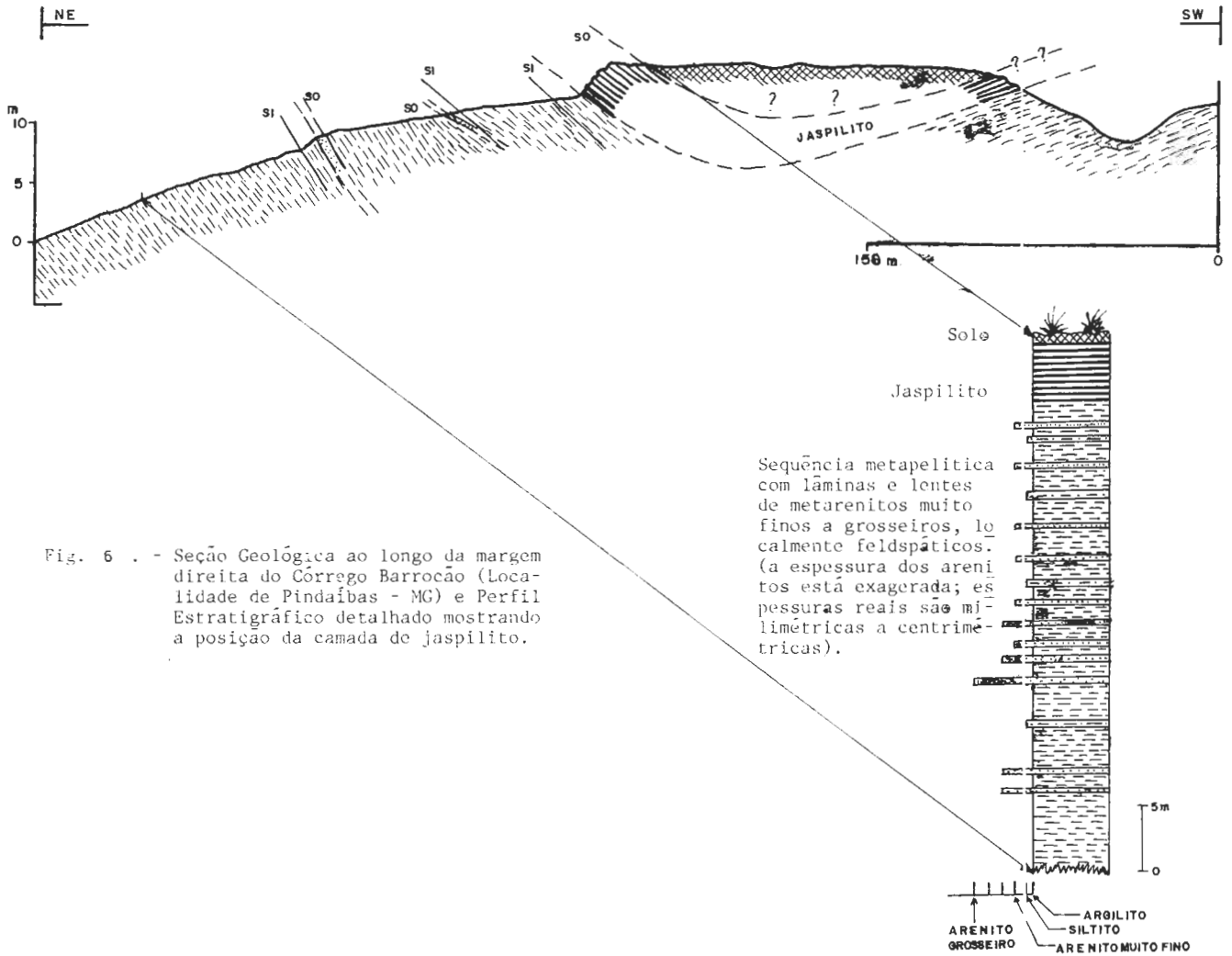


Fig. 6 . - Seção Geológica ao longo da margem direita do Córrego Barroco (Localidade de Pindaibas - MG) e Perfil Estratigráfico detalhado mostrando a posição da camada de jaspilite.

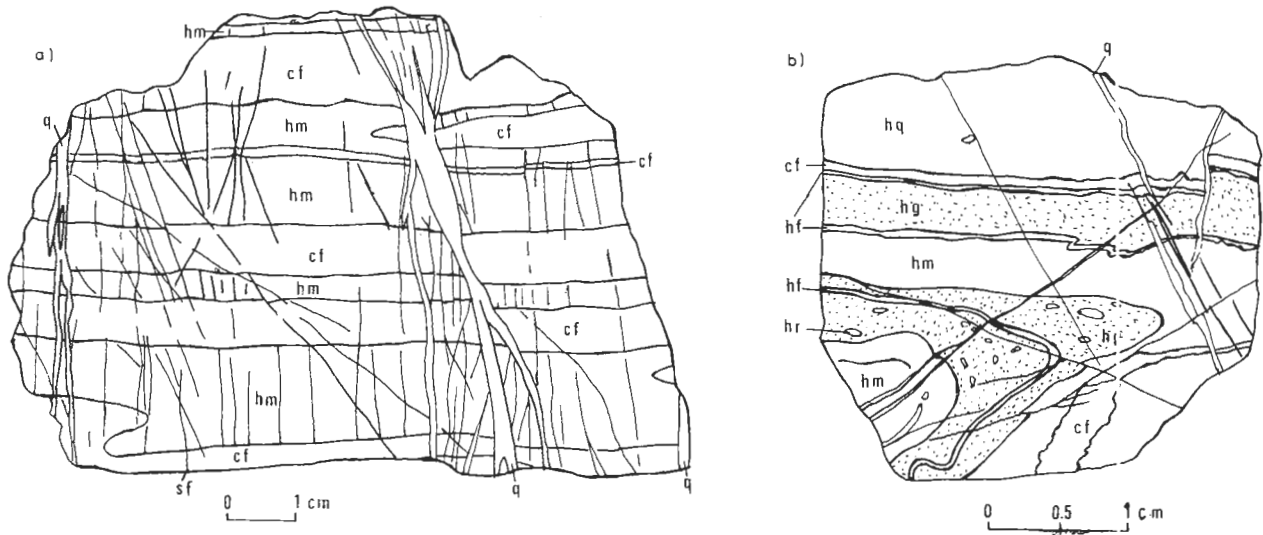


Fig. 7.a. - Aspecto mesoscópico do jaspilite onde camadas de chert ferruginoso (cf) intercalam-se às camadas de hematita micrítica (hm - 0,1 mm); q= veios de quartzo; sf - clivagem de fratura S₂. 7.b. Intercalações de camadas de hematita quartzosa (hq), chert ferruginoso, hematita granular (hg - 1mm), hematita micrítica e hematita fina compacta (hf) com dobra apertada (F₁?) e fraturas preenchidas por quartzo; hr - grãos de hematita recristalizada.

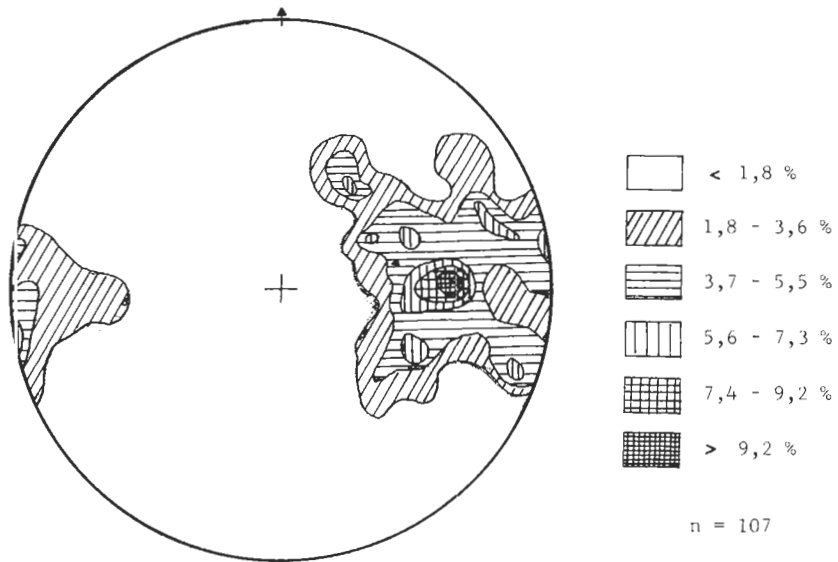


Fig. 8 . - Polos de clivagem ardosiãna (S_1) da regiãõ ã sudeste de Lagoa Formosa (paralelos $18^{\circ}47'57''$ e $18^{\circ}57'16''$).

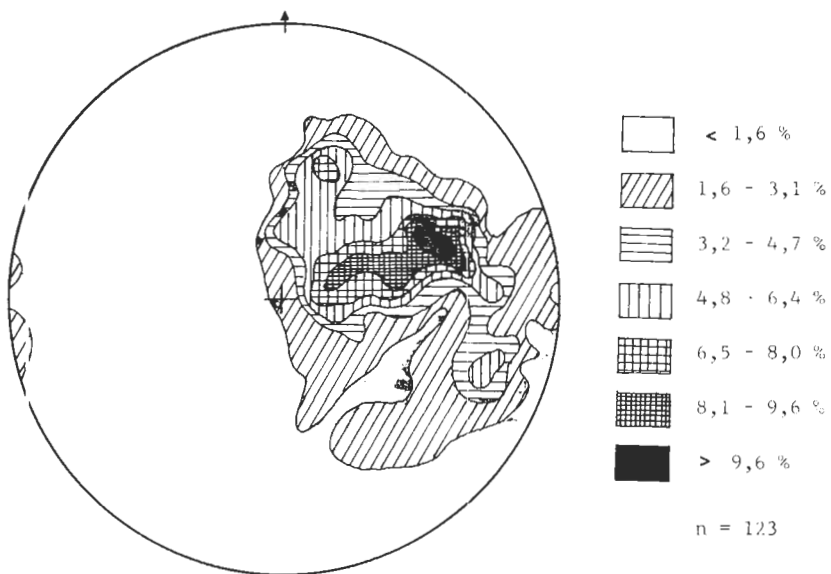


Fig. 9 . - Polos de clivagem ardosiãna (S_1) da Regiãõ ã nordeste de Lagoa Formosa (paralelos $18^{\circ}47'57''$ e $18^{\circ}37'50''$).

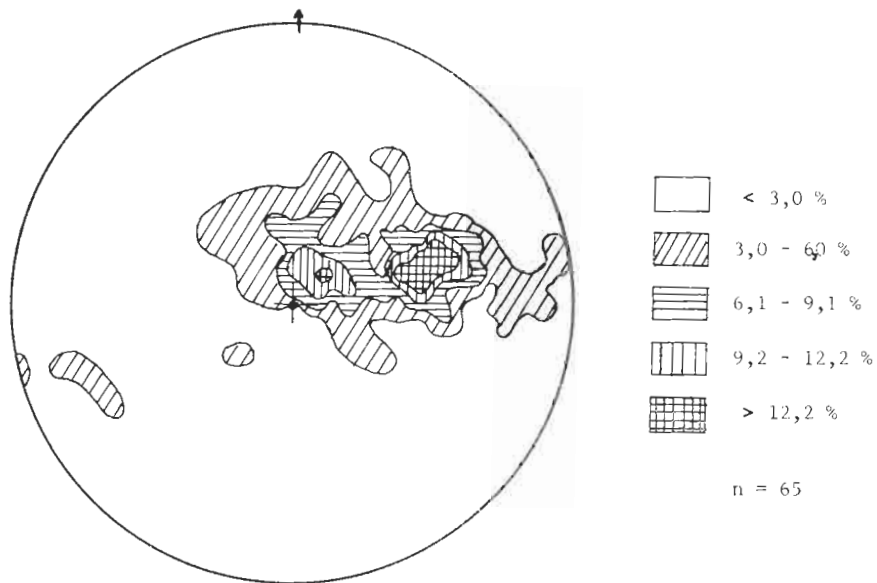


Fig.10. - Polos de acamamento sedimentar (S0) na região de Lagoa Formosa.

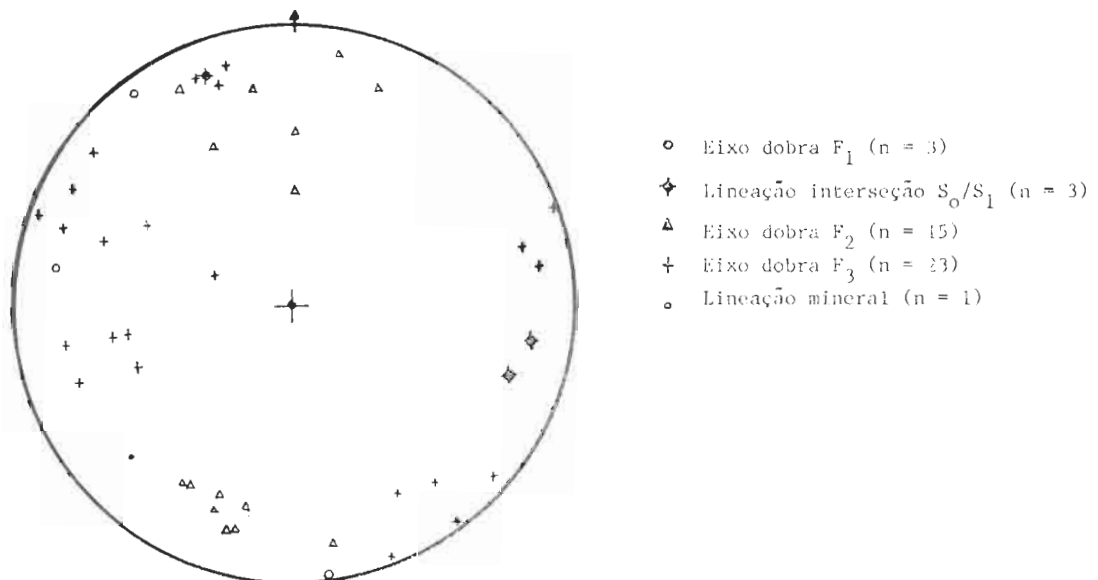


Fig.11. - Estruturas lineares na região de Lagoa Formosa

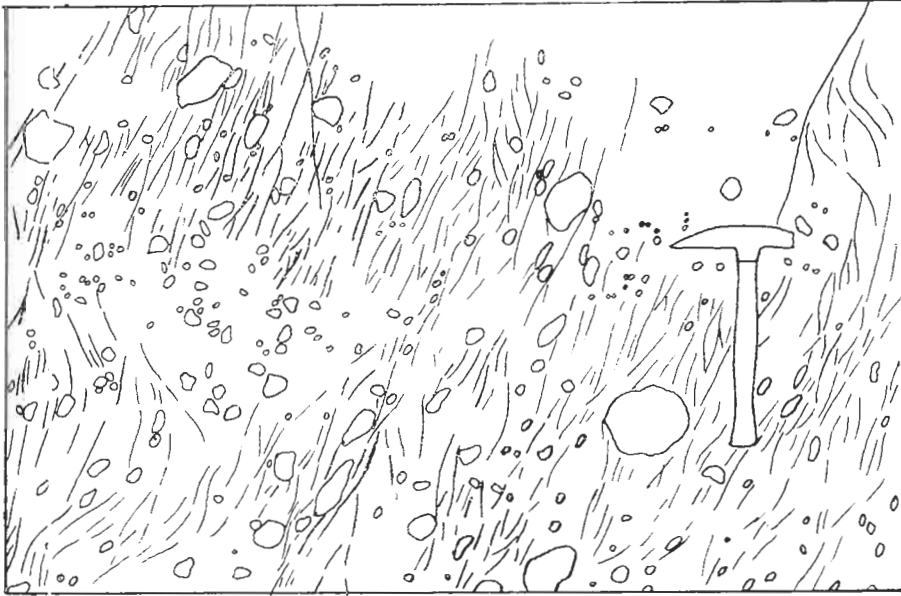


Fig. 3. Aspecto Geral dos metadiamicritos da sequência metasedimentar, observando-se blocos e seixos de argilitos e siltitos imersos em matriz argilosa. Notar o padrão anastomótico da foliação metamórfica e a suave deformação imposta a alguns seixos.

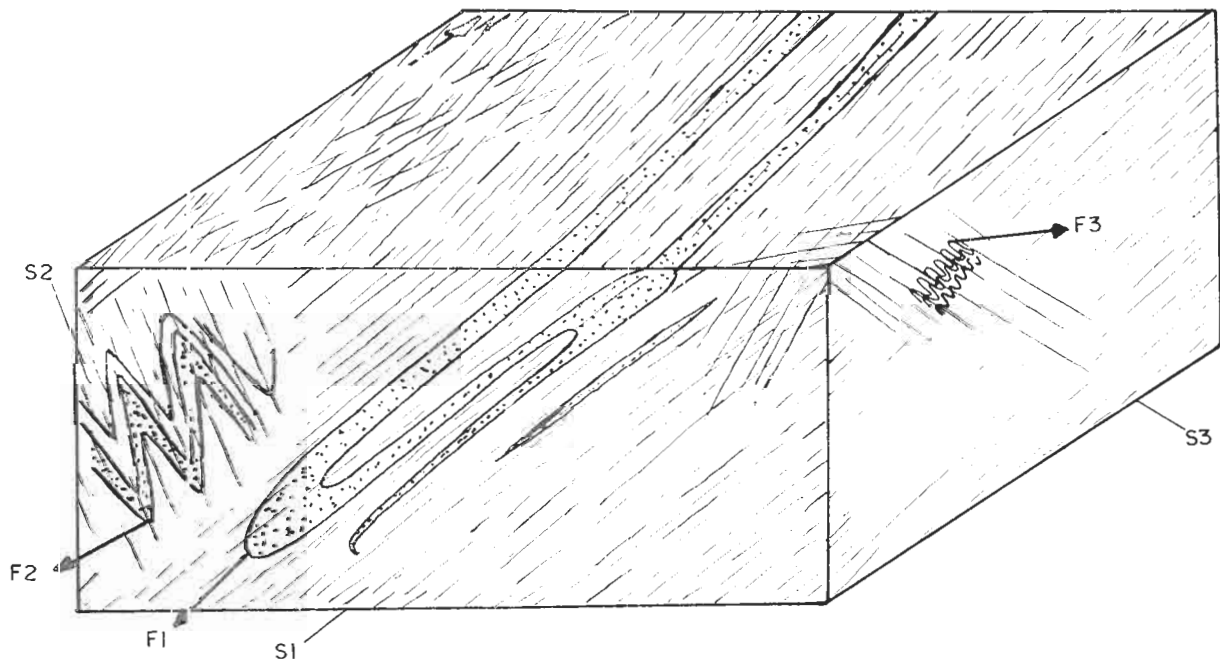


Fig. 12. Bloco diagrama ilustrando a relação espacial entre as várias estruturas que afetaram a sequência metasedimentar a sudeste da localidade de Pindaibas (ver fig 11).
 F₁ - Dobras apertadas e isoclinais da 1ª fase de dobramento; S₁ - Clivagem ardósia na gerada durante a 1ª fase do dobramento; F₂ - Dobras em "chevron" e crenulações da 2ª fase de Dobramento; S₂ - Clivagem de crenulação gerada durante a 2ª fase de dobramento; F₃ - Crenulações da 3ª fase de dobramento; S₃ - Clivagem de crenulação gerada durante a 3ª fase de Dobramento

OBSERVAÇÕES PRELIMINARES EM SEQUÊNCIAS SILICOCLÁSTICAS DA FORMAÇÃO TIRADENTES (GRUPO S. JOÃO DEL REI) NAS ÁREAS DAS SERRAS DO LENHEIRO E SÃO JOSÉ, MG

Renato Andreis (Dep. C. Geológicas - Univ. de Buenos Aires), André Ribeiro, e Fabio V. Pentagna Paciullo (Dep. Geologia - UFRJ)

ABSTRACT

Based on two stratigraphic sections through the Serra do Lenheiro e Serra de São José, it has been possible recognize former subdivision of the Tiradentes Formation in three subunits: a) Lower Metaquartzites; b) Metapelites and, c) Upper Metaquartzites. Previous work established a thickness more than 800 m, but we were able to describe only 520 m. The sequences shows well-developed stratification with abundant sandy facies (S), followed by heterolitic facies (H) and less abundant pelitic facies (P). The metaquartzites show massive, laminated and deformational structures, besides ripple-marks and cross-bedding. Massive, flaser, linsen, and wavy structures, as well as mud-cracked and rare burrows, characterize the pelitic facies. The first sedimentary cycle represent a transgressive event in proximal plataform conditions, at the Serra de São José and more shallow, perhaps, subtidal conditions at the Serra do Lenheiro. The second cycle represent a regressive processes with the establishment of a lagoon-tidal plain system, meanwhile the third cycle represent the definitive retire of the former sea with the progradation of a braided-river system. First sedimentary cycle paleocurrents show a definite orientation to NW at Serra de São José and a bipolar distribution to NW-SE, with minor dispersion to the N, W and E, at Serra do Lenheiro. This distribution suggest open sea currents and more deeper basin at the former locality in relation to the later, and the presence of positive areas to the Western. The fluvial system, by SE paleocurrents, confirm the location of high land areas.

INTRODUÇÃO

Neste trabalho são apresentadas considerações sobre a sequência estratigráfica e interpretação paleoambiental do setor basal do Grupo São João del Rei - a Formação Tiradentes de Leonardos (1940). Esta formação na área de São João del Rei e Tiradentes, constitui uma sequência Precambriana de metarenitos quartzosos de baixo grau metamórfico, onde são preservadas estruturas e texturas sedimentares. A Formação Tiradentes apresenta-se em não-conformidade sobre o embasamento arqueano, o Grupo Barbacena de Ebert (1957).

OBJETIVOS

O objetivo da pesquisa é a preparação de um mapa geológico em escala adequada para o conhecimento da distribuição e variações areais dos facies e, uma interpretação adequada da evolução tectono-sedimentar do setor. Numa etapa preliminar foram realizados, nas serras do Lenheiro e São José (Fig. 1), perfis colunares detalhados com observação dos atributos da estratificação, elementos texturais e conteúdo fosfórico. Os dados foram grafados segundo Selley (1969) e aparecem nas figuras 2 e 3.

TRABALHOS ANTERIORES

A região de São João del Rei tem sido alvo de estudos geológicos desde o final do século passado. Versando sobre mapeamento e estratigrafia destacam-se os trabalhos de Erichsen (1929), Leonardos (1940) e a importante contribuição de Ebert (1955, 1956a, 1956b, 1957a, 1957b, 1958) integrados em Ebert (1984). Trabalhos recentes são os de Trouw et al. (1983), Karfunkel e Noce (1983) e Valeriano (1985 e 1986). Valeriano (1985), apresenta uma revisão bibliográfica completa sobre o Grupo São João del Rei desde 1984.

A SEQUÊNCIA SEDIMENTAR

A sequência examinada está composta por dois ciclos arenosos separados por um ciclo pelítico de espessuras variáveis. No perfil da Serra de São José (Fig. 1) foram medidos 520 m de espessura sem se ter atingido o topo do segundo ciclo arenoso. No perfil da Serra do Lenheiro, a espessura alcança somente 108 m dentro do primeiro ciclo, devido a uma falha vertical que trunca a sequência normal. Ebert (1957b) estimou em 800 m a espessura da Formação Tiradentes; Almeida e Hasui (1984) mencionam 750 m e, Valeriano (1985) indica espessuras que alcançam 925 m, desde a base até o topo da sequência normal.

As camadas mergulham de 15° a 50° para SE (Lenheiro Meridional) e NE (serras do Lenheiro Setentrional e São José) conformando um antiformal e um sinformal com eixos para ENE (Valeriano, 1985; Karfunkel e Noce, 1983).

Provisoriamente, até obtermos maiores informações regionais e locais da sequência no seu conjunto através de trabalhos em andamento, a sucessão será considerada como composta por três sub-unidades informais, semelhantes às divisões propostas por Ebert (1957b) e Trouw et al. (1983), para a Formação Tiradentes: a) metarenitos inferiores, b) metapelitos e c) metarenitos superiores.

CONTATO COM O EMBASAMENTO

Normalmente a Formação Tiradentes apoia-se sobre metagranodioritos e xistos-verdes do Grupo Barbacena (Ebert, 1957a). Não obstante, na Serra do Lenheiro os metarenitos aparecem em contato com sericitita-filitos de distribuição irregular e cuja relação com o embasamento é pouco definida. Estes filitos são aqui interpretados como sendo remanescentes de um saprólito, desenvolvido sobre o embasamento numa etapa climática quente e úmida, prévia à transgressão marinha do primeiro ciclo (cf. Valeriano, 1985). A distribuição e espessura deste provável saprólito ainda está pouco conhecida, porém, parece ser melhor preservado no setor da Serra do Lenheiro. Andreis e Zalba (1985), referem-se à fenômeno semelhante, no contato da Formação Sierras Bayas (Precambriano) sobre o embasamento, nas serras de Tandil (Provincia Buenos Aires, Argentina).

IDADE DA FORMAÇÃO TIRADENTES

A ausência de datações radiométricas dificulta o estabelecimento da idade do início do processo deposicional das sucessões silico-clásticas em estudo. Usualmente, as sequências são consideradas como Precambrianas Superiores (Almeida et al., 1973; Ebert, 1955) baseado em datações dos fenômenos metamórficos ocorridos em unidades sobrepostas (Formação Carandaí, 428±8 m.a. e Prados, 435±6 m.a. em Ebert, 1984) ou em sequências do Grupo Andrelândia (499±12 m.a. até 606,7±19 m.a., Heilbron, 1984), de provável correlação com o Grupo São João del Rei (Ebert, 1957a; Trouw et al., 1983). Sendo assim, considera-se que os processos sedimentares poderiam ter acontecido no Precambriano Superior ou mesmo no Precambriano Médio alto.

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES

Na descrição dos facies do primeiro e segundo ciclos, utilizou-se a nomenclatura proposta por Boersma (in Ginsburg, 1975), e modificada por Johnson (1980), na qual se reconhecem facies arenosas com predominância destes sedimentitos (facies S), facies heterolíticas (facies H) e pelíticas (facies P), onde dominam materiais finos. Os litofacies se diferenciam por suas características texturais e de estratificação (espessuras e estruturas), pela relação psamito/pelito e conteúdo fossilífero. Para a espessura das camadas e a escala das estruturas cruzadas utilizou-se a classificação de Inman (1952). Para melhor compreensão da sucessão dos eventos deposicionais, a sequência será descrita como sendo constituída por sedimentitos.

A - METARENITOS INFERIORES

Esta unidade rodeia parcialmente o Embasamento (Fig. 1) (cf. Valeriano, 1985) e, sua espessura alcança à 288 m na Serra de São José. Trata-se de um corpo tabular com discretas variações de espessura, atribuídas a um paleorelevo do substrato antigo. Compõe-se de arenitos quartzosos dominantes (96% em média) e menores proporções de ruditos e pelitos (Quadro I). Os ruditos formam corpos lenticulares de conglomerados finos clasto-suportados, com clastos sub-arredondados de tamanho grânulo (=sabolito ou extra-areias de Teruggi, 1982), mais raramente seixos de 0,5 até 15 cm, com tamanho máximo de 50 cm (Valeriano, 1985), que aparecem na base da sucessão. Somente na Serra do Lenheiro (Fig. 2), grânulos e seixos espalhados formam pavimentos delgados com contato basal plano semelhantes aos "winnowed pebble lags" mencionados por Johnson (1980).

Os arenitos médios predominam sobre os finos e grossos e são esbranquiçados (N7, N8) ou pigmentados por compostos ferruginosos em tons laranja (10YR6/6 e 10YR7/4), ou avermelhados (10R4/6), vinculados à telodiagênese.

Em geral a estratificação é bem definida. As camadas são tabulares ou, às vezes, lenticulares muito estendidas (mais de 100 m), com base plana, côncava ou ondulada, e espessuras desde centímetros até metros. Ocasionalmente aparecem canais de baixo relevo com estruturas de deslizamento ou convolutas. As estruturas mais frequentes são as acanaladas (algumas com lentes finas pelíticas - "clay drapes") ou planares subordinadas e, mais raramente, "hummocky" (facies Sa); laminação plano paralela, ondulada com lâminas concordantes ou congruentes (Harms et al., 1982) ou estratificação fina tabular laminada (facies Sb) e, finalmente, as marcas de onda (facies Sc). Este facies inclui marcas de ondas simétricas, com cristas arredondadas ou agudas, algumas do tipo cavalgantes e fora de fase, embora com preservação do perfil da estrutura (tipo B ou supercristas de Toplin e Walker, 1968); outras assimétricas, com crista reta ou curva (lunada), reconhecidas pela estrutura "rib-and-furrow". Secundariamente (5%, Fig. 3), aparecem camadas tabulares, maciças, de até 3 m de espessura, de arenitos médios, incluindo grãos grossos ou muito grossos de quartzo incolor, conformando textura bimodal ("arenitos bimodais").

As estruturas cruzadas se apresentam agrupadas (Figs. 2 e 3) e, às vezes, isoladas entre capas tabulares finas (Fig. 2). A escala é média à grossa (0,15-0,60 m) e podem aparecer pequenos intraclastos pelíticos dispersos nos planos de estrutura interna das acanaladas. Estas estruturas cruzadas mostram orientação preferencial NW-SE com sentido das paleocorrentes para NW na Serra de São José (Fig. 3) ou bipolar, ora NW, ora SE, na Serra do Lenheiro. As marcas de onda apresentam orientações semelhantes, embora sejam mais comuns cristas de marcas de onda simétricas com orientações NW-SE, NS ou EW. Estas orientações são coincidentes com aquelas medidas por Valeriano (1985).

Tanto no perfil da Serra do Lenheiro como na Serra de São José, as camadas com estruturas cruzadas acanaladas ou planares, exibem em alguns casos discreta granodecrescência para o topo (Fig. 3). Apa-

recem também sequências estratodecrescentes (topo da unidade, Fig. 3) ou estrato crescentes para cima (Fig. 2). Somente no perfil da Serra do Lenheiro (Fig. 2) aparecem ciclos grano e estratocrescentes (cf. Valeriano, 1985) que terminam com marcas de onda ou estratificação fina tabular (espessura de 15 m). Os escassos pelitos (facies P) estão representados por intercalações de 0,10-0,50 m de siltito arenoso maciço ou laminados, normalmente lenticulares.

B - METAPELITOS

Parcialmente encobertos por solos modernos, afloram na Serra de São José e do Lenheiro, onde foram medidos 31 m de espessura.

Trata-se essencialmente de siltitos e argilitos (88%) e poucas intercalações decimétricas, tabulares ou lenticulares, de arenitos finos (Quadro I, 12%), laminados (Sb), com marcas de onda (Sc) ou estruturas acanaladas de porte médio (Sa). Estas rochas tem cores esverdeadas (10GY3/2), brancas (N8-N9), com pigmentação em tons amarelados (5Y6/4) ou laranja (10YR6/6) e menos frequente, preto (N3). A composição dos pelitos é caulínica.

Os estratos são tabulares, com contatos planos (nítidos ou transicionais) ou irregulares, e espessura média de 0,20 m.

Foram reconhecidas facies heterolíticas (H) e pelíticas (P), na relação 2:1. As primeiras são na maioria Ha (flaser ou intercalações milimétricas de siltitos e arenitos finos), com proporções semelhantes subordinadas de facies Hb ("wavy" ou ondulosa). As facies nitidamente pelíticas (P) são siltitos e argilitos maciços ou laminados, com finas intercalações arenosas maciças ou gradadas (facies Ma), e abundantes facies Mb formadas por interlaminações pelíticas que podem apresentar estruturas convolutas e fendas de ressecamento ou, ocasionais bioturbações do tipo endichnia, na forma de tubos de 1-2 cm de diâmetro, de disposição oblíqua à laminação, interpretados como marcas de habitação (Domichnia, Seilacher, 1953 e 1964; Simpson, 1975).

C - METARENITOS SUPERIORES

Constituída por arenitos (85%) e ruditos finos de tamanho grânulo ou extra-areia (14%), e pelitos (1%), para esta unidade foram medidos 201 m de espessura, valor inferior aos 350 m mencionados por Ebert (1957b).

Os arenitos, quartzosos, são finos (55%), médios (37%) ou grossos/muito grossos (8%). Em geral, as facies arenosas, com estruturas cruzadas (Sa) e laminados ou com estratificação fina tabular (Sb), predominam sobre as facies maciças (Sm) ou com marcas de onda (Sc) (vide Quadro I). Os ruditos são constituídos por grânulos e seixos de quartzo, quartzitos e filitos.

A estratificação é bem definida e as camadas podem ser tabulares com contato plano (arenitos finos laminados) ou lenticular com contatos ondulados até irregulares; de gênese erosiva, quando na base de ruditos finos. A escala do acamamento é fina até grossa com os valores mais altos no topo da sequência. As camadas com estruturas acanaladas agrupadas podem atingir espessuras de 15 até 33 m (Fig. 3).

No conjunto, a sucessão dos metarenitos superiores exibem uma evidente granocrescência, dada pela substituição dos arenitos finos, laminados com muscovita, por outros médios com estruturas acanaladas, e finalmente, pelos ruditos intercalados com arenitos grossos com os quais culmina a sequência medida (Fig. 3). Os ciclos podem medir cerca de 50 m cada um. O setor rudítico, mostra discretos ciclos granodecrescentes (rudito-arenito grosso) ou granocrescentes com contatos planos transicionais frequentes. No flanco NE da Serra do Lenheiro, trabalhos recentes mostram uma maior frequência de estruturas acanaladas e forte lenticularidade. As paleocorrentes, segundo Valeriano (1985) e observações nossas, assinalam uma definida orientação para SE.

INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL E HISTÓRIA EVOLUTIVA

Como consequência de processos de subsidência ocorridos em algum momento do Precambriano médio a superior, produziu-se na região estudada um evento transgressivo sobre o embasamento alterado, em grande parte denudado e provavelmente peneplanizado.

As sequências do primeiro ciclo deposicional (Metarenitos Inferiores) começam com sedimentitos grossos e representam depósitos de plataforma proximal (cf. Clifton et alii, 1971; Johnson, 1980 e Harms et alii, 1982). Estes depósitos foram gerados principalmente devido a migração de mega-ondas 3D (acanaladas) e 2D (planares) pela ação induzida de ventos normais ou correntes oceânicas (cf. Johnson, 1980; Harms et alii, 1982) especialmente no perfil da Serra de São José.

Pelo contrário, na Serra do Lenheiro, as lâminas frontais de estruturas acanaladas com "clay drapes" (superfícies de reativação), marcas de onda de interferência e a bipolaridade das paleocorrentes, em parte, sugerem condições ambientais mais rasas, provavelmente submaré, com consideráveis flutuações na velocidade das correntes (Johnson, 1980 e Reineck e Singh, 1982). Também são frequentes os canais pouco profundos bem como barras arenosas migratórias submersas (ciclos granocrescentes).

Facies de tempestitos também foram registradas nos dois perfis, porém são mais comuns na Serra do Lenheiro. Entre estas, aparecem, pavimentos de grânulos e seixos ("winnowed pebble lags"), algumas estruturas acanaladas deformadas, estruturas "hummocky" e abundância de facies Sb que refletem deposição de areias em suspensão (Reineck e Singh, 1982). As marcas de onda simétricas intercaladas entre arenitos laminados parecem ter se formado por ação de ondas de tempestades declinantes que atingiam o fundo arenoso (Leckie e Walker, 1982).

No conjunto, embora sejam evidentes as periódicas modificações na energia das correntes, os detritos foram transportados por tração (cf. Valeriano, 1985), sob condições de regime de fluxo inferior (em parte arenitos finos ou médios laminados, com marcas de onda ou estruturas cruzadas) e, subordinadamente fluxo superior, indicado por arenitos médios até muito grossos, laminados, às vezes associados com "parting lineation" (Harms et alii, 1982). Além do mais, a deposição foi contínua com poucas interrupções, representadas pelos escassos níveis pelíticos (cf. Jansa, 1975) e a instabilidade e constante remoção do fundo arenoso por correntes devem ter impedido a colonização por organismos e consequente ausência de bioturbação. Deve-se mencionar que facies semelhantes nos metarenitos do Supergrupo Espinhaço (da Silva, 1987) apresentam bioturbação, refletindo a existência de vida no Precambriano, embora sob condições de sedimentação mais rasas (lagunares).

Embora não existam evidências paleobatimétricas confiáveis, a associação de facies, espessura das camadas, ciclicidade e abundância de sedimentitos arenosos, sugerem profundidades máximas de 50 m na Serra de São José. Pelo contrário, na Serra do Lenheiro, a presença de ondas de interferência confirmam águas muito rasas, com apenas 2 m de profundidade (Barnes e Klein, 1975; Klein, 1975). Ainda quase no topo da unidade basal deve ser ressaltada a presença de camadas arenosas maciças, texturalmente bimodais, periodicamente interrompidas por depósitos trativos. Estas camadas sugerem aparente gênese suspensiva e podem refletir condições de submaré ou intermaré inferior (cf. Jansa, 1975) ou, plataforma proximal perto do nível base de ondas (De Celles, 1987). A primeira hipótese resulta mais viável pois a sequência seguinte reflete evidente ambiente raso.

A quase brusca passagem para uma notável sedimentação pelítica (unidade b, Metapelitos) que ocorre em menos de 5 m, e a presença de fendas de ressecamento nestes pelitos poderia ser vinculada com uma discreta etapa regressiva do mar, com estabelecimento de condições lagunares ou planície de maré. Talvez os arenitos com estruturas cruzadas planares que fecham o primeiro ciclo sedimentar possam ser interpretados como barras litorâneas pouco desenvolvidas. A alternância de facies H (heterolíticas) e P (pelíticas) indicam condições alternantes

intermareais ou supramaré (Rizzini, 1975). Nestes ambientes o potencial de preservação é elevado tendo em conta a completa preservação das marcas de onda e bioturbação.

A sequência final (Metarenitos Superiores), embora baseada apenas nos dados recolhidos na Serra de São José (Fig. 3) e observações recentes (ainda não graficada, no flanco norte da Serra do Lenheiro), pela sua evidente distribuição granocrescente, distribuição de paleocorrentes para SE (perpendicular à costa e seguindo a paleopendente) e frequente canalização reconhecida na parte rudítica, poderá ser interpretada como fluvial em sentido amplo.

O processo progradacional, além de sugerir um persistente recuo do mar, reflete uma elevação das áreas fornecedoras de detritos com lenta e progressiva retomada dos processos erosivos do embasamento e provavelmente também nas sucessões do primeiro ciclo sedimentar.

Sobre os metapelitos, o processo regressivo está representado pela instalação de um provável ambiente lacustre(?) onde se depositaram as facies finas, não canalizadas e ricas em micas. Estas facies foram seguidas por invasão das facies canalizadas arenosas e por último as conglomeráticas assoreadas com outras arenosas. Estes setores canalizados refletem depósitos fluviais distais entrelaçados que passam para proximais no topo.

CONSIDERAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

Segundo a posição das cristas de ondas simétricas e assimétricas, colocadas paralelas à linha de costa (Johnson, 1980; Reineck e Singh, 1982), conclui-se que as áreas positivas estavam situadas formando um amplo arco à W, SW e Sul do setor examinado, e que as correntes oceânicas (Serra de São José) e mareais (Serra do Lenheiro) se deslocavam paralelas (ou pouco oblíquas), com sentido NW. Aparentemente, a bimodalidade das correntes e a presença de modas de transporte secundárias, bem como a existência de águas mais rasas na região da Serra do Lenheiro, sugerem que a bacia era aberta e mais funda no setor da Serra de São José. A posição da linha de costa a jusante também é confirmada pela orientação dos deslizamentos gravitacionais para o ENE e orientação das correntes fluviais neste mesmo sentido.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.M. & HASUI, Y. - 1984 - O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda., 378 p., São Paulo.
- ANDREIS, R.R. & ZALVA, P.E. - 1986 - La transgresión del ordovícico inferior y la evolución paleogeográfica del Basamento Cristalino en el sector Barker-Chillar provincia de Buenos Aires, Argentina. Resumen expandido. I. Reunión Argentina Sedimentología, La Plata, 1986, p. 189-192.
- BARNES, J.J. & KLEIN, G. de Vries - 1975 - Tidal deposits in the Zabriskie Quartzite (Cambrian), Eastern California and Western Nevada, In: R.N. Ginsburg (Ed.), Tidal Deposits, p. 163-170, Springer-Verlag, Berlin.
- CLIFTON, H.E., HUNTER, R.E. & PHILLIPS, R.L. - 1971 - Depositional structures and processes in the non barred, high energy nearshore. Jour. Sed. Petr., 41: 651-670, Tulsa, USA.
- DE CELLES, P.G. - 1987 - Variable Preservation of Middle Tertiary, Coarse-grained, nearshore to outerself storm deposits in Southern California. Jour. Sed. Petr., 57(2): 250-264, Tulsa, Okla.
- EBERT, H. - 1955 - Pesquisa na parte sudeste de Minas Gerais e Polígono das secas. Rel. An. Dir. DGM (1954), publicado em 1955, p. 79-89.

- EBERT, H. - 1956a - Resumo dos resultados obtidos no ano de 1955 no sul de Minas Gerais. Rel. An. Dir. DGM (1955), publicado em 1956, p. 62-81.
- EBERT, H. - 1956b - A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Rel. An. Dir. DGM (1956), p. 97-107.
- EBERT, H. - 1957a - Aspectos principais da geologia de São João del Rei, Estado de Minas Gerais. Rel. inéd. da PROSPEC, 120 p. Publicação do "in memoriam" SBG, Núcleo de São Paulo, Publicação nº 12/1984, p. 1-71.
- EBERT, H. - 1957b - Beitrag zur Gliederung das Prakambrium in Minas Gerais. Geol. Rundschau 45, p. 471-521.
- EBERT, H. - 1958 - Discordâncias precambrianas em Carandaí, Minas Gerais. Bol. DNPM-DGM, 183, 48 p.
- EBERT, H. - 1984 (in memoriam) - Aspectos da Geologia da Região de São João del Rei. Os Paraibides entre São João del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. SGB-SP, nº 12/1984, 114 p., São Paulo.
- ERICHSEN, A.I. - 1929 - Geologia da Folha de São João del Rei, Estado de Minas Gerais. Bol. SGM, nº 36, 26 p.
- GINSBURG, R.N. - 1975 - Tidal Deposits. Springer-Verlag, 428 p., Berlin.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. & WALKER, R.G. - 1982 - Structures and sequences in clastic rocks. Econ. Paleont. Mineral. Short Course nº 9, Calgary, Alberta.
- HEILBRON, M.C.P. - 1984 - Evolução Metamórfica-Estrutural da Área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas. Tese de Mestrado, 150 p., UFRJ, Rio de Janeiro.
- INMAM - 1952 - Measures for describing the size distribution of sediments. Jour. Sed. Petr., v. 22, p. 125-145.
- JANSA, L.F. - 1975 - Tidal deposits in the Monkman Quartzite (Lower-Ordovician), Northeastern British Columbia, Canadá In: Ginsburg, R.N. (Ed.). Tidal Deposits, p. 153-162, Springer-Verlag, Berlin.
- JOHNSON, H.D. - 1980 - Shallow siliciclastic seas. In: Ginsburg, H.G. (Ed.) Sedimentary Environments and Facies, 577 p., Elsevier, Nova Iorque.
- JOPLING, A.V. & WALKER, R.G. - 1968 - Morphology and Origin of Ripple Drift Cross Lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Jour. Sed. Petr., 38: 971-984, Tulsa, USA.
- KARFUNKEL, J. & NOCE, C.M. - 1983 - Desenvolvimento faciológico do Pré cambriano superior da região de Carandaí-São João del Rei, Minas Gerais. SBG, Boletim nº 3, p. 16-29, Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- KLEIN, G. de Vries - 1975 - Tidalites in the Eureka Quartzite (Ordovician), Eastern California and Nevada. In: Ginsburg, R.N. (Ed.). Tidal Deposits, p. 145-152, Springer-Verlag, Berlin.
- LECKIE, D.A. & WALKER, R.G. - 1982 - Storm and Tide-Dominated Shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates Interval-Outcrop Equivalency of Deep Basin Gras Trap in Western Canada. Am. Assoc. Petrol. Geol., 66(2): 138-157, Tulsa, USA.

- LEONARDOS, O.H. - 1970 - Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. An. Acad. bras. Ciênc., 12: 243-259.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. - 1986 - Depositional Sedimentary Environments - with reference to terrigenous clastics, pp., Springer-Verlag, Berlin.
- SEILACHER, A. - 1953 - Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie. N. Ib. Geol. Paleont., Abh 98: 87-124.
- SEILACHER, A. - 1964 - Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. Sedimentology, 3: 253-256, Elsevier, Amsterdam.
- SELLEY, R.C. - 1970 - Ancient Sedimentary Environments: Ithaca, N.Y., Cornell Univ. Press, 237 p.
- TERUGGI, M.E. - 1982 - Diccionario Sedimentologico. Ed. Librart, v. I, Buenos Aires, Argentina.
- 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., v. 55(1): 71-85.
- VALERIANO, C.M. - 1985 - Geologia Estrutural e Estratigrafia do Grupo São João del Rei na Região de São João del Rei. Tese de Mestrado não publicada, UFRJ, 98 p., Rio de Janeiro.
- VALERIANO, C.M. - 1986 - Geologia Estrutural e Estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. An. XXXIV Cong. Bras. Geol., v. , p. 999-1014, Goiânia, GO.

QUADRO I

FACIES SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO TIRADENTES (em %)

[a] Segundo a textura

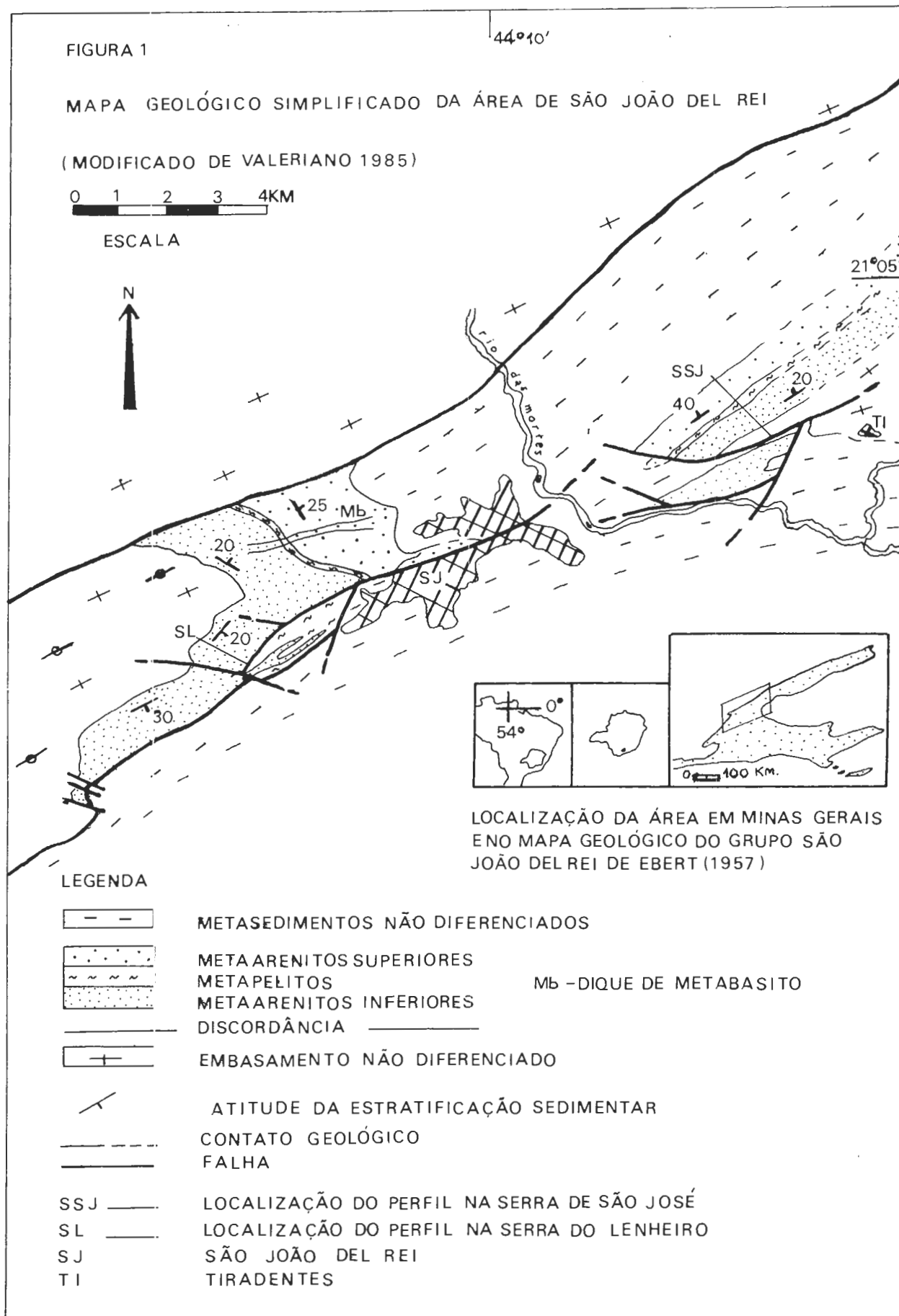
	Metaquartzitos Inferiores		Metapelitos	Metaquartzitos Superiores
	S. Lenheiro	S. São José	S. São José	S. São José
Ruditos	2	3	-	14
Arenitos	96	96	12	85
Pelitos	2	1	88	1

[b] Segundo os fácies de Johnson (1980)

Sa	46	60	1	46
Sb	44	28	4	31
Sc	7	4	6	1
Sm ^①	1	② ₆	-	20
Ha	1	1	38	-
Hb	-	-	12	-
Hc	-	-	11	-
Pa	-	-	3	-
Pb	1	1	25	2

① Sm representa ruditos ou arenitos maciços

② Inclui 5% de camadas maciças com textura bimodal



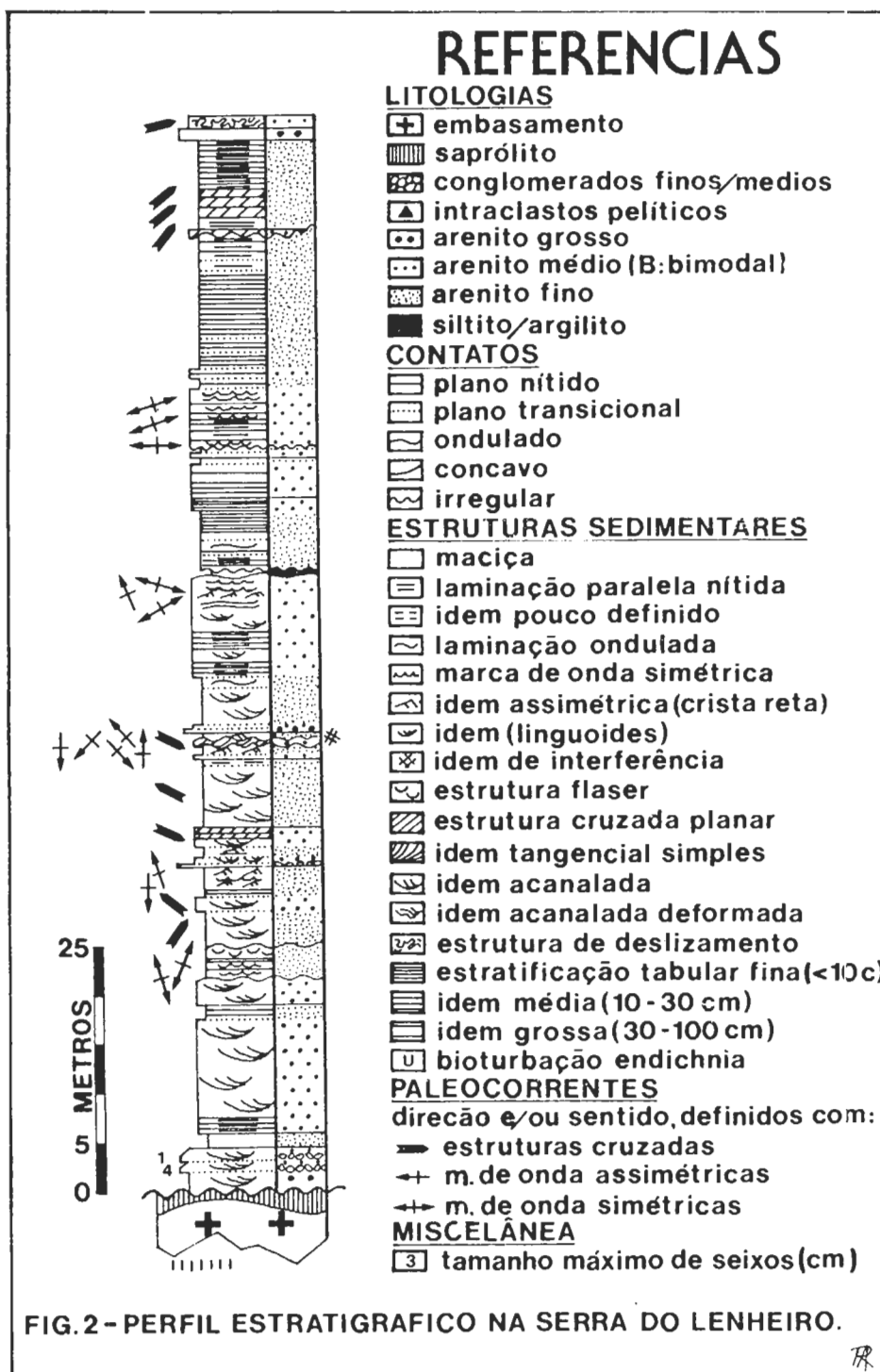
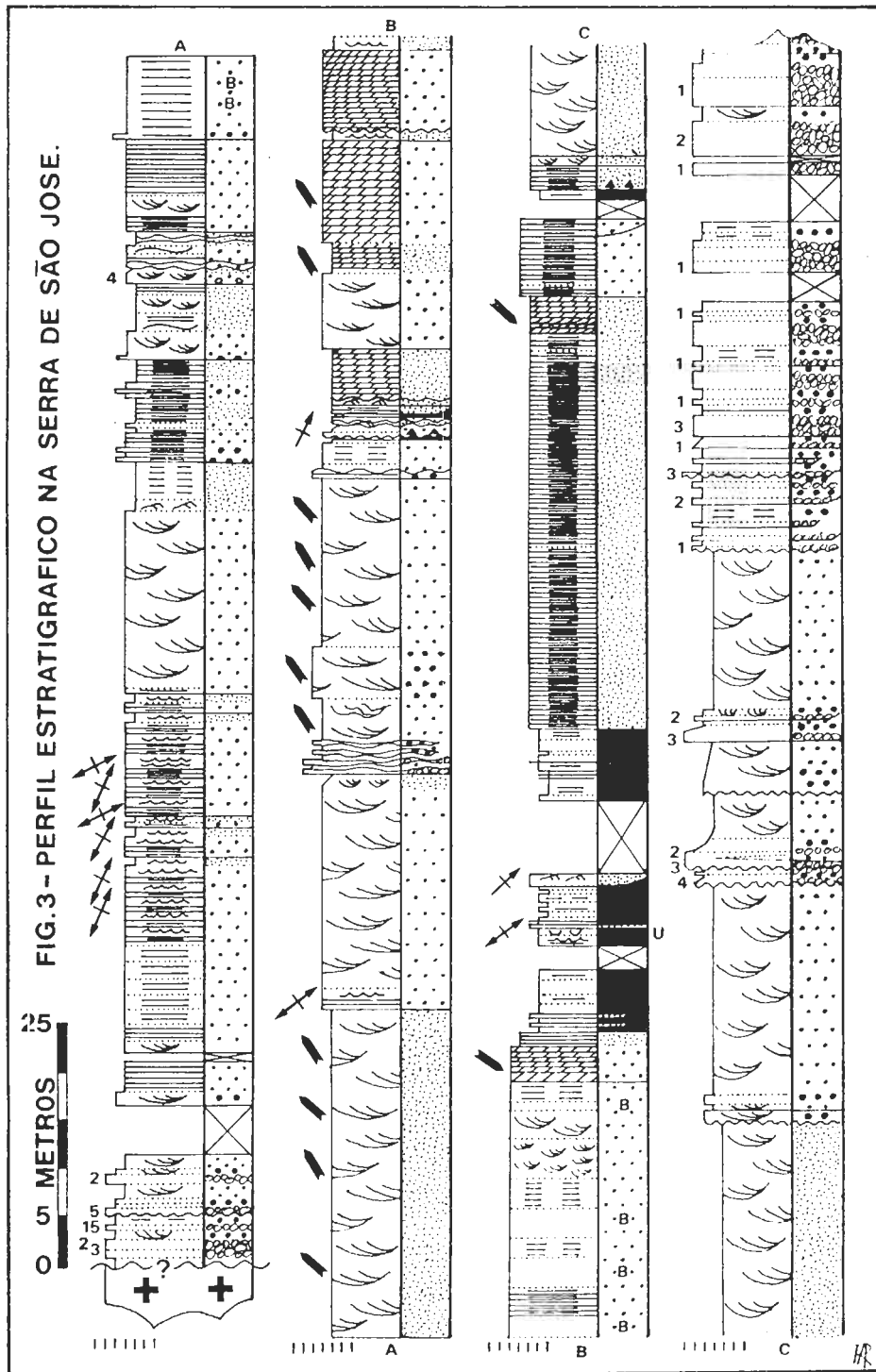


FIG. 3 - PERFIL ESTRATIGRAFICO NA SERRA DE SÃO JOSE.



UMA INTERPRETAÇÃO DA CLIVAGEM S_1 E A PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO EM CINTURÕES DOBRADOS DE BAIXO GRAU - O CASO DO GRUPO SÃO JOÃO DEL REI, MINAS GERAIS

Carlos Mauricio Noce

Instituto de Geociências - UFMG

ABSTRACT

Three deformation phases have been distinguished in the São João Del Rei Group. D_1 and D_2 are related possibly to one progressive strain with an important simple shear component. The most representative D_1 structure is a well developed slaty cleavage. During D_2 a crenulation cleavage and important meso and macro-folds developed. D_3 structures are open folds, crenulations and a less common spaced cleavage.

S_1 cleavage is often parallel to planes of compositional change (S_0), and D_1 folds are extremely rare. In many folded belts S_1/S_0 parallelism is related to isoclinal folding and lack of D_1 hinges due to transposition. However, if this isoclinal folding is not evident, S_1 could be interpreted as a primary structure, although it had been reinforced by initial deformation and metamorphism. The S_1 cleavage in the studied area has probably been originated in this way.

INTRODUÇÃO

A área de ocorrência do Grupo São João Del Rei estudada se localiza entre as cidades de Tiradentes e Barbacena. A sequência compreende filitos, xistos calcíferos, calcários, quartzitos e biotita quartzo xistos, com metamorfismo de baixo grau. Nesta unidade, e em unidades correlatas (Grupo Andrelândia), tem sido reconhecida a existência de

três fases de deformação (TROUW et al., 1983). São frequentes as feições indicativas de deformações múltiplas, como dobras redobradas, clivagens e lineações dobradas, clivagens transpostas, etc..

O esquema de evolução estrutural proposto por TROUW e colaboradores, englobando os grupos São João Del Rei e Andrelândia, pode ser assim resumido:

.Fase D_1 - A primeira fase de deformação é evidenciada, em muitos locais, unicamente pela presença de uma clivagem ardosiana crenulada e parcial ou totalmente transposta por D_2 . As dobras D_1 são de ocorrência restrita, apresentando-se redobradas por D_2 , geralmente, em um padrão "em laço". Segundo TROUW et al. (1982), a fase D_1 foi também responsável por grandes movimentos de empurrão a sul da área estudada, causando o embricamento de fatias de metassedimentos e incluindo porções do embasamento. A sequência quartzítica que se estende entre Itumirim, Carrancas e Minduri, por exemplo, possui um caráter alóctone, com a superfície de empurrão sendo dobrada sucessivamente por D_2 e D_3 . Por suas dimensões vai constituir uma verdadeira nappe (TROUW et al., 1980).

.Fase D_2 - Os dobramentos mais importantes são atribuídos à segunda fase de deformação, que desenvolveu também uma clivagem plano-axial S_2 . As dobras D_2 são predominantemente fechadas, com superfície axial de baixo ângulo. Pode-se citar, como exemplo, as grandes dobras recumbentes nos quartzitos de Luminárias, de caráter quase isoclinal (TROUW et al., 1983), bem como as dobras fechadas a nordeste de Carrancas, que em mapa formam uma espécie de cogumelo devido ao redobrimento pela última fase (DAYAN, 1983; DAYAN e BAPTISTA Fº (1984); HEILBRON, 1983 e 1985).

.Fase D_3 - A fase de deformação D_3 foi, com poucas exceções, de intensidade sensivelmente menor que a fase anterior. Caracteriza-se, em geral, por dobras abertas com superfície axial de alto ângulo, sendo que dobras D_3 em escala regional são responsáveis pelo padrão em zigue-zague evidenciado pela distribuição das faixas do Grupo Carrancas. Associa-se também a D_3 extensas zonas de cisalhamento do tipo dúctil-rúptil (TROUW et al., 1982), orientadas NE-SW.

Este esquema de evolução estrutural mostra, em seus pontos básicos, bastante semelhança com cinturões poli-deformados de outras regiões do mundo, especialmente aqueles de baixo e médio grau metamórfico (vide HOBBS et al., 1976).

FASE DE DEFORMAÇÃO D_1

A principal estrutura relacionada a D_1 é uma clivagem ardosiana,

S_1 , amplamente desenvolvida por toda a área estudada. Foram observadas apenas quatro dobras atribuíveis a D_1 , constituindo pequenas dobras em escala de afloramento e amostra de mão (figuras 1 e 2). Sua caracterização como dobras da primeira fase foi feita em função do redobramento por D_2 , que resultou no padrão de redobramento do tipo 3 (RAMSAY, 1967, p. 530). Dobras D_1 em grande escala não foram identificadas, não havendo maiores informações quanto à orientação, estilo e extensão do dobramento D_1 .

A clivagem S_1 encontra-se crenulada e transposta por D_2 . Isto é bastante generalizado nos xistos e filitos, onde S_1 quase sempre é observada apenas nos micrólitos que separam as superfícies de clivagem S_2 . Já as rochas quartzosas e carbonáticas preservam melhor S_1 . Em qualquer destas litologias, sempre que é possível identificar o aleitamento sedimentar (S_0), constata-se um marcante paralelismo entre esta superfície e S_1 .

De uma forma geral, a clivagem S_1 pode ser dividida em diferentes tipos morfológicos, que se relacionam à litologia:

- Os calcários apresentam, muito frequentemente, filmes e níveis silicáticos de espaçamento irregular, milimétrico a métrico, dividindo estratos essencialmente carbonáticos. Estes níveis são paralelos à alternância, em escala maior, dos bancos de calcário puro e impuro, e devem refletir pulsos de sedimentação pelítica, representando, portanto, a estratificação original. Dentro dos níveis silicáticos, S_1 constitui uma clivagem ardosiana bem desenvolvida e paralela a seus limites. O desenvolvimento desta clivagem foi provavelmente acompanhado por processos de "pressure solution", com remoção de calcita dos níveis micáceos. Isto é corroborado pela abundância em veios de calcita exatamente nos calcários mais impuros. A remoção de calcita poderia provocar também a rotação dos minerais micáceos rumo a um alinhamento paralelo (KERRICH & ALLISON, 1978), reforçando-se a clivagem. No mesmo processo seriam formados os estilólitos paralelos a S_1/S_0 .

- Os quartzitos possuem, caracteristicamente, um aspecto laminado, dado por filmes paralelos de mica que separam níveis quartzosos com 2-3mm de espessura em média. Estes filmes definem uma evidente orientação planar, dobrada nas charneiras D_2 , e paralela à variação composicional (S_0) nos quartzitos, que gradam para porções mais filíticas.

- Nos biotita xistos a estratificação original não é identificável, e logo as relações S_1/S_0 não são bem estabelecidas. S_1 é definida pela marcante orientação de finas palhetas de mica branca, constituindo uma clivagem ardosiana naquelas porções da rocha essencialmente micáceas.

Eventualmente, a biotita aparece orientada segundo S_1 . Apesar da transposição por D_2 é possível reconhecer um bandamento diferenciado paralelo a S_1 , aparentemente de origem secundária, dado pela alternância milimétrica de bandas enriquecidas em quartzo e mica (foto 1). Bandamento idêntico é observado segundo S_2 . Também os filitos listrados da unidade basal possuem um bandamento diferenciado associado a S_1 . Bandamentos deste tipo desenvolvem-se, geralmente, associado a clivagens de crenulação (NICHOLSON, 1966; GRAY & DURNEY, 1979), ainda que tenham sido descritos também paralelos a clivagens ardosianas (TALBOT & HOBBS, 1968). MALTMAN (1981) sugere que nestes casos a diferenciação pode relacionar-se à crenulação de uma foliação de origem primária.

DISCUSSÃO

Uma fase inicial de deformação com as características da fase D_1 na área estudada tem sido descrita em diversos cinturões dobrados (HOBBS et al., 1976). A interpretação corrente preconiza um dobramento isoclinal, com dobras geralmente deitadas e transposição de S_0 , resultando no paralelismo S_1/S_0 . A ausência, ou quase ausência de dobras D_1 , é atribuída à intensidade da transposição. Entretanto, nos casos em que este dobramento não pode efetivamente ser demonstrado, alguns autores têm refutado a existência desta fase inicial de deformação e proposto uma gênese por processos sedimentares e diagenéticos para a clivagem S_1 (WILLIAMS, 1985). Desta forma, uma superfície de clivagem paralela ao aleitamento não implica necessariamente em um dobramento isoclinal associado (POWELL et al., 1982). Na literatura geológica são encontrados exemplos de controvérsias sobre esta questão, onde uma mesma clivagem do tipo S_1/S_0 é interpretada de forma diversa. Pode-se citar os trabalhos de WILLIAMS (1972), WILSON e de HEDOUVILLE (1985), POWELL e RICKARD (1985) e HOLST (1985).

Na área estudada não se encontram evidências que permitam advogar um dobramento D_1 isoclinal generalizado ao qual se associe a clivagem S_1 , sendo provável que a fase D_1 tenha consistido em um cisalhamento simples subhorizontal, gerando poucas dobras e de caráter intrafolial. Dentro deste modelo, o paralelismo entre S_1 e S_0 poderia ser explicado, hipoteticamente, a partir da existência de uma anisotropia planar inicial. Em uma deformação do tipo cisalhamento simples, um plano qualquer irá sofrer encurtamento ou extensão conforme seja sua orientação inicial em relação ao plano de cisalhamento (figura 3). Considerando uma foliação de origem primária paralela ao aleitamento, no

caso de cisalhamento subhorizontal o ângulo entre esta foliação e o plano de cisalhamento será mínimo, de forma que a foliação tende a permanecer sempre no campo da extensão. Como resultado, a foliação primária possivelmente sofrerá boudinagem, mas poderá ser essencialmente preservada, e mesmo reforçada por recristalização mimética. Admitese, portanto, que S_1 tenha origem primária, embora a deformação e o metamorfismo durante D_1 tenha contribuído para seu melhor desenvolvimento.

Poderiam ocorrer situações onde a foliação primária entrasse no campo do encurtamento, e então S_1 torna-se uma clivagem exclusivamente tectônica, resultante da crenulação e transposição da foliação primária. Este processo explicaria a origem do bandamento diferenciado segundo S_1 que é observado em alguns locais, já que neste caso S_1 se desenvolveu como uma clivagem de crenulação.

Outra hipótese a ser analisada, dentro do modelo de cisalhamento simples subhorizontal, parte da premissa de que a clivagem origina-se paralela, ou aproximadamente paralela ao plano XY do elipsóide de deformação (SIDDANS, 1972). O ângulo entre o plano XY e o plano de cisalhamento decresce com o aumento da deformação, e para valores extremos de cisalhamento aproxima-se de zero (fig. 4). Em consequência, a clivagem tornar-se-ia praticamente paralela à superfície de aleitamento. Entretanto, a intensidade da deformação na área estudada deve ter sido bastante inferior àquela requerida para atingir-se o paralelismo em questão. Soma-se a isto o fato de que, dado às condições heterogêneas das deformações naturais, deveriam ser observadas situações onde S_1 e S_0 fizessem um ângulo claramente discernível.

CONCLUSÃO

Parece-nos que as fases D_1 e D_2 , no Grupo São João Del Rei, representam os estágios inicial e final de uma deformação progressiva com um importante componente de cisalhamento simples. Neste modelo, as estruturas inicialmente geradas vão sendo deformadas em um processo contínuo, ainda que não necessariamente síncrono em todo o cinturão (MILLER, 1983). Isto pode dificultar, em muito, a caracterização dessas estruturas iniciais. Em outras áreas de ocorrência do Grupo São João Del Rei para sul, foram reconhecidos como D_1 importantes cavalgamentos de baixo ângulo, como na Serra da Estância e Serra do Campes-tre (RIBEIRO, 1983), e mesmo dobras em grande escala, como em Luminárias (TROUW, 1983) e Itumirim (RIBEIRO, 1983). Na região estudada, tais estruturas não foram observadas e, possivelmente, a explicação reside no fato da deformação D_1/D_2 diminuir de intensidade de sul para norte.

Quanto à clivagem S_1 , o persistente paralelismo com os planos de variação composicional parece indicar uma origem primária.

Segundo MALTMAN (1981), no início do soterramento de um sedimento, a poucos metros da superfície, a força de compactação não é compensada pelo confinamento lateral e adquire um caráter uniaxial, gerando uma orientação preferencial dos minerais tabulares. Esta foliação primária, na opinião de MALTMAN (1981), é possivelmente de ocorrência generalizada, mas tende a ser interpretada como uma estrutura secundária, de origem tectônica.

Na concepção de uma deformação progressiva D_1/D_2 , devem ter existido, na fase inicial deste evento deformacional, condições favoráveis para a preservação e desenvolvimento desta anisotropia planar primária.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos professores Dr. Rudolph A. J. Trouw, Dr. Henrique Dayan e Dr. Carlos Alberto Rosière pelas críticas e sugestões.

Os recursos para este trabalho foram provenientes do CNPq e do Conselho de Pesquisa da UFMG.

BIBLIOGRAFIA

- DAYAN, H. - 1983 - A estrutura de redobramento das serras de Carrancas e Bicas. Relatório CNPq (inédito). 52p..
- DAYAN, H. & BAPTISTA FILHO, J. - 1984 - Caracterização de fabrics tridimensionais nos rods de quartzo da base da Serra de Carrancas, SE de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p.3371-3392.
- GRAY, D. R. & DURNEY, D. W. - 1979 - Crenulation cleavage differentiation: implications of solution-deposition processes. *Journal of Structural Geology*, 1(1):73-80.
- HEILBRON, M. - 1983 - Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus (MG). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais...* SBG-MG, p. 387-401 (Boletim 3).
- HEILBRON, M. - 1985 - Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus, MG. Tese de mestrado (inédito), IG-UFRJ, 153p.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. - 1976 - *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons. 571p..
- HOLST, T. B. - 1985 - Implications of a large flattening strain for the origin of a bedding-parallel foliation in the Early Proterozoic

- Thomson Formation, Minnesota. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4): 375-384.
- KERRICH, R. & ALLISON, I. - 1978 - Flow mechanisms in rocks. *Geoscience Canada*, 5(3):109-118.
- MALTMAN, A. J. - 1981 - Primary bedding parallel fabrics in structural geology. *J. Geol. Soc. Lond.*, 139:475-483.
- MILLER, Yu. V. - 1983 - Current concepts on structural development of metamorphic complexes. *Geotectonics*, 17(4):265-270.
- NICHOLSON, R. - 1966 - Metamorphic differentiation in crenulated schists. *Nature*, 209:68-69.
- POWELL, C. McA.; MORRITT, R. F. C.; VERNON, R. H. - 1982 - Crenulation morphology of a first-generation cleavage. In: BORRADAILE, G. J.; BAYLY, M. B.; POWELL, C. McA. ed. *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*. Springer-Verlag. p. 164-165.
- POWELL, C. McA. & RICKARD, M. T. - 1985 - Significance of the early foliation at Bermagui, N. S. W., Australia. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4):385-400.
- RAMSAY, J. G. - 1967 - *Folding and fracturing of rocks*. 1.ed., New York, McGraw-Hill. 568p..
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. - 1983 - *The techniques of modern structural geology - vol. 1: strain analysis*. 1.ed., London, Academic Press. 307p..
- RIBEIRO, A. - 1983 - Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da folha Itumirim - MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ... SBG-MG*, p. 461-468 (Boletim 3).
- SIDDANS, A. W. B. - 1972 - Slaty cleavage - a review of research since 1815. *Earth Science Reviews*, 8:205-232.
- TALBOT, J. L. & HOBBS, E. - 1968 - The relationship of metamorphic differentiation to other structural features at three localities. *Journal of Geology*, 76:581-587.
- TROUW, R. A. J. - 1983 - Novos dados sobre os grupos são João Del Rei, Carrancas e Andrelândia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ... SBG-MG*, p. 468-477 (Boletim 3).
- TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. - 1980 - Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras - Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Balneário de Comboriú, 1980. *Anais ... SBG*, v. 5, p. 2773-2784.
- TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; CHRISPIM, S. J.; DAYAN, H. - 1982 - Análise de deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais ... Salvador, SBG*. v.1, p. 187-198.

- 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*. Rio de Janeiro, An. Acad. Bras. Ciên., 55(1):71-85.
- TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M. - 1984 - Os grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos grupos Araxá e Canastra. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p.3227-3240.
- WILLIAMS, P. F. - 1972 - Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *American Journal of Science*, 272:1-47.
- WILLIAMS, P. F. - 1985 - Multiply deformed terrains-problems of correlation. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4):269-280.
- WILSON, J. L. & de HEDOUVILLE, P. - 1985 - Early cleavage development in the Late Ordovician of north-east Victoria, Australia. *Journal of Structural Geology*, 7(3/4):400-408.



FIGURA 1: Dobra D_1 redobrada por D_2 , em calcário.

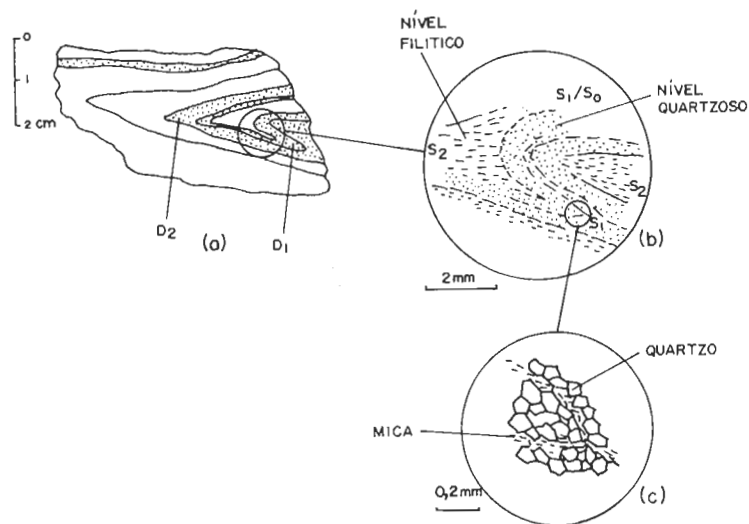
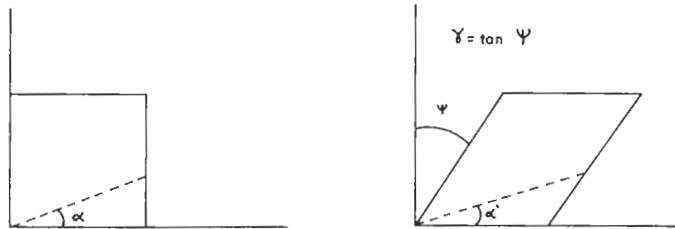
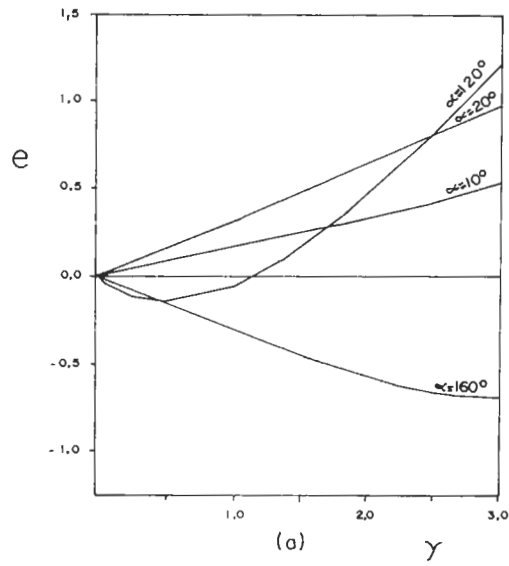


FIGURA 2: Dobra D_1 . Quartzo-míca xisto exibindo uma dobra D_1 redobrada por D_2 , formando um padrão "em laço" (a). A rocha apresenta filmes micáceos, que definem S_1 , dobrados e transpostos nas charneiras D_2 , onde se desenvolve u ma clivagem plano-axial S_2 (b). A relação entre a orientação das micas e a superfície dobrada na charneira D_1 não é muito clara (c).



(b)

FIGURA 3: Variação na deformação longitudinal (e =alongação) em função do cisalhamento simples (γ), para linhas com diferentes orientações iniciais (α) em relação à direção de cisalhamento - segundo RAMSAY & HUBER, 1983 (a). Exemplo das relações referidas acima para uma linha (ou plano) com orientação inicial $\alpha=20^\circ$, e um "shear strain" $\gamma=-0,67$ (b).

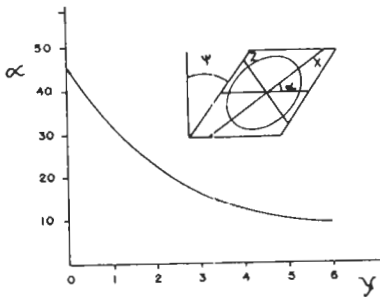


FIGURA 4: Relação entre o ângulo (α) que faz o eixo principal de deformação X com a direção de cisalhamento e os valores do cisalhamento ($\gamma=\tan\psi$). O ângulo α decresce para valores crescentes de deformação. O gráfico refere-se a uma deformação por cisalhamento simples (segundo RAMSAY, 1967, p.86).



FOTO 1: Biotita-quartzo xisto, exibindo a clivagem de crenulação S_2 (paralelo ao lápis). Nos micrólitos entre as superfícies S_2 observa-se uma clivagem anterior, S_1 , que é paralela a um bandamento diferenciado, dado pela alternância de níveis micáceos e níveis quartzosos.

ASPECTOS DA DEFORMAÇÃO DÚCTIL E PROGRESSIVA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Osvaldo A. Belo de Oliveira (Docegeo) e Maria Beatriz Harmendani
Vieira (CYRD - DIPEG)

ABSTRACT

The great controversies about the Quadrilatero Ferrifero's stratigraphy, structure, and metallogenesis undoubtedly result from the different structural models proposed for the region. Different deformational phases have been defined solely on the basis of fold styles and fold axial plane orientations.

The definition of the geological framework of the Caete area aided by tectonic and microstructural studies shows that the most prominent linear and plain structures are related to a ductil and progressive tectonic event which has affected not only the Archean and Proterozoic supracrustal rocks, but also their infrastructure. This event is related to the major thrusting better observed in the oriental half of the Quadrilatero Ferrifero.

1. INTRODUÇÃO

Nas duas últimas décadas diversas contribuições ao estudo tectônico-estrutural do Quadrilátero Ferrífero (Q.F.) tem sido feitas, todas tomando como referência o trabalho pioneiro da equipe do USGS (Dorr, 1969), que, baseado em modelos geossinclinais modernos definiu a grande estrutura do Quadrilátero Ferrífero. Naquele trabalho ficou estabelecido vários sis

temas de empurrões em sua borda oriental. Destacam-se, entre outras, as contribuições de Schorscher (1976, 1982), Pires (1979), Ladeira (1980, 1983), Ladeira e Viveiros (1984), Belo de Oliveira (1986) e Carbonari et alli (inédito, 1986). Com base nas megadobras existentes nas sequências proterozóicas do Supergrupo Minas e a ausência destas nas unidades arqueanas adjacentes, Schorscher adota uma origem alóctone para o Supergrupo Minas. Ladeira e Viveiros a partir de um modelo polideformacional, constituído de 06 fases, elaboram uma hipótese sobre a estruturação do Q.F, onde as clássicas estruturas, interpretadas por Dorr como sinclinais, formados durante o evento Minas (Transamazônico - 2.600 m.a), seriam produtos de dobras polifásicas que não se fechariam em profundidade. Pires estudando a junção do Anticlinal do Curral e do Sinclinal Moeda concluiu duas principais fases de deformação para o Supergrupo Minas, a mais antiga com tectônica para NW e a mais recente com vergência para W. Carbonari et alli chegaram à conclusão semelhante em Itabira; a mais antiga com vergência para norte, de idade Transamazônica e a mais recente, de idade Brasileira (600 m.a), com vergência para W.

Esta publicação tem como objeto mostrar os aspectos da deformação dúctil e progressiva (Dn), que atingiu o embasamento granito-gnáissico e as sequências supracrustais de idade arqueana e proterozóicas, e suas implicações na estruturação do Q.F. O evento Dn foi responsável pelas principais feições planares e lineares regionais, assim como pelos grandes sistemas de empurrões, que aparentemente apresentam duas vergências tectônicas. Este trabalho baseou-se no mapeamento geológico, escala 1:25.000, e nos estudos tectônicos e microtectônicos na região de Caeté, cujo arcabouço geológico reflete a grande estrutura do Q.F (Fig. 1 e 2).

2. AS GRANDES FEIÇÕES ESTRUTURAIS

As falhas de empurrão são sem dúvida as principais feições estruturais da região de Caeté. Destacam-se pela sua impressionante extensão, acima de 50 km, e pela inflexão de 90° que sofrem na região de Morro Vermelho (Fig. 2). O principal sistema de empurrões é constituído pela falha Gandarela e falha do Morro Vermelho.

A falha de empurrão Gandarela é responsável pelo transporte do conjunto tectônico alóctone denominado Nappe Gandarela (Belo de Oliveira, 1986), constituído por rochas do Supergrupo Minas, sobre rochas do Grupo Nova Lima. A falha de Morro Vermelho segue uma tendência paralela à falha Gandarela e coloca rochas do Grupo Nova Lima de origem alóctone sobre essa própria unidade e sobre o Grupo Quebra Osso, que constituem o domínio litológico para-autóctone (Fig. 2). Essa falha co

loca ainda o Grupo Nova Lima sobre rochas do embasamento granito-gnáissico na porção E da área.

Esse sistema de empurrão está relacionado ao evento deformacional Dn, considerado pelos autores como o último evento de caráter penetrativo do Q.F. É responsável pelas principais feições planares e lineares da área; a foliação Sn, normalmente milonítica, e a lineação de estiramento Ln.

A foliação milonítica desenvolveu-se em regime plástico e profundo. É sub-paralela ao acamamento e sua orientação varia estatisticamente de NS/35E a EW/35S (Fig. 2). Tanto em escala micro como em escala macroscópica foi verificado que Sn formou-se através de intenso processo de transposição, assumindo o caráter de foliação milonítica devido à elevada taxa de deformação em ambiente dúctil.

A lineação de estiramento dispõe-se tanto sub-perpendicular quanto paralelamente à direção da foliação milonítica sincrônica, com caimento suave para ESE. É claramente reconhecida na área pela elongação de minerais pré ou sin-cinemáticos, sombras de pressão e pelo estiramento de estruturas marcadoras de deformação (lascas de transposição, seixos, etc...).

Uma característica marcante regionalmente é a inflexão desse sistema de empurrão e das foliações Sn na região de Morro Vermelho, contrastando com a constância da lineação de estiramento Ln. Esta relação geométrica é fundamental no entendimento da estruturação tectônica regional.

Resalta-se como feições litológicas mais importantes, desenvolvidas nas zonas de cisalhamento, a intensa milonitização das rochas e formação de lascas de transposição, também denominadas de tectonitos. Apresentam-se estirados e com caimento suave para S80E, definindo a lineação de estiramento. Vistos pelo plano YZ do elipsóide de deformação assumem o aspecto conglomerático, podendo ser confundidos com níveis estratigráficos. O caráter tectônico dessa unidade fica esclarecido quando intercepta níveis guia estratigráficos sub-paralelos às falhas de empurrão (Fig. 3).

A associação dos eventos metassomáticos/hidrotermais com a deformação Dn é normalmente caracterizada junto às falhas de empurrão, onde a presença de fluídos percolantes através da estruturação tectônica é atestada por processos de sericitização, carbonatação e silicificação, que nem sempre ocorrem juntas. Rochas granito-gnáissicas transformam-se em quartzo-sericita xisto localmente com aspecto quartzítico (Falha Morro Vermelho). A presença de rocha clorita-quartzo dolomítica com cristais neoformados de magnetita contendo núcleos zonados de cromita sugere um produto de alteração de rocha originalmente ultramáfica

ca; Falha Gandarela (Fig.4).

3. A DUCTIBILIDADE DO EVENTO DEFORMACIONAL Dn

A presença generalizada de rochas miloníticas e feições complexas de dobras são alguns dos aspectos que traduzem o caráter dúctil das zonas de cisalhamento gerados durante Dn. O elevado grau de deformação que atuou durante esse evento, caracteristicamente regional, pode ser visualizada através do estiramento da estrutura Geriza (Fig. 2).

O caráter dúctil de Dn também se estende a rochas competentes apresentando alto grau de plasticidade. A figura 3 representa um nível de formação ferrífera junto a uma zona de cisalhamento.

Através do reconhecimento de minerais metamórficos sintectônicos à Dn, ficou caracterizado na área condições de temperatura e pressão do fácies xisto verde, representadas por paragênese epidoto-clorita-tremolita-oligoclásio, em metabásicas ou clorita-muscovita-quartzo, nos metapelitos. Nestas condições, o comportamento frágil dos níveis superficiais da crosta é gradualmente substituído pela deformação plástica. (Sibson, 1977), passando a envolver profundas modificações na estrutura cristalina dos minerais.

O acúmulo de energia elástica ou de deformação atua tanto em escala mineral (achatamento, rotação e deslizamento nas interfácies) como intracristalina (defeitos na rede cristalográfica), e resulta no desenvolvimento das estruturas planares e lineares, sendo bem visualizadas nos xistos portadores de grânulos de quartzo e/ou feldspatos.

Destaque especial deve ser dado ao processo de recristalização dinâmica (Nicolas, 1984) ou recristalização primária (Hobbs et alli, 1976) pela frequência com que ocorre nas rochas do Grupo Nova Lima. Trata-se de uma etapa onde os cristais deformados sofrem uma restauração completa da rede cristalina. O acréscimo de energia introduzida no sistema pelos processos dinâmicos é consumido através da redução granulométrica com a formação de inúmeros novos cristais. De modo distinto, a recristalização estática que ocorre nas condições normais de metamorfismo, tem como consequência o crescimento dos cristais.

Este processo ocorre de modo generalizado nos diferentes tipos litológicos, porém os melhores exemplos estão registrados em rochas quartzosas (Fig. 4) e carbonáticas.

Nos locais onde a recristalização dinâmica foi intensa, a identificação da deformação plástica torna-se muito difícil ou em casos extremos impossível.

O estudo de lentes quartzosas de dimensões métricas, contidas na foliação de xistos carbonosos, com típica textura granoblástica poli

gonal revelou a existência de faixas de cristais com orientação ótica aproximada, perceptível somente em luz polarizada. Esta estrutura "bandeada" formou-se pela recristalização dinâmica de antigos cristais fitados grosseiros ("ribbon quartz"), formados sob elevado grau de deformação, cuja orientação cristalográfica foi herdada pelos novos cristais. A presença ainda nesta rocha de planos retilíneos de descontinuidade paralelos à esta estrutura, comumente encontrados em quartzitos blastomiloníticos da região, confirma esta possibilidade (Fig.5). Macroscopicamente este material tem aspecto sacaroidal, se desagrega em areia muito fina, e é normalmente confundido com metachert.

A caracterização de tipos miloníticos nas rochas xistosas é bastante complexa devido ao inerente comportamento plástico desta litologia, bastante favorecido pela ductibilidade do próprio processo milonítico. A identificação de feições características passam a constituir o fator determinante para o diagnóstico destas rochas ("mica fish", sombras de pressão assimétricas, foliação anastomosante, dobras intrafoliares, etc).

Estruturas micáceas lenticulares assimétricas denominadas "mica-fish" (Lister e Snoke, 1984), são frequentemente observadas em cortes \perp Sn e $//$ Ln (Fig.5). As observações de afloramentos e de microestruturas na região confirmam na maioria das vezes a validade de utilizá-las como indicador cinemático.

A presença de minerais (p. ex. porfiroblastos pré a sin-cinemáticos) nos milonitos da região, é sistematicamente acompanhada por sombras e franjas de pressão assimétricas (Fig. 5 e 6). Além de indicadores cinemáticos, elas traduzem na superfície Sn, a lineação de estiramento Ln.

Foram encontradas ainda em xistos miloníticos em locais de elevado grau de deformação, dobras intrafoliares cujos flancos são abruptamente interceptados pela foliação milonítica (Fig.5), semelhantes às descritas por Bell e Hammond (1984).

A lineação mineral quando presente, representa a lineação de estiramento. São constituídas por diversos minerais como carbonato, tremolita-actinolita, quartzo, plagioclásio e micas. Cristais de carbonato analisados em cortes \perp e $//$ à direção de lineação (Fig.6c e 6d) em metapelitos do Grupo Nova Lima nas proximidades da Falha Gandarela, traduzem de modo exemplar este aspecto.

Identificou-se em determinadas litologias, a estruturação bandeada de natureza tectônica/metamórfica, representada, seja pela alternância mineralógica, como por variações do próprio processo de deformação. Caracterizam-se por superfícies rigorosamente planares (Fig.6), que em sua extensão terminam em acunhamentos ou bifurcações, sendo toma

das como superfície So.

Análise microestrutural em rocha dolomítica bandeada (tons variados de cinza a bege) de granulação micro a criptocristalina, revelou a natureza ultramilonítica da mesma. A preservação de raros porfiroclastos de carbonato grosseiro intensamente deformados e contidos na estrutura bandeada planar, juntamente com o desenvolvimento notável de estruturas de cisalhamento (Fig.3c) em um nível intermediário rico em talco, comprovam o caráter milonítico do bandejamento, gerado pelo intenso processo de recristalização dinâmica.

Essa marcante ductibilidade do processo, favorece o aparecimento de estruturas complexas típicas de zonas de cisalhamento profundas. O dobramento da própria foliação milonítica, a formação de dobras cujos eixos são paralelos à lineação de estiramento (ou direção de transporte tectônico) referidas como dobras X, e dobras acilíndricas de eixos curvos, são algumas destas feições, observadas na região de Caeté e que serão abordadas no item subsequente.

4. O CARÁCTER PROGRESSIVO DE Dn

O encurvamento do sistema de empurrão na altura de Morro Vermelho é sem dúvida uma das feições mais notáveis na região de Caeté.

O comportamento constante da lineação de estiramento ao longo dessa estrutura elimina a hipótese dessa inflexão ser consequência de dobramento posterior, o que é corroborado pela ausência de microestruturas que evidenciem tal fato. Essas feições tem sido atribuídas nos últimos anos, ao processo de deformação progressiva, e relacionadas portanto a um único evento deformacional (White, 1980; Bell, 1984). É responsável por dobras acilíndricas complexas, tipo dobra em bainha e dobras X, onde feições geradas em estágios anteriores podem ser apagadas pelo próprio processo. (Fig.7)

As dobras em bainha (Cobbold e Quinquis, 1980) caracterizadas pela feição curvilínea do eixo principal são desenvolvidas sobre superfícies miloníticas e orientam-se alongadas segundo a lineação de estiramento, situação que prevalece nos trends estruturais NS e EW da grande inflexão estrutural de Caeté. Nos locais de maior desenvolvimento, o eixo principal da dobra torna-se impreterivelmente paralelizado à lineação de estiramento.

Um aspecto comum junto a essas estruturas é o encurvamento da própria lineação de estiramento durante o processo de formação das dobras em bainhas. Na figura 7 observa-se Ln, ao longo da amostra, infletida e gerando duas direções de eixos de dobras, (indicados pelos pontos de fósforo). A subsequente rotação dessas dobras pode localmente

originar um alto ângulo com os eixos das dobras em bainha (Bell e Hammond, 1984).

Essas dobras são também observadas em escala macroscópica. A estrutura Geriza, situada na escama de empurrão entre as Falhas Gandra e Morro Vermelho, é outra espetacular feição tectônica a área. Com mais de 15 km de extensão segue a inflexão desse sistema de empurrões. Foi interpretada como uma estrutura antiformal definindo uma megadobra em bainha (Belo de Oliveira, 1986), assumindo-se seu eixo axial para ESE. A distribuição das lineações de estiramento ao longo dessa estrutura mostra-se constante e com caimento suave para S80E.

Na porção oeste de Caeté outras feições semelhantes em escala regional ocorrem dentro do Grupo Nova Lima; a mina de Cuiabá e a estrutura Lamego. O comportamento da lineação de estiramento nessas estruturas é semelhante ao descrito para Geriza. A figura 1 mostra a localização dessas megadobras, sendo sugestiva a continuidade da falha de empurrão, próxima a Rio Acima, em direção a essas estruturas.

5. DISCUSSÕES

Considerando-se o alto grau de deformação que atingiu o Q.F torna-se polêmica a preservação de estruturas primárias nas sequências supracrustais arqueana e proterozóicas. No entanto, o fato de zonas de cisalhamento dúctil caracterizarem-se pelo alto grau de deformação plástica em faixas estreitas assegura o caráter anisotrópico de Dn. Como consequência o padrão anastomosado da foliação milonítica em forma de "pods" (Bell e Hammond, 1984) torna possível, em todas as escalas, a existência de núcleos com feições originais preservadas.

Feições estruturais semelhantes àquelas descritas na região de Caeté foram observadas por diversos autores no Q.F, Guild (1957) no extremo SW do Q.F. define uma tectônica de empurrão e chama a atenção para a impressionante constância da lineação de estiramento com caimento suave para ESE, destacando também seu paralelismo com os eixos de dobras, por ele denominados de tectonitos "a". Miranda Barbosa (1968) reconhece também esta tectônica de empurrão na região de Ouro Preto-Mariana, considerando no entanto as grandes sinuosidades das estruturas como produto de dobramentos posteriores. Grossi Sad (1986) descreve na região de Mariana dobras cônicas associadas a milonitos e presença lineação de estiramento com caimentos suaves para ESE.

Tendo-se que os sistemas de empurrões afetaram não somente a

borda oriental, mas todo o Q.F; a existência de um transporte tectônico mínimo estimado de 30 km, deduzido a partir do avanço da falha de Morro Vermelho em direção à borda W do Q.F e as feições de ductibilidade da deformação, considera-se o estilo tectônico do evento Dn para o Q.F semelhante àqueles descritos recentemente nos Alpes (Lacassin, 1987).

Os sistemas de empurrões que afetaram o Q.F correlacionam-se àqueles da Serra do Espinhaço (Belo de Oliveira et alii, 1987 inédito) os quais foram considerados como de idade Brasileira (Almeida 1977; Teixeira, 1982 e 1985; Hartman et alii, 1986 e Uhlein et alii, 1986). Como fato de que grande parte dos depósitos minerais do Q.F são controlados por feições planares e lineares do evento Dn (Belo de Oliveira, 1986) torna necessário uma reavaliação dos conceitos metalogenéticos regionais.

6. CONCLUSÕES

As feições deformacionais apresentadas neste trabalho foram produzidas em domínios profundos da crosta por mecanismo de deformação plástica extensiva à escala cristalina dos minerais, e caracterizam o evento Dn do Q.F como um processo de cisalhamento dúctil (Ramsay, 1980).

Normalmente a vergência das fases tectônicas tem sido deduzidas na análise deformacional do Q.F a partir do clássico modelo baseado na vergência aparente de dobras. Considerando-se a natureza de Dn, como intenso processo de cisalhamento dúctil, a utilização deste modelo torna-se inconveniente uma vez que são geradas no mesmo evento toda a variação de vergência de dobras. Estudos de mecanismos de deformação na região de Caeté utilizando-se análise tectônica e microtectônica, mostraram que a principal microestrutura da área, a lineação de estiramento com mergulho suave para S80E, é notavelmente constante ao longo dos trends estruturais NS e EW, indicando portanto uma mesma vergência tectônica de ESE para WNW.

As falhas de empurrão relacionadas às zonas de cisalhamento de baixo ângulo do evento Dn são responsáveis pela organização estratigráfica/estrutural da região de Caeté. Esta estruturação reflete claramente a geometria do Q.F, considerando-se logicamente as variações de tipos litológicos de cada unidade estratigráfica, que envolve características próprias de competência, arranjo e constituição mineral, sendo portanto consequência natural desta deformação diferentes resultados para cada tipo litológico.

Ressalta-se como um relevante fator determinante da configuração final deste evento de deformação, a presença de corpos rochosos de maior competência como o pacote quartzítico da Serra do Caraça e as rochas cristalinas do Complexo Baçãõ, associadas às rochas de caráter mais plástico do Grupo Nova Lima.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1977) - O Cráton do São Francisco, Rev. Bras.Geoc., 7 (4): 349-364.
- BELL, T.H., HAMMOND, R.L. (1984) On Internal Geometry of Mylonite Zones. Journal of Geology, 2: 667-686.
- BELO DE OLIVEIRA, O.A. (1986) As falhas de empurrão e suas implicações na Estratigrafia e Metalogênese do Quadrilátero Ferrífero - Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, 5 : 15 p.
- BELO DE OLIVEIRA, O.A., GREGO, F. e VIEIRA, M.B.H. (1987) - A relação da tectônica Espinhaço Meridional - Quadrilátero Ferrífero (M.G.) Simpósio de Tectônica, Salvador - Bahia (no prelo).
- CARBONARI, F.S., BORGES, N.R.A., COELHO, L.H., FERREIRA, J.A., POLÔNIA, J.C., VALE, C.B.P. (1986) Iron Ore Deposits of the Itabira District - Brazil. (no prelo).
- COBBOLD, P.R., QUINQUIS, H. (1980) - Development of Sheath Folds in Shear Regimes. Journal of Structural Geology. 2 (1/2): 119-126.
- DORR II, J.V.N. (1969) - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Geol. Survey Prof. Paper, 641 - A : 1-110.
- GROSSI SAD, J.H., PAIVA PINTO, C. (1986) - Evidências de dobramento não cilíndrico no Quadrilátero Ferrífero - XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, Go, 3.
- GUILD, P.W. (1957) - Geology and Mineral Resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 290, 90 p.
- HARTMANN, M.B.; TAGLIANI, T.R., ALMEIDA ABREU, P.A. (1986) - Caracterização da tectônica tangencial da Borda Oriental da Cordilheira do Espinhaço Meridional (Região de Itapanhoaganga - Conceição do Mato Dentro). An. XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiania, Go.
- LACASSIN, R. (1987) Kinematics of ductile shearing from outcrop to crustal scale in the Monte Rosa Nappe, Western Alps. Tectonics. Vol-6, nº 1: 69-88.
- LADEIRA, E.A. (1980) - Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, M.G., Brazil - Univ. of Western Ontario, 272 pp (Tese de Doutorado).
- LADEIRA, E.A., ROESER, H.M.P., TOBSCHALL, H.J. (1983) - Evolução petrográfica do Cinturão de rochas verdes do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, M.G. II Simp. de Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, M.G. Bol. 3 - Geologia do Pré-Cambriano : 149-158.
- LADEIRA, E.A., VIVEIROS, J.F.M. (1984) - Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Soc. Bras. Geo., Núcleo Minas Gerais, Bol. 4, 4:9p.

- LISTER, G.S., SNOKE, A.W. (1984) - S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6 (6) : 617-638.
- NICOLAS, A. (1984) - *Principes de Tectonique* - Masson , 196 pp.
- PIRES, F.R.N. (1979) - Structural Geology and Stratigraphy at the Junction of the Curral and Moeda Sincline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Michigan Technological University (Tese de-Doutorado)
- RAMSAY, J.G. (1980) - Shear Zone Geometry: a review. *Journal Structural Geology* 2 (1) : 83-89.
- SIBSON, R.H. (1977) - Fault Rocks and Faults Mechanisms. *J. Geology Soc. London*. 133 : 191 -213.
- SCHORSCHER, H.D. (1976) - Polimetamorfismo no pré-Cambriano na Região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. XXIX Cong. Bras. Geol., Belo Horizonte, M.G., Resumos : 194 - 195.
- SCHORSHER, H.D., SANTANA, F.C., POLONIA, J.C., MOREIRA, J.M.P. (1982) - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State : Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic Rocks. Excursions Annex, ISAP, 44 pp.
- TEIXEIRA, W. (1982) Geochronology of the Southern Part of the São Francisco Cráton. *Rev. Bras. Geoc.* 12 (1/3): 228-277.
- TEIXEIRA, W. (1985) - A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco com base em interpretações geológicas. USP - 207 pp (Tese de Doutorado).
- UHLEIN, A., TROMPETTE, R., SILVA (1986) - Estruturação tectônica do Super Grupo Espinhaço na região de Diamantina. *Rev. Bras. Geoc.*, 16 (2) :12 a 216.
- WHITE, S.H., EVANS, D.J. (1982) - Fault Rocks of the Moine Thrust Zone: Microstructures and Textures of Selected Mylonites - Textures and Microstructures 5 : 33-61.

MAPA GEOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRIFERO
 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA
 MODIFICADO DE DORR (1963)

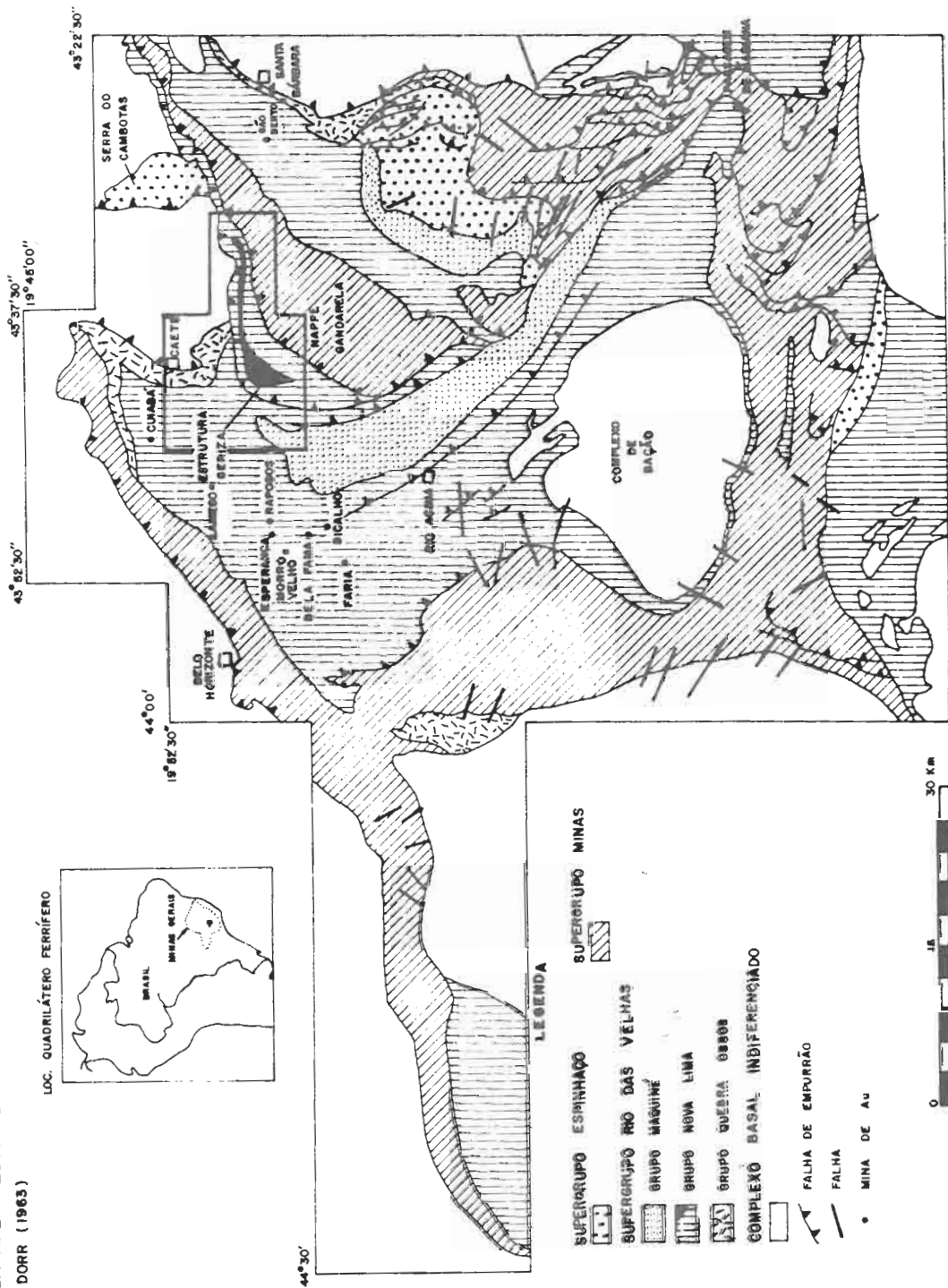
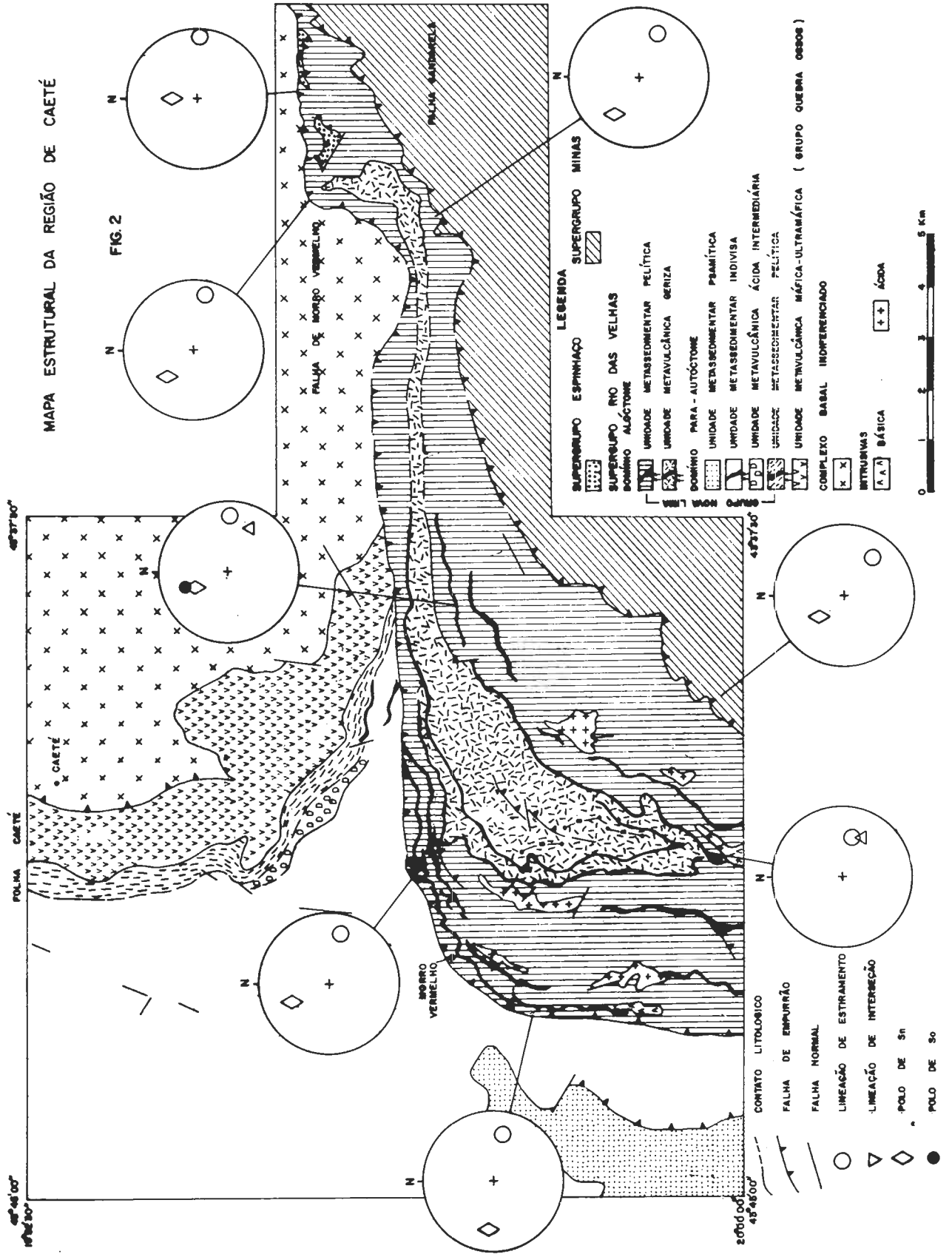


FIG. 1



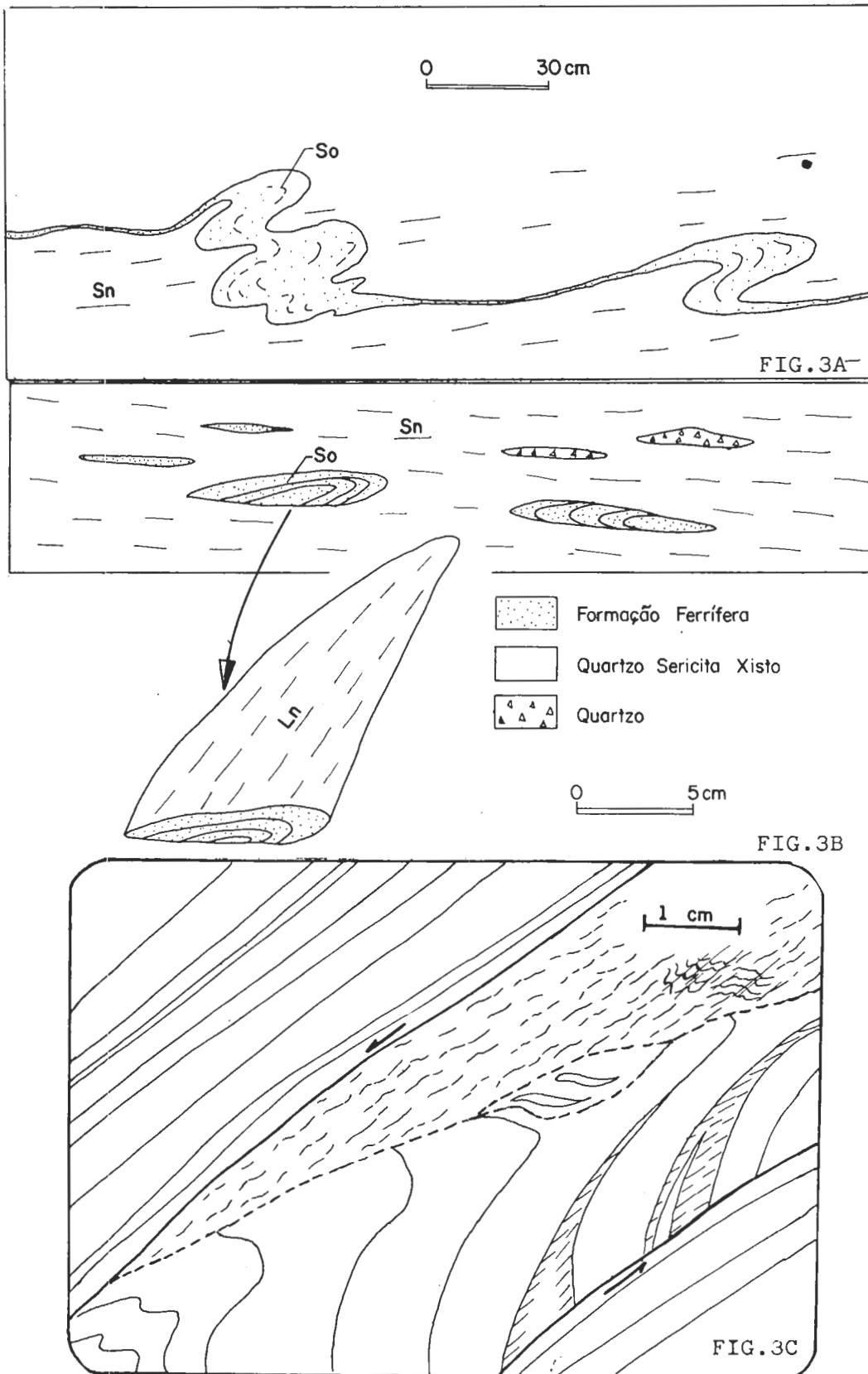


FIG 3 - (A)Alto grau de plasticidade de nível de F.F.em corte \perp a Ln. (B)Aspecto pseudoconglomerático na Falha de Morro Vermelho. (C) Ultramilonito carbonático bandeado cujas estruturas de cisalhamento indicam movimento sinistro.

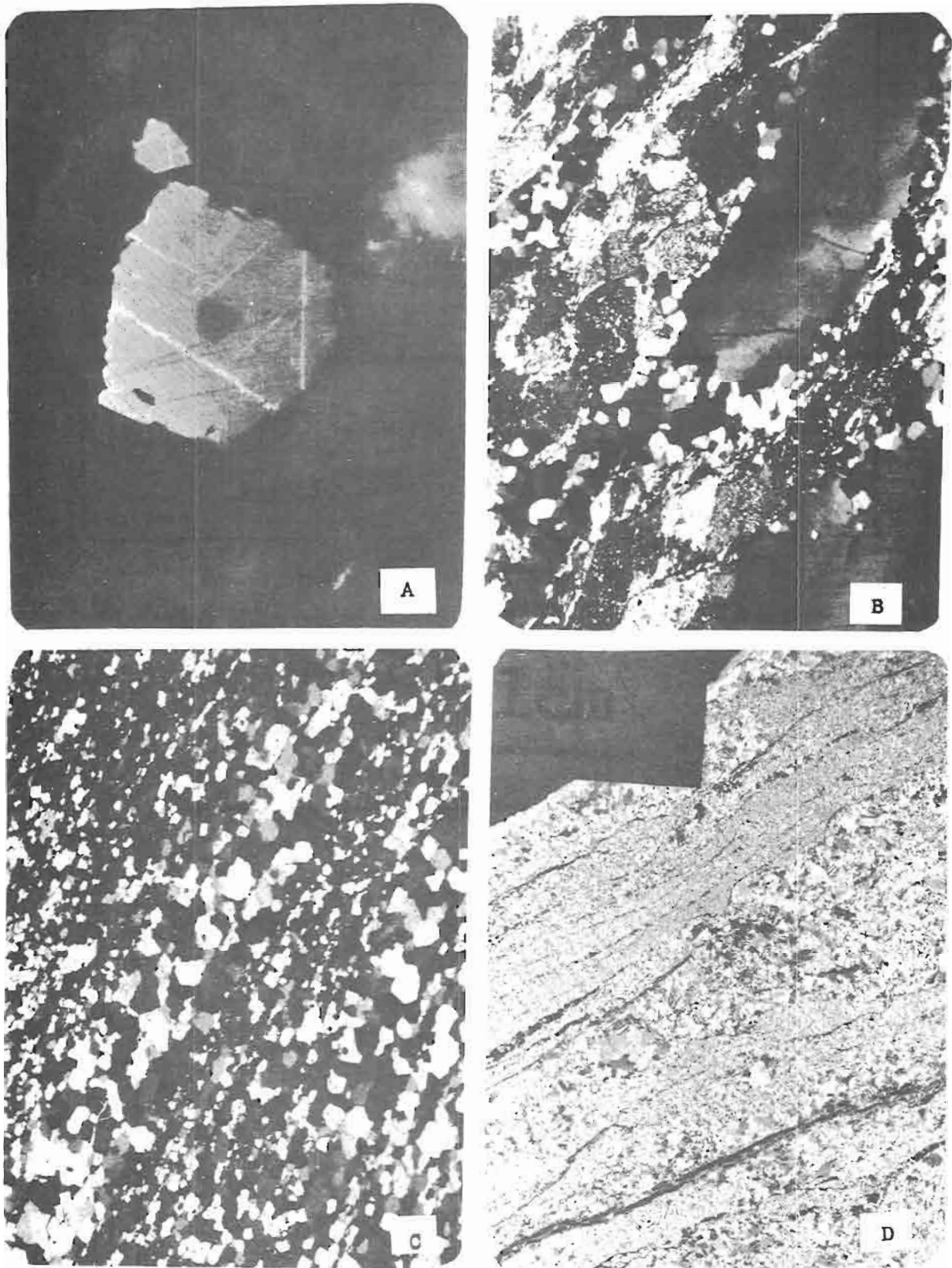


FIG 4- (A)Relícto de cromita zonada em cristal de magnetita (1cm=0.018mm). (B)Granito milonitizado apresentando sericitização incipiente. (C)Recristalização dinâmica em rocha quartzosa. Ressalta-se a variação granulométrica e os planos de descontinuidade. (D)Idem em rocha carbonática. Em 3B e 3C 1 cm = 0,046mm.

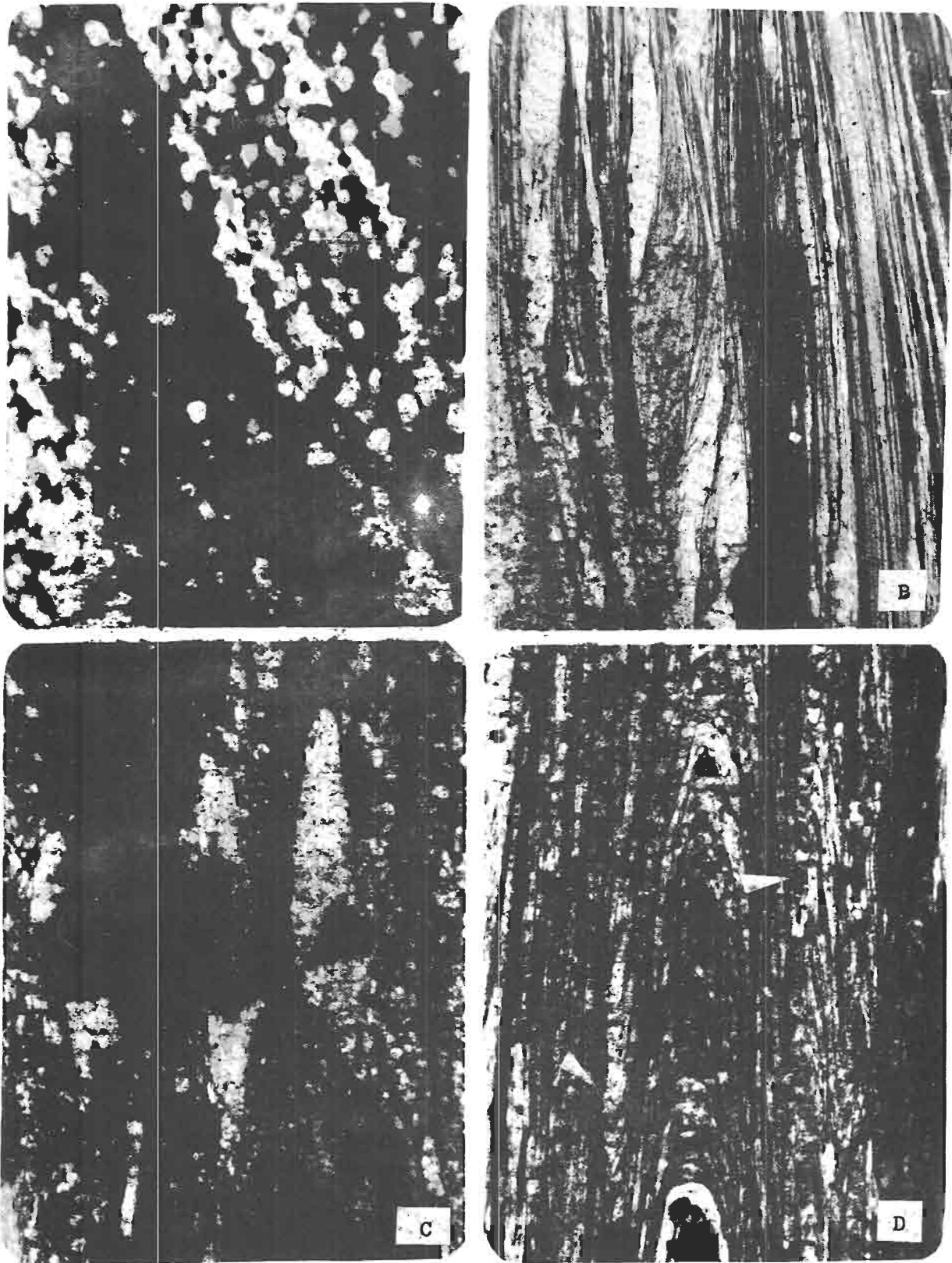


FIG 5 - (A) Bandeamento formado pela orientação de cristais gerados pela recristalização de "ribbons". (B) Mica-fish observado em corte // a Ln. (C) Sombras de pressão assimétricas em porfiroblastos de carbonato. (D) Dobras intrafoliares em rocha milonítica apresentando flancos truncados por Sn. Escala das fotos = 1cm = 0,046mm.

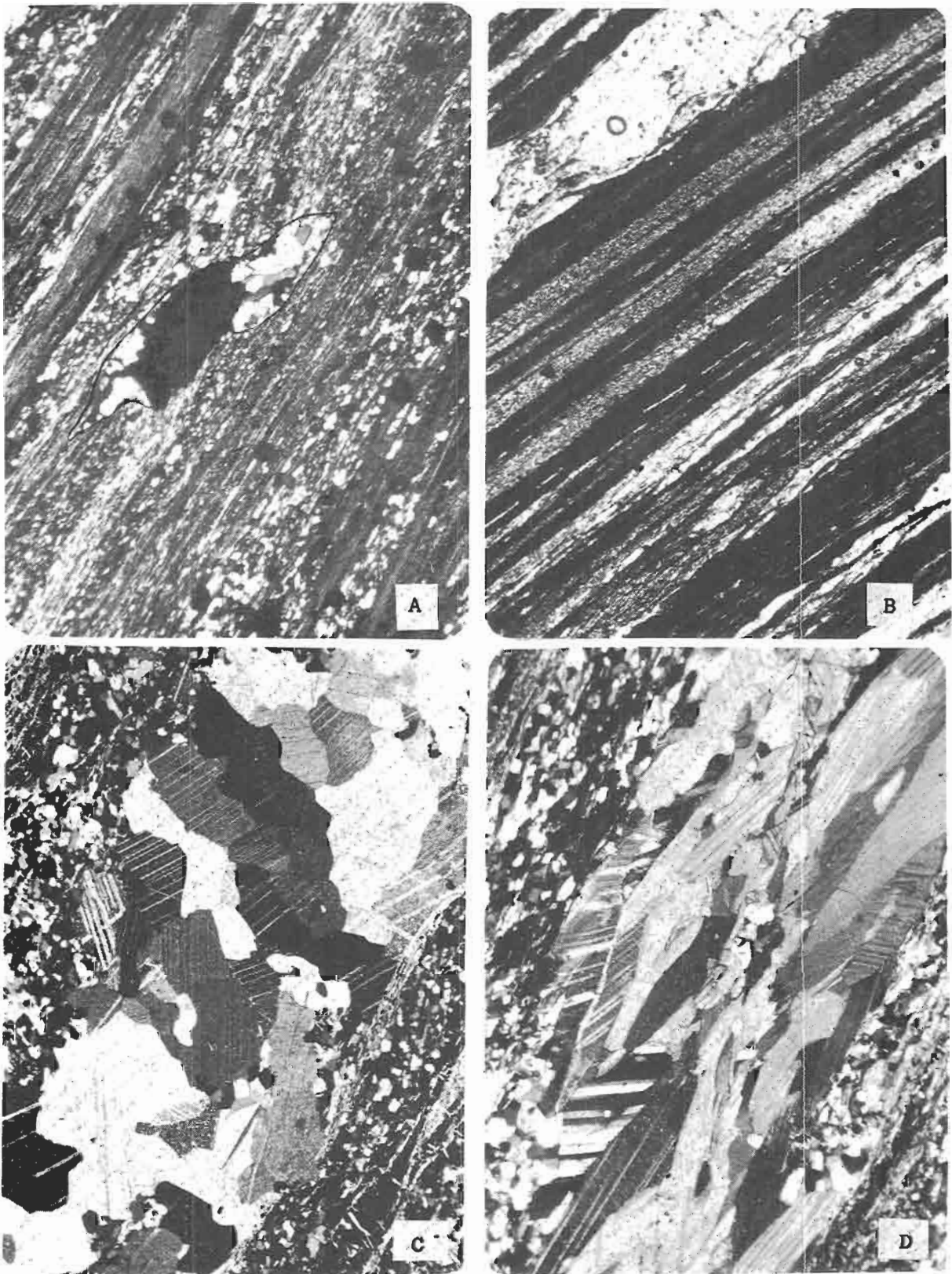


FIG 6- (B)Bandeamento tectonico/metamorfoico em quartzo-clorita filonito. Ressalta-se o estiramento, a recristalização dinamica, e o caráter anastomosado nos diversos níveis. (A) Sombra de pressão assimétrica na mesma litologia. (C e D) Cortes \perp e $//$ a direção de estiramento ilustram a lineação mineral definida por cristais de carbonato. Escala das fotos : 1 cm = 0,046 mm.

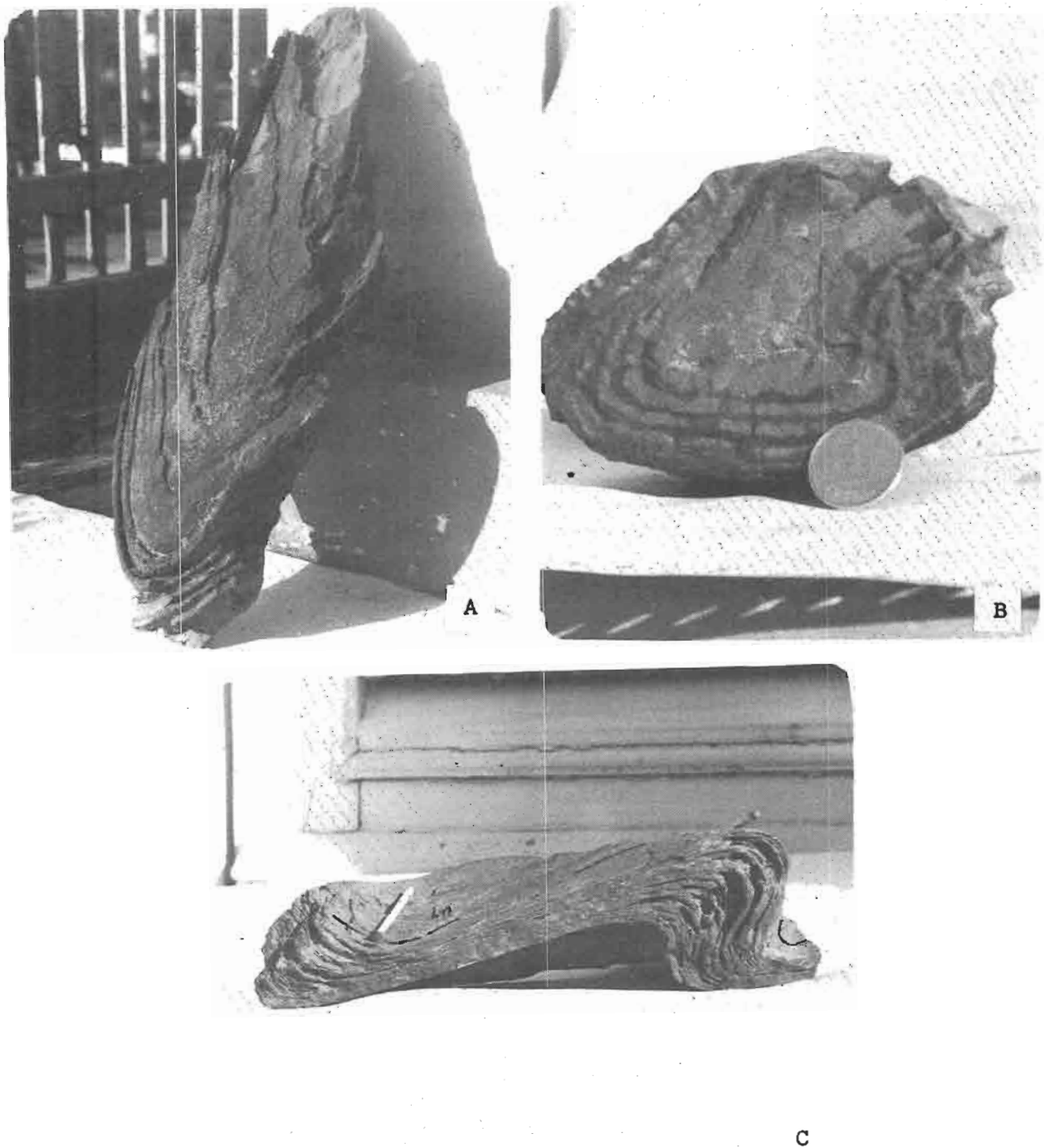


FIG 7 - (A) Dobra em bainha em quartzitos a E de Rio Acima. O alongamento da amostra corresponde no campo à lineação de estiramento. (B) Dobra em bainha em formação ferrífera próximo a Caeté. Corte \perp ao seu eixo axial. (C) Feição da deformação progressiva mostrando a inflexão de Ln e o surgimento de eixos de dobras incongruentes. Porção E de Caeté.

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA EXTREMIDADE SUL DO SINCLINAL DE GANDARELA

Carlos Alberto Rosière, Carlos Maurício Noce e Eduardo A. Ladeira
Instituto de Geociências - UFMG

ABSTRACT

The structural analysis of the metasediments that comprise the Minas Supergroup at the southern part the Gandarela Syncline (NE of the Iron Quadrangle), resulted in a complex deformation pictures with the development of three events: two under ductile and one under brittle conditions (D_1 , D_2 and D_3). Using simmetry criteria, D_1 and D_2 were interpreted as a progressive deformation, beginning with the development of shear zones and associated structures (milonitic foliation, foliation fish, assimetrical goatees) to open buckle folds. The direction of tectonic transport is constant and approximately E-W.

INTRODUÇÃO

O Sinclinal de Gandarela (DORR,1969; MAXWELL,1972; SIMMONS,1968) é uma das principais macro-estruturas do Quadrilátero Ferrífero, onde se encontra preservada toda a sequência dos metassedimentos que compõem o Supergrupo Minas (VILLAÇA,1981).

Esta estrutura vem sendo estudada dentro do projeto designado "Sinclinal de Gandarela", executado no Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa e Depto. de Geologia do Instituto de Geociências da UFMG, financiado pela FINEP dentro do programa PADCT. Foram recebidas também auxílios do CNPq e CPq-UFMG. A finalidade do projeto é a análise das estruturas tectônicas existentes, visando uma contribuição e interpretação da evolução estrutural do Quadrilátero. Durante o primeiro ano de atividades foi mapeada com escala 1:10000 a parte sul do Sinclinal.

O presente trabalho representa os primeiros resultados da pesquisa, que envolveu principalmente a coleta de dados de atitude, descrição e análise das estruturas mesoscópicas (lineares e planares) e seu agrupamento, segundo critérios de homogeneidade litológica e em relação às estruturas macroscópicas e descontinuidades. Foram coletadas amostras orientadas para estudos microestruturais.

A análise estatística dos dados tectônicos, visando sua interpretação foi feita com auxílio de diagramas em projeção estereográfica, utili-

zando-se o programa GELI (KRUCKEBERG, 1970) no Centro de Computação (CECOM) da UFMG .

GENERALIDADES

A parte sul do Sinclinal de Gandarela apresenta-se morfologicamente como um apêndice da estrutura maior, onde meta-conglomerados, quartzitos, filitos e milonitos do Grupo Caraça (sequência basal do Supergrupo Minas), constituem um pacote homoclinal que se estende em direção NNE - SSW com as camadas mergulhando em ângulos baixos a moderados ($0-40^{\circ}$) para ESE (Figuras 1, 2 e 3).

Esta estrutura estende-se por uma área de aproximadamente 9 km^2 , desde o Morro Grande até a Serra do Palmital. A oeste e sul os metassedimentos estão situados discordantemente por sobre as rochas xistosas do Grupo Nova Lima, através de contato tectônico. A leste, a sequência normal do Supergrupo Minas está truncada pela Falha do Fundão, que provocou o cavalgamento das rochas do Grupo Nova Lima.

A norte, a estrutura homoclinal passa de forma aparentemente contínua a constituir o flanco oeste do Sinclinal de Gandarela (flanco normal). Configura-se portanto um testemunho de erosão da estrutura regional , que teve seu flanco leste (flanco inverso) falhado e erodido.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

As estruturas tectônicas da área são , em princípio, resultado de duas fases deformativas dúteis D_1 e D_2 . Os fenômenos associados a uma tectônica essencialmente rúptil foram, como hipótese inicial, enquadrados dentro de um único evento D_3 .

É necessário ressaltar que o termo fase ou evento é utilizado, não com o sentido de fases orogenéticas, mas sim no de PATTERSON e WEISS(1961), como os fenômenos que deram origem a um conjunto de estruturas formadas consecutivamente ou em sequência progressiva.

Deformação D_1 - Esta etapa é caracterizada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento, paralelas e subparalelas à estrutura de acamamento dos metassedimentos do Grupo Caraça. As zonas de cisalhamento concentram-se, especialmente, na base da sequência (próximo ou no contato com o Supergrupo Rio das Velhas) ou associadas a falhas de cavalgamento na extremidade NE da área. Os elementos mesoscópicos associados são:

- . foliação milonítica ou clivagem de fluxo (S_1)
- . foliação de cisalhamento (S_c)
- . "foliation-fish"
- . lineação de estiramento com lineação mineral associada
- . crenulação com eixo paralelo à direção de movimento (a), à qual associa-se uma clivagem espaçada (S_{1a})

As zonas de cisalhamento estão associadas à falhas de empurrão, que se estendem em direção NNE-SSW, com transporte tectônico E-W, sendo a falha do Fundão a mais notável da área em estudo.

Esta clivagem sugere uma deformação não plana ("non-plane strain") , produto de achatamento no plano XZ, dentro de um modelo de cisalhamento simples que teria resultado na formação das zonas de cisalhamento.

Lineações : as lineações associadas à fase D_1 se orientam segundo a direção de transporte tectônico (ESE-WNW).

- a) lineação mineral (L_1) - nos planos S_1 e S_c , desenvolve-se uma lineação mineral, caracterizada pela orientação preferencial de cristais de mica, porfiroclastos recristalizados com sombras de pressão, além de partes dos cristais de distênio. Seixos com estruturas "goatee" e "pull-apart" definem esta mesma direção.
- b) lineação de crenulação (Lc_1) - aparece nos níveis filíticos, paralelamente às lineações mineral e de estiramento, ou seja, paralela à direção de transporte tectônico. Está geneticamente relacionada à clivagem S_{1a} .

Deformação D_2 - Essa deformação é caracterizada por estruturas que indicam um comportamento menos dúctil que durante D_1 , associada a um encurtamento segundo a direção E-W, de modo a se formar o seguinte conjunto de estruturas :

- . um sistema de amplas dobras com eixo de direção N-S
- . clivagem de crenulação/fratura (S_2)
- . lineação de crenulação (Lc_2)

Dobramento D_2 - as dobras associadas a esta deformação, dentro dos quartzitos e conglomerados do Grupo Caraça, constituem amplas flexuras simétricas, claramente resultantes de deformação por flambagem. O dobramento origina uma clivagem de fratura em posição plano-axial. Os eixos têm orientação constante, horizontais, com direção N-S.

Clivagem S_2 - o sistema S_2 está representado, nos quartzitos e conglomerados, por planos de clivagem de fratura, ou um sistema de diaclases de direção N-S e mergulho elevado ($65-90^\circ$). Seu desenvolvimento é descontínuo ao longo da área estudada. Embora os planos S_2 tenham direção subparalela a S_1 , eles são morfologicamente distintos, e possuem mergulhos mais altos, cortando todas as estruturas mais antigas. Nos filitos e xistos desenvolve-se, por outro lado, uma clivagem de crenulação.

Lineação de crenulação (Lc_2) - esta aparece de forma contínua, com orientação constante, conjuntamente ou alternando-se com Lc_1 nos planos micáceos. Trata-se, evidentemente, de uma lineação do tipo "b", paralela ou subparalela aos eixos das grandes flexuras (N-S, subhorizontal).

Deformação D_3 - esta fase é representada por sistemas de fraturas de alto ângulo, orientados principalmente segundo as direções NE-SW e NW-SE. O conjunto forma um sistema ortorrômbico, condicionado pelas estruturas do domínio dúctil. Morfologicamente, são fraturas planas e geralmente abertas pelo intemperismo. Algumas mostram evidências de movimento (pequenas falhas), frequentemente em mais de um sentido.

Xistosidade S_1 - além do acamamento, é a estrutura planar metamórfico-deformativa mais importante e também a mais antiga na sequência do Supergrupo Miras. Aparece bem desenvolvida principalmente nas zonas de milonitização, na base dos quartzitos e conglomerados da Formação Moeda. S_1 se caracteriza pela deformação dos porfiroclastos e seixos, e por recristalização de minerais micáceos, que aparecem com forte orientação, envolvendo porfiroclastos, desenvolvendo estruturas "goateas" (STAUFFER, 1970) e dando à clivagem um aspecto anastomosado. Os porfiroclastos encontram-se achatados e, aparentemente, estirados, com típicas estruturas de deformação. Todos sofreram recristalização parcial ou total, dificultando o reconhecimento dos bordos originais.

Nos conglomerados, a clivagem S_1 é pouco ou nada desenvolvida, exceto em condições locais. Esta mantém a morfologia anastomosada e sofre "refração", apresentando mergulhos mais elevados que nos quartzitos.

Nos filitos da Formação Battal e do topo da Formação Moeda a clivagem S_1 é a principal, ou mesmo a única foliação visível, obliterando quase sempre o plano de acamamento. Localmente, são observadas dobras intrafoliais, em relação às quais S_1 não tem posição exatamente plano-axial ("transected folds", BORRADAILE, 1978).

A orientação de S_1 é aproximadamente constante em toda a área (NNE), com mergulhos moderados a fortes, mostrando-se ondulada devido à variações na intensidade da deformação nas zonas de cisalhamento (feição sigmoidal). Nas deformações mais intensas, tende a paralelizar às superfícies de acamamento.

Foliação de cisalhamento (S_c) - onde as zonas de cisalhamento estão melhor desenvolvidas, os quartzitos e conglomerados se apresentam milonitizados, criginando superfícies de descontinuidade paralelas ao acamamento. Estas correspondem aos planos "c" de BERTHÉ et al. (1968). Nas zonas de cisalhamento S_1 , tende ao paralelismo com S_c , de modo a formar típicos "foliation fish", que indicam um movimento de ESE par WNW.

Os planos S_c limitam faixas ricas em porfiroclastos intensamente deformados e recristalizados, que se transformam em agregados orientados de cristais poligonizados. Nos planos S_c , desenvolvem-se também cristais de distênio a partir da mica branca, em grande parte orientados linearmente, embora o crescimento fibro-radial seja relativamente frequente.

Nos filitos intercalados na Formação Moeda é notável a presença dos planos S_c e de "foliation fish", onde segmentos sigmoidais de filito apresentam-se descontinuamente em faixas quartzosas.

Clivagem S_{1e} - os planos S_{1a} se desenvolvem sob a forma de clivagem de fratura (espaçada) ou de crenulação, dependendo da litologia (quartzito ou filito). Nos quartzitos maciços, forma-se um sistema de juntas, frequentemente preenchidas por quartzo.

A orientação de S_{1a} é ESE-WNW, com mergulho vertical ou subvertical. O desenvolvimento de S_{1a} não é uniforme em toda a região, embora as crenulações associadas estejam quase sempre presentes nos níveis micáceos.

CONCLUSÕES

A análise estrutural ora apresentada, embora ainda, de uma pesquisa em andamento, nos leva a concluir por uma evolução tectônica progressiva, em diversas etapas, mas dentro de um mesmo plano de deformação, tendo como eixos de simetria as direções SE-NW e NE-SW aproximadamente. A direção SE-NW corresponde ao eixo "a" de transporte tectônico. A tectônica resultou, inicialmente, em zonas de cisalhamento dúctil (fase D_1), evoluindo para amplas ondulações de direção em torno de N-S (fase D_2).

O Sinclinal do Gandarela, com seu flanco E invertido e flanco W normal, teria se formado durante D_1 , estando S_1 em uma posição aproximadamente plano-axial. O eixo da estrutura (horizontal), de direção NE-SW) é paralelo ao eixo "b" geométrico e cinemático estabelecido em nossa análise, e sua vergência (p/NW) indica um transporte coincidente com aquele verificado nas zonas de cisalhamento.

As falhas de cavalgamento, em particular a Falha do Fundão, podem ter sido continuamente reativadas durante toda a evolução tectônica do Quadrilátero, mas se originaram no início de D_1 . Evidências de empurrão estão sendo constatadas ao longo dos dois flancos do Sinclinal do Gandarela, sugerindo um caráter alóctone para a estrutura, ainda que não se possa avaliar ainda a extensão do deslocamento.

Os resultados apresentados são corroborados pelas observações de GLOCKNER (1981); ROSIÈRE (1981), GUBA (1982) e ALKMIM (1985), que reconhecem uma evolução estruclal em pelo menos três etapas distintas, mas que podem ser interpretadas como resultado de uma evolução contínua, variando-se o comportamento das litologias com o tempo, possivelmente em diferentes níveis estruturais.

AGRADECIMENTOS

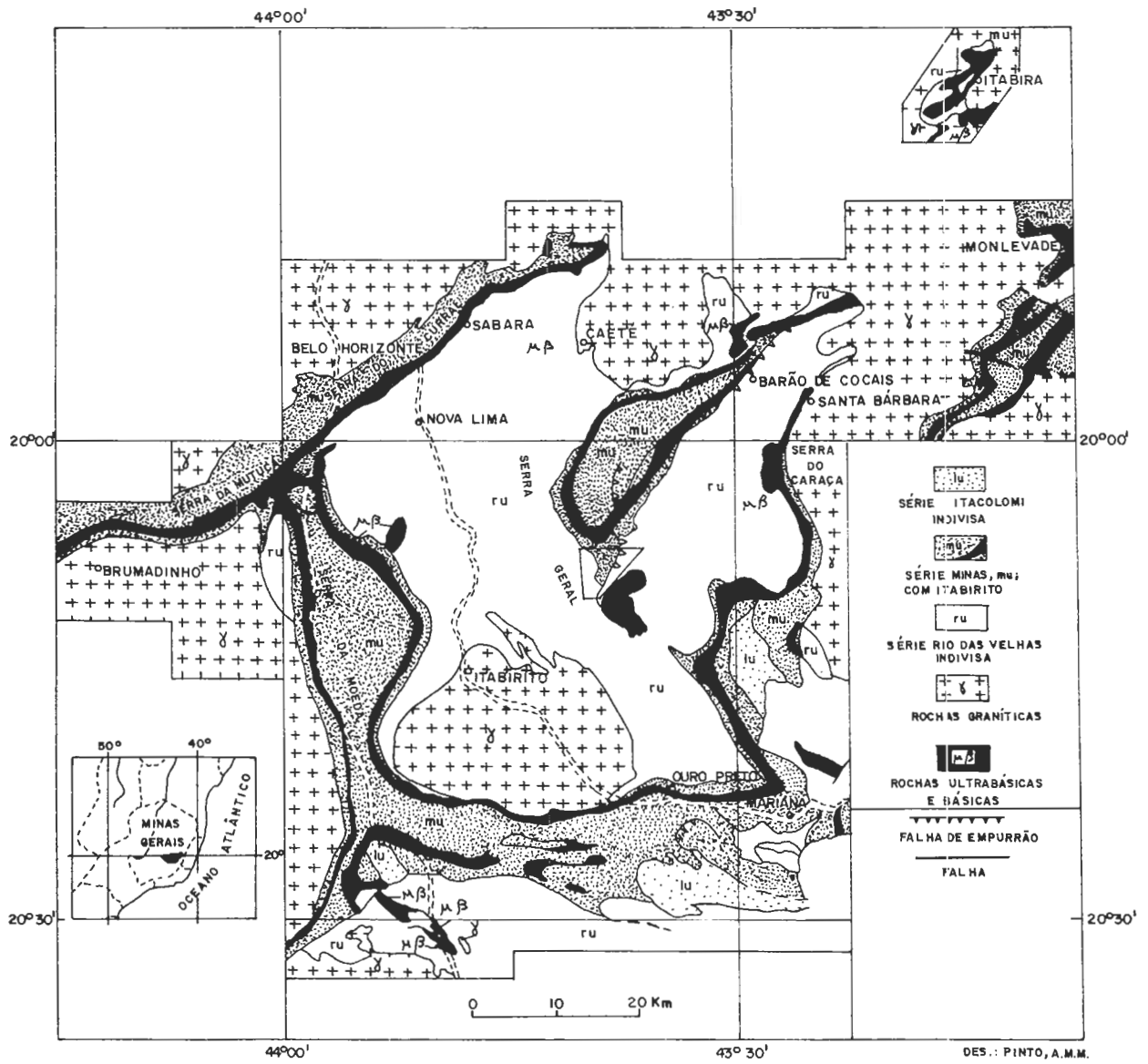
Os autores agradecem à Financiadora de Estudos e Projetos/Programa de Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FINEP/PADCT), ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), ao Conselho de Pesquisas da Universidade Federal de Minas Gerais (CPq-UFMG) pelo apoio financeiro, à F.F. Machado de Moraes, pela adaptação do programa GELI no Centro de Computação (CECOM) da UFMG e ao Depto. de Física/Instituto de Ciências Exatas (ICEX), nas pessoas de Miguel T. Ribeiro e do prof. Roberto A. Nogueira pelo apoio na utilização do equipamento gráfico de computação, para o traçado dos diagramas obtidos a partir do Programa GELI. Finalmente agradecemos ao Prof. Dr. H.W. Quade, Dipl. Geol. W. Renner e Dr. R. Nyk da Universidade Técnica de Clausthal (RFA), por nos colocar à disposição o referido programa e a todos os bolsistas que acompanharam o desenvolvimento dos trabalhos.

B I B L I O G R A F I A

- . Adler, R. Krückeberg, F; Pfisterer, W; Pilger, A.; Schmidt.M.W (1968) Elektronische Datenverarbeitung in der Textonik- Clausth.tekt.H. , 8:157 pp ; Clausthal (Pilger).
- . Alkmin, F.F. (1985) - Sedimentologische, lithostratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Serra do Ouro Branco, Minas Gerais, Brasilien. Diss. Dout. Univ.Tec. Clausthal = Rep.Fed.Alemanha.
- . Berthé, D.; Choukroune, P. e Jegouzo, P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone . J.Struc.Geol.1:32-42.
- . Borradaile, G.J.(1978) - Transected folds : a study illustrated with examples from Canada and Scotland. Geol.Soc.Am.Bull.89:481-493.
- . Derby, O. (1906) - The Serra do Espinhaço - J.Geol.14(5):374-401-Chicago.
- . Dorr II, J.V.N.(1969) - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero ferrífero, Minas Gerais, Brasil-USGS Prof. Pap. 641-A:110 pp. Washington.
- . Evangelista. M.T.R. (1984) - Strukturelle und textuelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte - Mutuca bei Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasilien - Diss.TU Clausthal:171 pp.,Clausthal.
- . Fleischer, R. (1971) - Le gisement aurifère à turmaline de Passagem de Mariana (Minas Gerais/Bresil) et son Cadre. Influence de evolution structurale et du metamorphisme sur une mineralisation syngenetique familiare - D.U.Thesis, Fac.Sciences Paris: 110 pp; Paris.
- . Freyberg, B: von (1932): Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien. N.Jb.Mineral Geol.Palaeont.;Sonderband II (II), 401 S.
- . Göckner, K.H. (1981) - Lithostratigraphie, Sedimentologie Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi-Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien - Clausth.Geowiss. Diss. 10:221 pp; Clausthal
- . Guba, I. (1982) - Tektonik, Texturen und Mineralogie der präkambri-schen Eisenerze und Nebengesteinsserien der Lagerstätte Morro Agudo im NE des Quadrilátero Ferrífero/Minas Gerais, Brasilien - Diss. TU Clausthal, 342 pp: Clausthal.
- . Guerra, W.J. (1979) - Stratigraphie und Sedimentologie des proterozoischen Moeda-Quartzits der Minas-Serie des Eisernen Vierecks, MG/BR- Clausth. Geowiss.Diss. I:271 pp, Clausthal.

- . Guimarães, D (1931) - Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais - Bol.Serv.Geol. e Mineral. 55:36 pp.
- . Hackspacher, P. (1979) - Strukturelle und textuelle Untersuchungen zur internen Deformation des Eisenreicherzkörpers der Grube Águas Claras bei Belo Horizonte/Minas Gerais, Brasilien - Clausth. Geol. Abh. 34:164pp, Clausthal.
- . Harder, E.C. & Chamberlin, R.T. (1915) - The geology of central Minas Gerais, Brazil - H.Geol. 23(445) : 341-424.
- . Karl, F. (1964) - Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik-Teil I : Grundbegriffe, Clausth. tekt. H., 5:142 pp.; Clausthal.
- . Krückeberg, F. (1970) - Allgemeines zum System GELI-I - in: Krückeberg, F.; Pilger, A. & Adler, R.E. - Computer-Einsatz in der Geologie- Clausth.tekt.H., 10:109-114; Clausthal-Zellerfeld.
- . Ladeira, E.A. (1980) - Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, MG, Brasil, Ph.D. Thesis, Univ. Ontari - Canada.
- . Ladeira, G.A. e Viveiros, J.F.M. (1984) - Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis - Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais, Bol. 4 .
- . Lister, G.S., Snoke, A.W. (1984) - S-C Mylonites. J.Struct. Geol. 6,6:617-638.
- . Maxwell, C.H. (1972) - Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil - USGS Prof.Pap.,341 (J):72 pp; Washington.
- . Patterson, M.S. e Weiss, L.E. (1961) - Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks - Geol.Soc. Am. Bull., 72:841-882.
- . Rosière, C.A. (1981) - Strukturelle und textuelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte "Pico de Itabira" bei Itabirito/Minas Gerais, Brasilien - Clausth.Geowiss.Diss. 9:302 pp; Clausthal.
- . Sander, B. (1930) - Gefügekunde der Gesteine; 352 pp. Viena (Springer)
- . Simmons, G.C. & Maxwell, C.H. (1961, 1962) - Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas - DNPM Bol.Div.Min.Geol. 211 : 30pp. Rio de Janeiro.
- . Simmons, G.I. (1968) - Geology and iron deposits of the western Serra do Curral, Minas Gerais, Brazil - U.S.G.S. Prof.Pap., 431(G):57pp Washington.
- . Stauffer, M.R. (1970) Deformation textures in tectonics- Can.J.Earth. Sci. 7:498-571. Ottawa.

- . Turner, F.J. e Weiss L.E. (1963) - Structural analysis of metamorphic tectonites - 545 pp.; New York (Mc.Graw-Hill).
- . Villaça. J.N. (1981) - Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda - SBG/MG - Bol. 2:93-137 , Belo Horizonte.
- . Wallace, F.M. (1958) - The Moeda Formation - Bol. Soc. Bras. de Geologia, 7(2): 59-60.



MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA
Segundo DORR et al, 1959

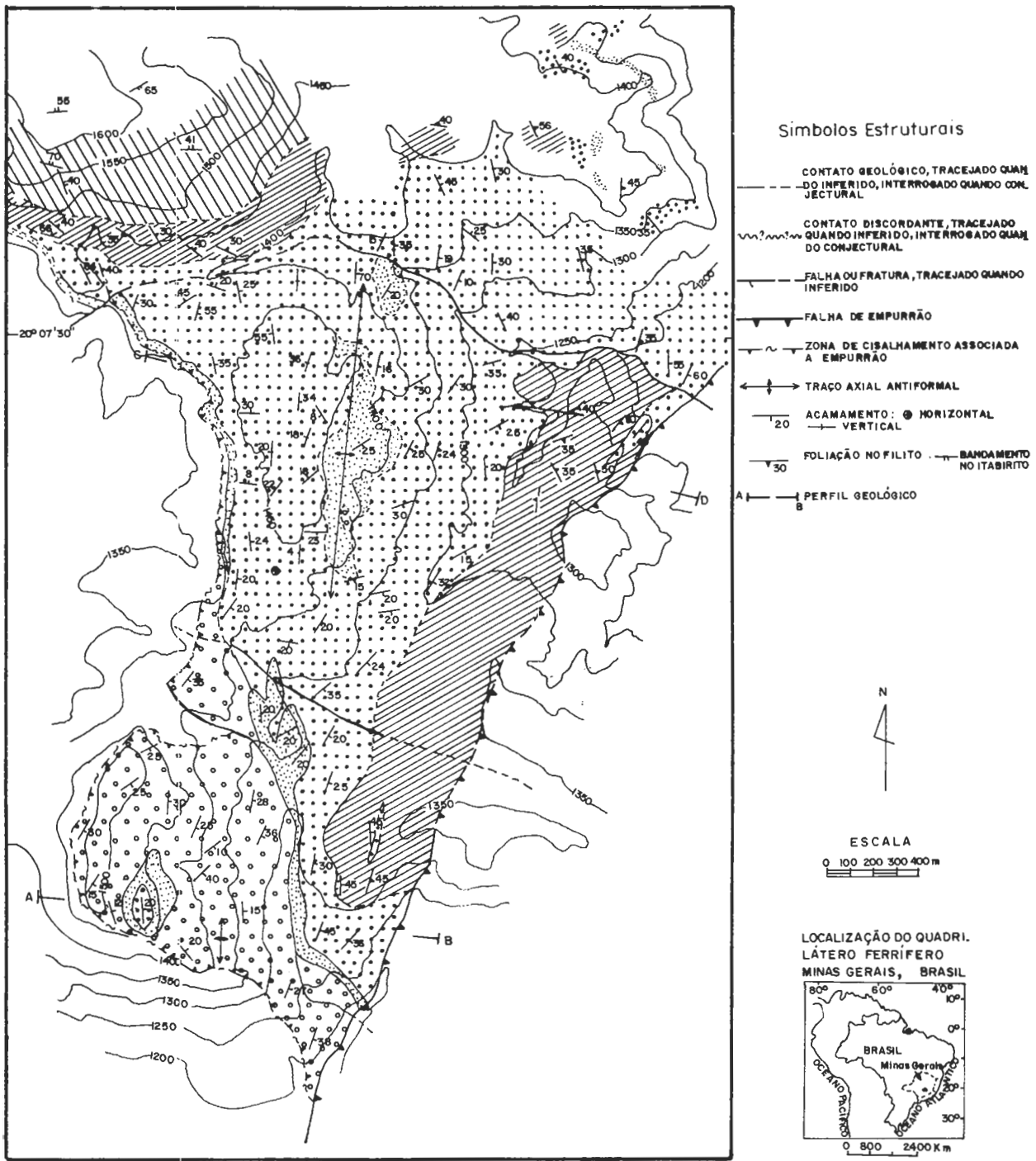


FIG. 1
PROJETO SINCLINAL DE GANDARELA

MAPA GEOLÓGICO (SIMPLIFICADO) DA EXTREMIDADE SUL DO SINCLINAL DO GANDARELA, QUADRILÁTERO FERRIFERO.

UFMG - IGC - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - CENTRO DE PESQUISA PROF. MANOEL TEIXEIRA DA COSTA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO - ESTRUTURAL, 1986.
POR: C. A. ROSIÈRE e C. M. NOCE

DES. PINTO, A.M.M.

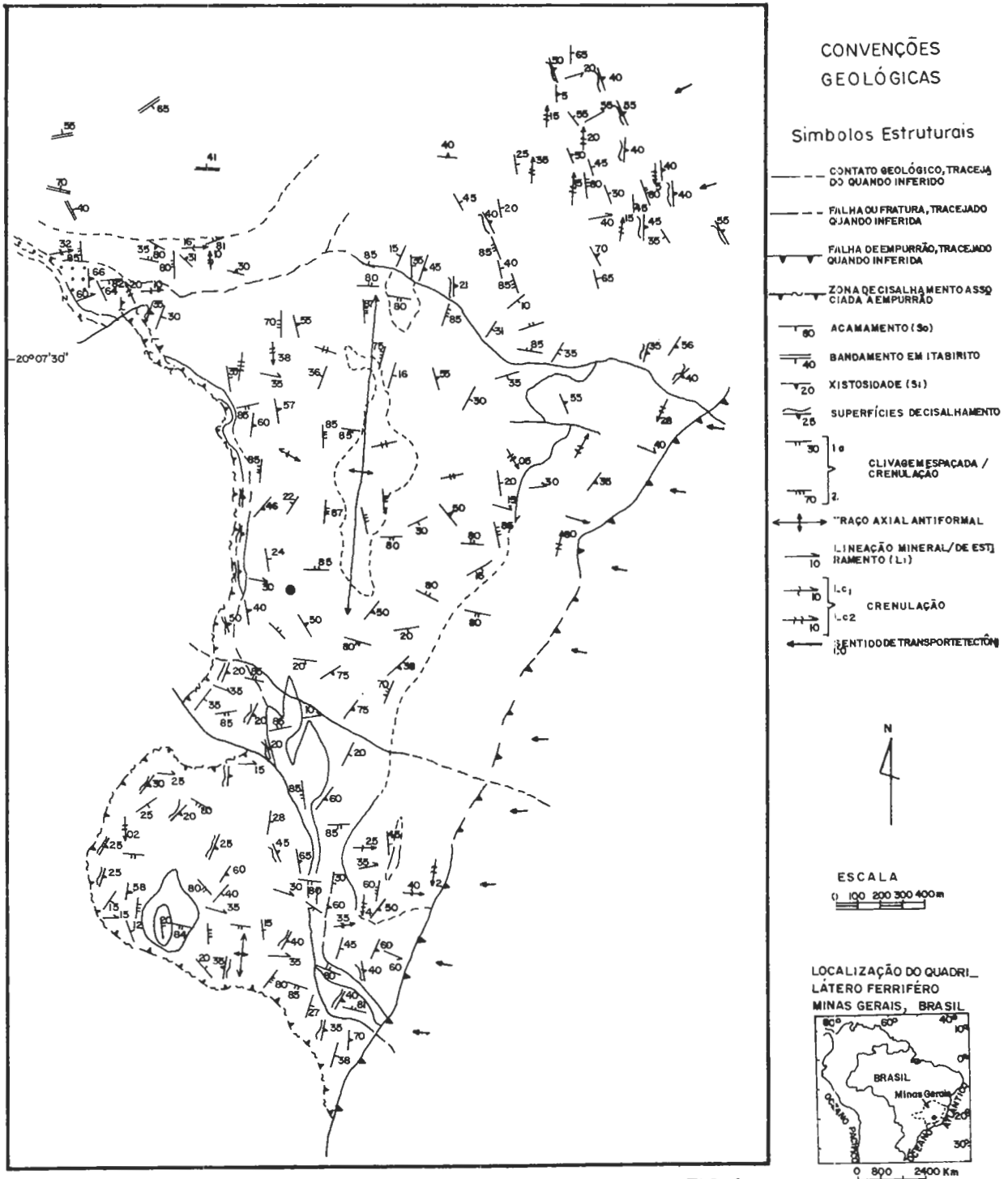
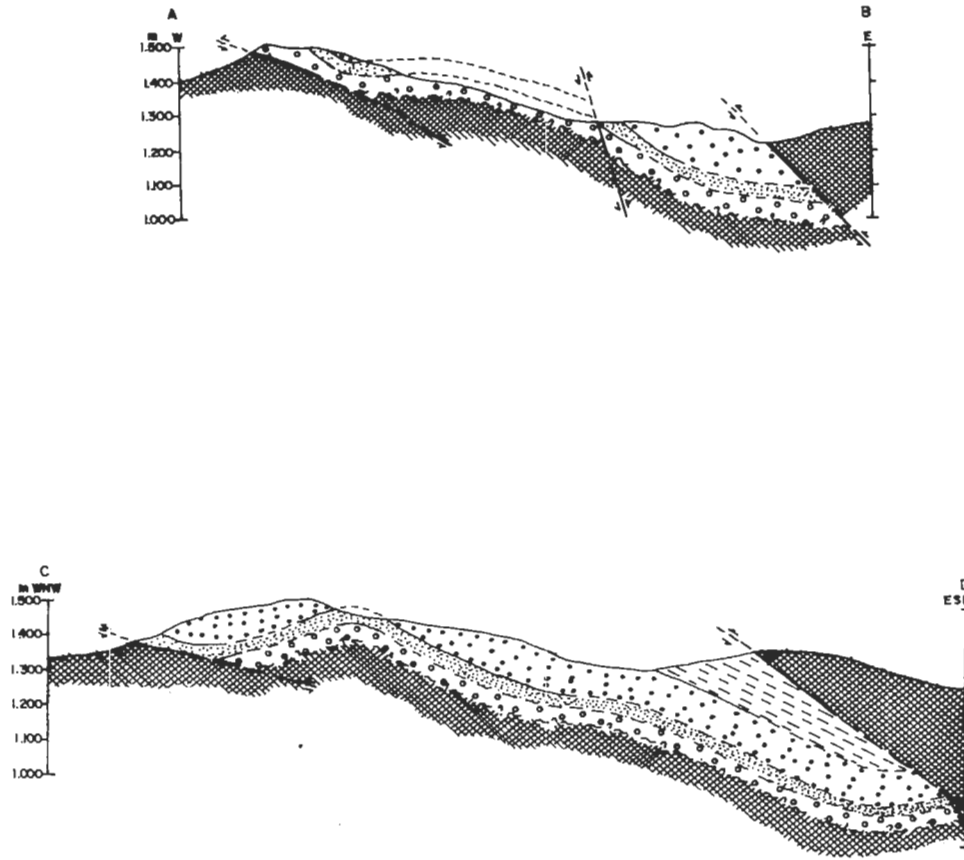


FIG. 2
 PROJETO SINCLINAL DE GANDARELA
 MAPA GEOLÓGICO - ESTRUTURAL SINÓPTICO DA
 EXTREMIDADE SUL DO SINCLINAL DE GANDARELA,
 QUADRILÁTERO FERRÍFERO

UFMG - IGC - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - CENTRO DE PESQUISA
 PROF. MANOEL TEIXEIRA DA COSTA.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO - ESTRUTURAL, 1986
 POR: C.A. ROSIÈRE e C.M. NOCE

DES.: PINTO, M.M.



ESC. HORIZ. e VERTICAL
0 500 m

Convenções

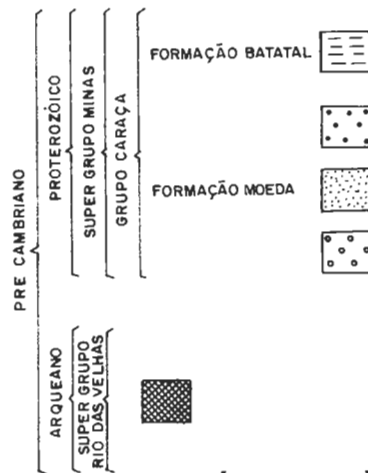
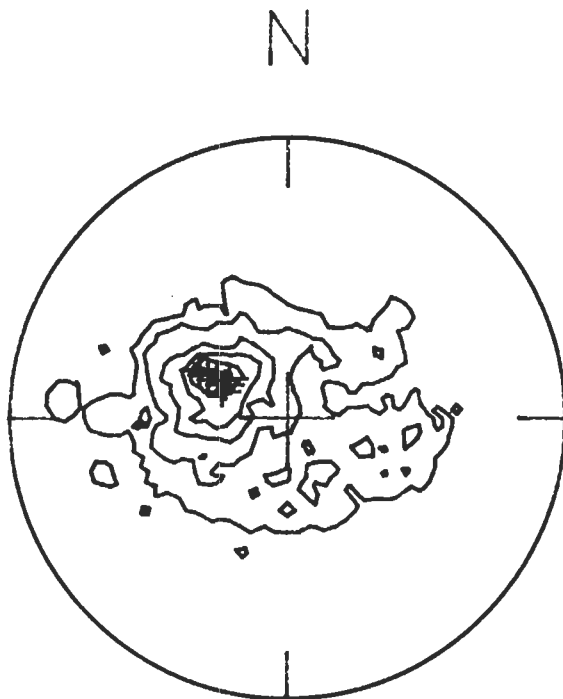


FIG. 3
SEÇÕES GEOLÓGICAS DO MAPA
GEOLÓGICO(SIMPLIFICADO) DA
EXTREMIDADE SUL DO SINCLINAL
DE GANDARELA
QUADRILÁTERO FERRÍFERO

UFMG - IGC - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - CENTRO
DE PESQUISA PROF. MANOEL TEIXEIRA DA COSTA
MAPEAMENTO GEOLÓGICO - ESTRUTURAL, 1986
POR: C. A. ROSIÈRE e C. M. NOCE

OBSERVAÇÃO: DEMAIS CONVENÇÕES VERAS FIG. 1 e 2

DES. PINTO, A.M.M.

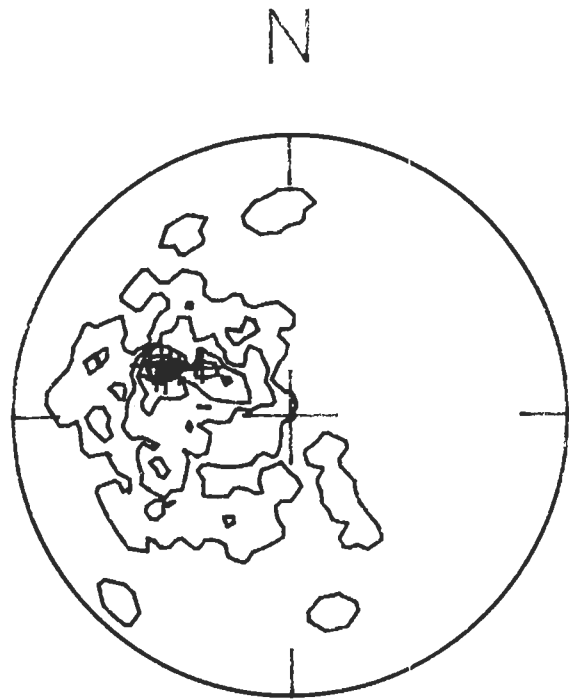


Planos de acamamento

496 medidas

Isolinhas 1-3-7-11-15-19%

Maximo - 114/21 - 21.0%

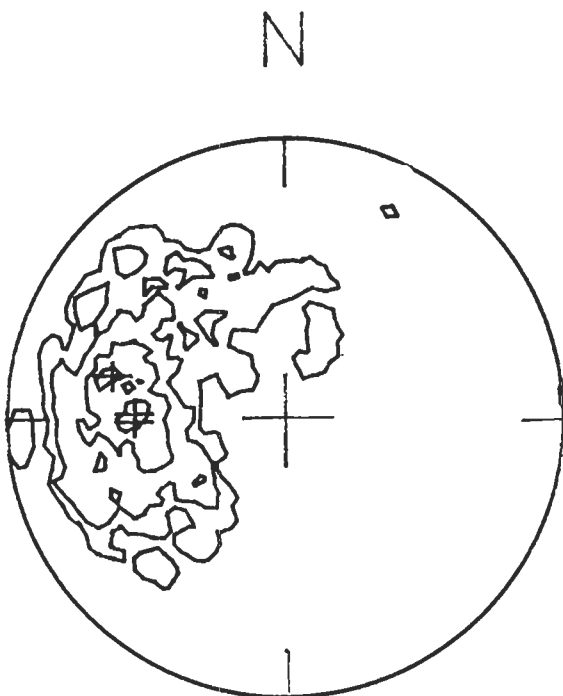


Planos de cisalhamento

123 medidas

Isolinhas 1-5-10-15%

Maximo - 108/42 - 19.5%

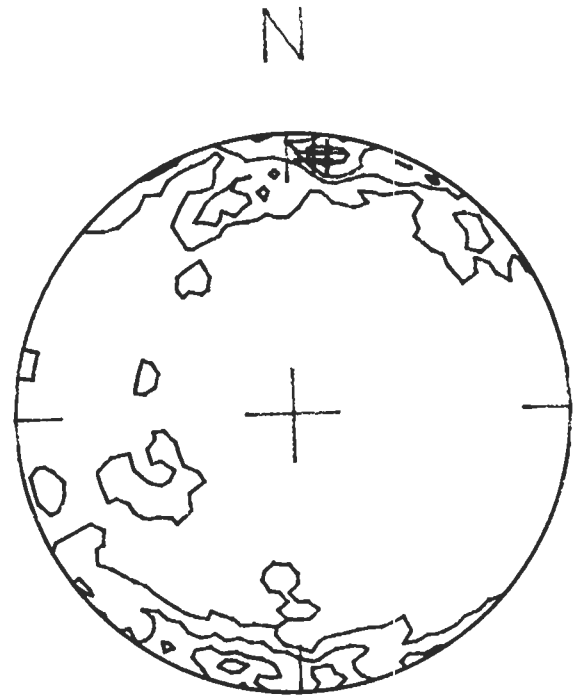


Clivagem S_1

251 medidas

Isolinhas 1-3-7-12%

Máximo - 93/45 - 15.9%



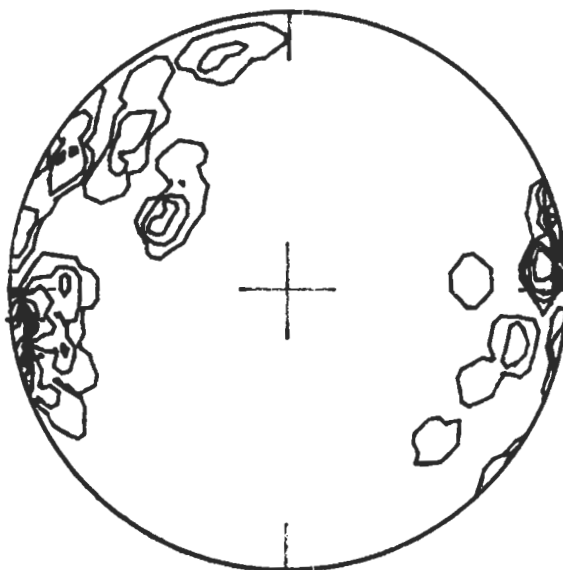
Clivagem S_{1a}

198 medidas

Isolinhas 1-5-10-15%

Máximo - 186/81 - 19.2%

N

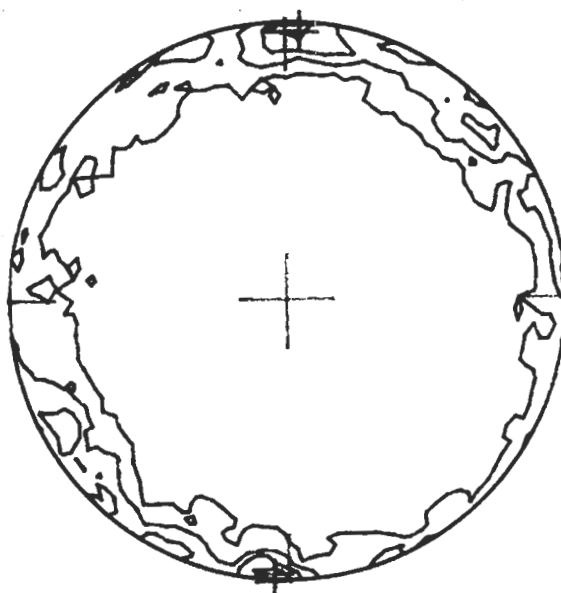
Clivagem S_2

50 medidas

Isolinhas 1-5-10-15-20-25%

Máximo - 84/84 - 28.0%

N



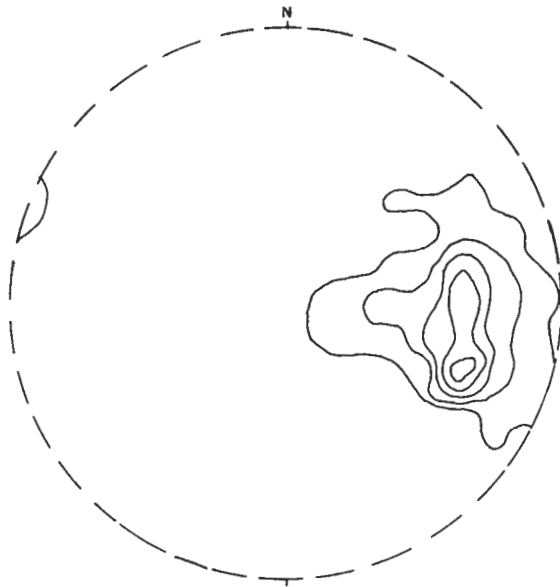
Diáclases

615 medidas

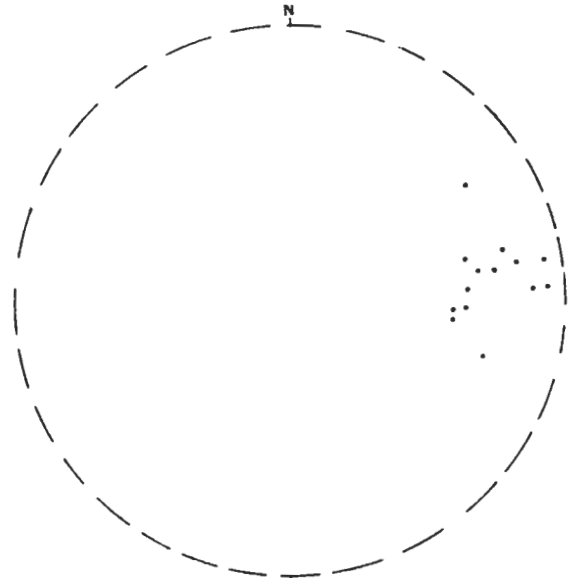
Isolinhas 1-3-5-7%

Máximo - 003/90 - 8.5%

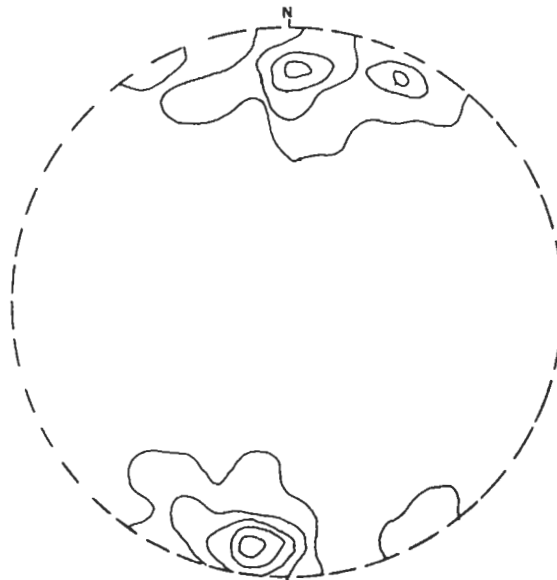
DIAGRAMAS DE LINEAÇÕES



LINEAÇÕES DE ALONGAMENTO L_1
63 medidas
ISOLINHAS 1-4,9-8,8-12,7-16,7 %
MAX. - 113/52



LINEAÇÕES DE CREMULAÇÃO L_{c1}
16 medidas



LINEAÇÃO DE CREMULAÇÃO L_{c2}
39 medidas
ISOLINHAS 1-5,4-9,5-14,2-18,6 %

O PROGRAMA FENDA - ANÁLISE DE FOTOLINEAMENTOS POR COMPUTADORES

Miguel Tostes Ribeiro, Carlos Alberto Rosière e Natanael Costa Roque
Instituto de Geociências- UFMG

ABSTRACT

The Software FENDA was developed entirely at the Physics Department - ICEX in cooperation with the CPMTC - IGC at the Univ. of Minas Gerais (UFMG) as a part of the Sinclinal de Gandarela - Project (FINEP-PADCT) It allows the automatic analysis of photolineaments from maps or directly from any kind of imagery with the help of computer HP. 1000 having a Digitalising Table and Plotter (both TEKTRONIX) as peripheric devices. The output is in form of histograms, rose-diagrams with classes of variable size, and a "fac-simile" map of the analysed area. FENDA has also the advantage of being a interactive programm with the storage of the data in files and its immediate correction through the comparison of original and "fac-simile".

INTRODUÇÃO

O trabalho de análise de fotolineamentos é extremamente exaustivo quando feito de forma manual, desencorajando o geólogo de sua execução. Com a finalidade de facilitar esse trabalho, aumentando ao mesmo tempo sua precisão e permitindo total aproveitamento das possibilidades fornecidas pela Estatística, foi desenvolvido no Dep. de Física - ICEX, em cooperação com o CPMTC-IGC, ambos da UFMG, o Programa FENDA. O desenvolvimento deste programa é parte do Projeto "Sinclinal de Gandarela", financiado pela FINEP dentro do PADCT.

O programa FENDA foi desenvolvido inteiramente dentro da UFMG, sem a utilização de "pacotes" já existentes, e permite a análise automática de fotolineamentos em mapas, fotografias aéreas e outros tipos de imagens. Ele foi criado a partir da necessidade, no referido projeto, de se comparar a orientação de rasgos estruturais da maior parte do Qua

drilátero Ferrífero com dados de estruturas mesoscópicas do Sinclinal de Gandarela. Outrossim, sua aplicação é ampla no campo da prospecção mineral, hidrogeologia, etc. e suas atuais possibilidades serão, a curto prazo, ainda ampliadas de modo a se tornar uma ferramenta ainda mais poderosa para o geólogo.

ENTRADA DE DADOS

Os dados, a partir dos mapas restituídos, ou diretamente dos diversos tipos de imagens são obtidos através de mesa digitalizadora, determinando-se os valores das coordenadas extremas de cada segmento a partir de uma origem arbitrária.

O elevado número de dados exige a criação de arquivos em um sistema interativo, de modo a permitir a correção imediata de eventuais erros durante a digitalização dos dados gráficos. Assim, através do programa, consegue-se, concomitantemente à digitalização, o aparecimento na tela de um terminal gráfico, de imagem "fac-simile" dos dados obtidos, que pode ser desenhada em traçador gráfico "plotter" e superposta ao mapa fonte para comparação e depuramento detalhado dos erros. Outra possibilidade que está sendo implementada no programa é a edição de arquivos gráficos, com inserção, correção e eliminação de dados ou a filtragem de grupos de dados.

O levantamento dos dados e a criação dos arquivos a serem manipulados são feitos sobre domínios definidos arbitrariamente dentro de critérios geológicos, ou segundo uma sistemática estatística (divisão em malhas de uma rede) que podem ser reunidos com a finalidade de se obter diagramas sinóticos (p.exemplo).

PROCESSAMENTO E SAÍDA DE DADOS

A partir dos dados obtidos com a mesa digitalizadora, sob forma de coordenadas cartesianas das extremidades dos fotolineamentos, são calculadas a orientação e comprimento de cada uma (passagem para coordenadas polares). Em seguida, define-se um ângulo de espaçamento (tamanho da classe) e calcula-se um histograma da distribuição em ângulo dessas linhas. O parâmetro acumulado é o comprimento de cada uma das linhas na aquela orientação.

A partir da distribuição de frequência da soma das extensões, são gerados os gráficos de barra e em roseta, entre os azimutes 270 (W) e 0° (N) e 90° (E). Isto resulta em uma roseta semi-circular.

A possibilidade de se definir arbitrariamente o tamanho das classes dá uma grande flexibilidade na manipulação dos dados, de modo a se evitar distorções, auxiliando assim, enormemente, a sua interpretação.

Os arquivos de saída são gravados em discos ou fita magnética para uso posterior, na geração de mapas de tendência e isodensidade.

EQUIPAMENTO UTILIZADO

O programa FENDA, escrito em FORTRAN 77, foi processado em mini computador HP-1000 série E, sob RTE VI com disponibilidade de fita e disco. A digitalização é feita em mesa TEKTRONIX e terminal gráfico 2627A. As saídas gráficas são obtidas no traçador TEKTRONIX.

EXEMPLO DE APLICAÇÃO

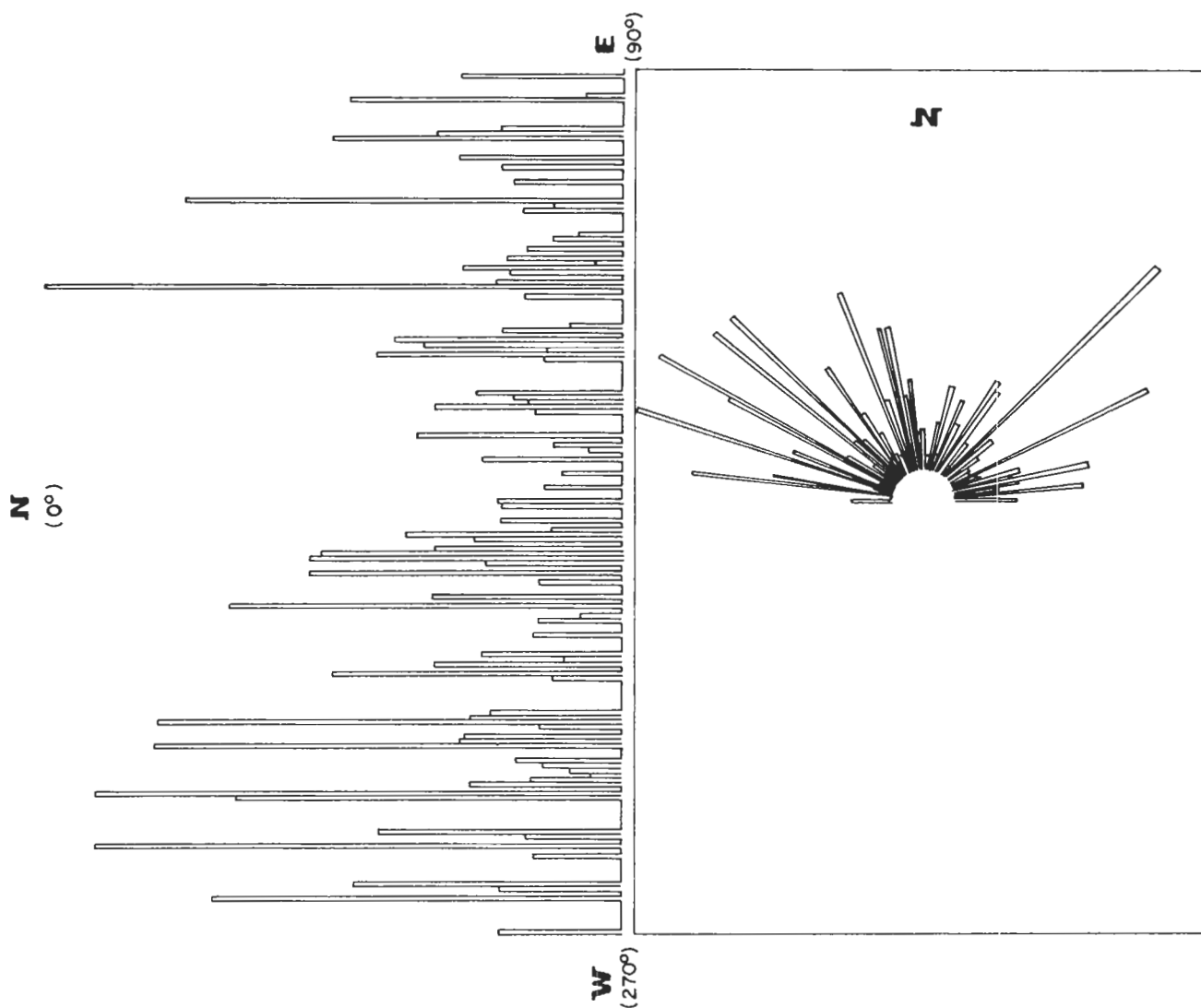
Neste trabalho, a título de exemplo, está representada a aplicação do programa na extremidade sul do Sinclinal de Gandarela, onde aparecem proeminentemente lineamentos de direção NE-SW, associados aos planos tautozonais de xistosidade, a camamento e plano de cisalhamento. A direção NW-SE corresponde a direção de diaclases mais fortemente desenvolvida na região enquanto que E-W corresponde a um sistema de clivagem de fratura/crenulação. A orientação NNW-SSW é um sistema subordinado de planos de clivagem de fratura/crenulação.

AGRADECIMENTOS

A equipe agradece ao prof. Roberto Alves Nogueira por colocar a disposição o equipamento de computação, ao Departamento de Geologia do IGC, na pessoa do Prof. Joachim Karfunkel por ceder o restituidor "Sketch-master" utilizado, e "last but not least" à FINEP/PADCT pelo financiamento do projeto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Hewlett-Packard Company, FORTRAN 77, Reference Manual, RTE-6/UM, HP1000, Cupertino (june 1983).
- Tektronix, 4663 INTERACTIVE DIGITAL PLOTTER, Operator's Manual, Beaverton (Oct 1980).
- Tektronix, 4956 GRAPHICS TABLET, Operator's Manual, Beaverton (May 1980).
- Hewlett-Packard Company, 2627-A Color Graphics Terminal, Reference Manual (Nov 1982).



APLICAÇÃO DO PROGRAMA FENDA NA ANÁLISE DE FOTOLINEAMENTOS NA ESTREMIDADE SUL DO

SINCLINAL DE GANDARELA

NÚMERO TOTAL DE DADOS - 436

TAMANHO DA CLASSE - 1°

DERRAMES KOMATIÍTICOS DIFERENCIADOS DO MUNICÍPIO DE CONSELHEIRO LAFAIETE, MINAS GERAIS

Hardy Jost (UnB), Luiz A. R. Seixas (UnB) e Hubert H. M. P. Roeser (UFOP)

ABSTRACT

Petrographic and compositional data of a spinifex textured peridotitic flow of probable Archean age from the Conselheiro Lafaiete region, Minas Gerais, are presented and interpreted. Three texturally and compositionally different horizons are distinguished from base to top of the flow Unit: a) - cumulate layer, b) - spinifex textured layer, further subdivided into three sub-layers according to size and patterns of megacrysts, and c) - upper chilled layer. Compositional variation along the profile is suggested to have resulted from differentiation during flow.

INTRODUÇÃO

A existência de seqüências de xistos de baixo grau metamórfico em meio a granitóides e gnaisses da região de Congonhas e Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais, é conhecida desde os trabalhos de Freyberg (1932), Barbosa (1949), Ebert (1956,1957) e Guild (1957). Recentemente Pires (1977) e Grossi Sad et alii (1983) forneceram maiores detalhes acerca destas seqüências, atribuindo-lhes o caráter de supracrustais do tipo "greenstone belt".

A ocorrência de rochas ultramáficas com textura "spinifex" no domínio do Quadrilátero Ferrífero foi pela primeira vez observada no córrego Quebra Osso, região de Santa Bárbara (Schorscher, 1978; Ladeira et alii, 1983; Ladeira e Roeser, 1983). Durante os trabalhos realizados pelos autores na fôlha de Ouro Branco foi identificada a presença de peridotitos komatiitos com textura "spinifex", na região do Alto da Varginha, Município de Conselheiro Lafaiete, no domínio das supracrustais de Congonhas. As características desta ocorrência, tais como a espessura do derrame, as dimensões dos fenocristais placóides, as variações texturais meso e microscópicas e composicionais permitiram não só o seu estudo detalhado bem como conhecimento de sua composição química geral e a identificação de feições de diferenciação. No presente trabalho são descritas e interpretadas as feições observadas, como produto de estudos em progresso na região (Seixas, 1987).

O acesso aos afloramentos (fig. 1) é feito através da rod

via Conselheiro Lafaiete - Ouro Branco, ou antiga Estrada Real, até cerca de 1000 metros após a localidade de Rancho Novo, já no Alto da Varginha. Dalí segue-se por estrada secundária para leste, por cerca de 6,5km. Os afloramentos situam-se a cerca de 200 m após uma pequena escola situada à norte da estrada, num ponto de cota máxima. As melhores exposições ocorrem ao longo de uma faixa, com cerca de 300 m de comprimento que acompanha um caminho a norte da estrada.

GEOLOGIA REGIONAL

Em traços gerais, a área estudada (fig. 1) contém, na porção setentrional, gnaisses polideformados tonalíticos e alguns corpos de rochas ultramáficas e máficas. Este conjunto estende-se a sul até um lineamento com direção média N45W, mergulho NE invadido por um enxame de diques polifásicos de doleritos, que o separa de uma faixa de largura variável entre 1 e 4 km contendo rochas supracrustais que reconhecivelmente afloram de Congonhas até Itaverava, por cerca de 40 km, com atitude paralela ao lineamento.

Imediatamente a sul desta faixa dominam ortognaisses dioríticas a tonalíticos e migmatitos que contém a faixa de rochas supracrustais que passa imediatamente a norte de Conselheiro Lafaiete, a qual possui largura variável entre 1 e 2 km e limites longitudinais ainda desconhecidos, paralela à faixa de Congonhas.

Corpos de granitóides, como o Granito Congonhas (Barbosa, 1949; Guild, 1957), intrudem as rochas supracrustais e dotações radiométricas Rb/Sr em rocha total recaem sobre uma isócrona de referência de 2.750 m.a. (Teixeira, 1985).

As rochas supracrustais das faixas de Congonhas e Conselheiro Lafaiete consistem de diversos produtos metavulcânicos básicos e ácidos, finos leitos de formações ferríferas e gonditos, localmente econômicos, diversos tipos de metapelitos, por vezes com abundante material grafítico, e metagrauvacas. Lentes de rochas metaultramáficas são comuns nestas seqüências, particularmente nos arredores de Congonhas e sobre os gnaisses tonalíticos da porção norte da área onde também ocorrem, por vezes, pequenos corpos de gabro.

No interior das faixas de Congonhas e Conselheiro Lafaiete as rochas supracrustais estão metamorfozadas em fácies xistos verdes e mostram pelo menos duas importantes fases de dobramentos, coplanares com os lineamentos NW da região e responsáveis por acentuada transposição do acamamento original. Já os corpos de serpentiñitos e gabros que ocorrem sobre os gnaisses tonalíticos de norte, exceto junto a lineamentos, raramente mostram efeitos de deformação regional, e possuem paragêneses metamórficas incipientes de fácies xistos verdes inferior.

Diversas fases de alteração hidrotermal, mais comumente reconhecíveis em metavulcânicas básicas e ultramáficas, ocorrem sob a forma de carbonatação, cloritização, esteatização e piritização.

As principais fases de dobramento, acompanhadas de transposição, intensidade de recristalização decorrente do metamorfismo regional e os processos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas supracrustais de ambas faixas foram suficientemente acentuados e generalizados para obliterar as suas feições primárias. Contudo, a preservação de texturas e estruturas vulcânicas das rochas ultramáficas da região do Alto da Varginha é explicada por terem sido poupadas a estes processos e mostrarem recristalização metamórfica incipiente.

Estratigraficamente, as rochas supracrustais de Congonhas e de Conselheiro Lafaiete são correlacionadas por Pires (1977) ao Grupo Barbacena, e por Grossi Sad et alii (1983) ao Grupo Nova Lima, Super Grupo Rio das Velhas.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E QUÍMICAS DO DERRAME

O perfil do derrame peridotítico do Alto da Varginha pode ser organizado em uma seqüência de cinco horizontes (A a E) textural e composicionalmente diferentes e, dispostos, da base para o tópo conforme esquematizado na fig. 2. A espessura aflorante do perfil é de aproximadamente 20 m, medidos ortogonalmente às superfícies de estrofação magmática. Dados de análises químicas de óxidos maiores e menores, em base anidra, de Cr, Ni e Co e valores de Norma C.I.P.W. são apresentadas na Tabela I.

Horizonte A - Este horizonte possui espessura aparente superior a 10 m. A sua porção inferior está encoberta, impedindo a observação de sua continuidade. O contato com o horizonte "B" é brusco e aparentemente regular.

Mesoscopicamente é constituído de um serpentinito de granulação muito fina, maciço e de coloração verde. Ao microscópio possui uma textura "globular" muito fina, localmente granular muito fina e porfiroblástica fina e é composto essencialmente de serpentina e acessórios representados por opacos e clorita, localmente anfibólio.

A textura em glóbulos (fig. 3) resulta de massas ovóides a circulares, com diâmetro variável entre 0,1 e 1mm, constituídas de um feltro microcristalino de serpentina. Os glóbulos são limitados ora por filmes opacos descontínuos, ora por margens mais escuras ou ainda por trilhas de microcristais de opacos e aparentemente representam pretéritos cristais de olivina. As lâminas delgadas deste horizonte mostram, em geral, mais de 95% de serpentina em massas globulares.

Os opacos perfazem proporções inferiores a 1% e ocorrem sob duas variedades texturais. A primeira consiste de filmes descontínuos contornando glóbulos de serpentina, e cujas propriedades óticas em seção polida indicaram tratar-se provavelmente de cromita. A clorita é rara e ocorre em diminutas e finas palhetas disseminadas ao longo dos espaços entre agregados globulares de serpentina, em geral acompanhada de cromita. Apresenta-se incolor, não pleocróica e com cor de interferência típica de cloritas magnesianas. O anfibólio, por vezes ausente, ocorre em cristais idioblásticos, subidioblásticos, e aciculares, de comprimento variável entre 0,05 e 0,1mm, incolores, com extinção segundo o eixo C variável entre 13 e 15 graus, sugerindo tratar-se de uma tremolita.

A forma ovóide a circular dos pseudomorfos de serpentina sobre olivina e a presença de cromita e clorita, possivelmente substituindo do piroxênio, como constituintes intersticiais, indicam que o horizonte A é um espesso pacote de cumulados. A forma e as dimensões dos pseudomorfos indicam rápido resfriamento precedido de um período de acumulação de olivina. A presença de cromita intersticial indica que o espinélio não coprecipitou com a olivina, mas formou-se a partir de líquidos residuais, o que exige formação de silicatos magnesianos a temperaturas superiores a dos espinélios, como comumente observado em derrames peridotíticos.

Pelas proporções de MgO e SiO₂ o horizonte "A" é um peridotito (amostras 1 e 2, Tabela I), cuja razão entre olivina e piroxênio varia entre 2:1 e 1:1, da base para o topo. As percentagens de Na₂O K₂O e CaO são ora suficientes ora insuficientes para saturar Al₂O₃, desse modo proporcionando a obtenção ora de diopsídio ora de córindon nas normas e indicando proporções aleatórias de CaO.

Horizonte B - Este horizonte possui cerca de 5 m de espessura e está constituído de uma rocha ultramáfica de coloração preta, com textura "spinifex" grossa com disposição aleatória a triangular (Fig.4), dada por conjuntos de cristais placóides talcificados, com até 10 cm de

comprimento e espessura variável entre 0,2 e 1 cm, e imersos em uma matriz muito fina na qual se destacam porfiroblastos aciculares de anfibólio com até 1 cm de comprimento. Macroscopicamente a textura é similar a horizontes de derrames komatiíticos ilustrados por Naldrett e Gasparini (1971, prancha 2), Nesbitt (1971, prancha 12) e Teixeira et alii (1981, pranchas I e II).

Ao microscópio, os conjuntos de cristais placóides consistem de remanescentes de texturas "spinifex" em arranjo triangular e aleatório, com matriz microcristalina a criptocristalina. Além desta textura localmente ocorrem texturas poiquilíticas, poiquiloblástica e porfiroblástica e mais raramente restos de provável textura vitroférica recristalizada. Os constituintes minerais essenciais do horizonte B compreendem talco e serpentina, localmente anfibólio, Cromita e clorita são acessórios.

A textura "spinifex" é dada por restos de megacristais placóides, em geral formados por pilhas de placas. Os pretéritos megacristais estão pseudomorfizados por uma massa microcristalina de talco, mas ainda mostram, em particular os mais espessos, que eram constituídos de delgados fenocristais placóides, separados por material intersticial (vidro ?) atualmente representado por filmes de serpentina intercrescida com cristais placóides de cromita (fig. 5). As relações texturais entre fenocristais e espinélios e sua interpretação são consequentemente, similares aquelas da porção basal, cumulítica.

Os fenocristais se destacam da matriz pelo seu caráter monomineralógico e sua coloração mais clara que a da matriz. Estes comumente mostram feições de corrosão nas extremidades (fig. 6), indicando relações temporárias de instabilidade com o líquido intersticial.

A matriz ocorre sob duas variedades texturais. Uma consiste de uma massa criptocristalina escura de silicatos com diminutos cristais de cromita disseminados. A segunda consiste de um agregado microcristalino de clorita magnésiana, serpentina, talco e cromita. Enquanto a primeira ocorre, mais frequentemente, nos interstícios de cristais placóides com arranjo triangular fechado, a segunda é mais generalizada. As duas variedades provavelmente indicam diferentes estágios de desvitrificação da matriz.

Anfibólio e clorita magnésiana ocorrem como pequenos fenoblastos formados preferencialmente a partir da matriz, localmente também sobre parte dos fenocristais talcificados. Os fenoblastos possuem dimensões que variam entre a fração do milímetro até cerca de 1,5 cm, permeando a rocha sem orientação definida, por vezes recortando o contato entre a matriz e os fenocristais placóides. Quando desenvolvidos por blastese a partir da matriz, o anfibólio possui inclusões poiquiloblásticas de clorita, opacos, serpentina e diminutos agregados de talco. O anfibólio normalmente maclado, incolor, não possui pleocroísmo e tem ângulo de extinção entre 13 e 16 graus segundo o eixo C, sugerindo tratar-se de tremolita.

Quimicamente o horizonte "B" (amostra 3 da Tabela I), possui mais Al_2O_3 , em cerca de 50%, e menos MgO , K_2O e MnO que o horizonte "A". Os minerais normativos característicos compreendem Hiperstênio (Hy) e Olivina (Ol) em razões próximas de 2:1 e, portanto, inversa da obtida para o horizonte "A". Comparando-se as composições químicas das amostras 3 e 4, obtidas respectivamente a partir de rocha total e da matriz isenta de fenocristais, observa-se que elas diferem das proporções de SiO_2 , Fe_2O_3 e FeO , maiores na rocha total, que, por sua vez apresenta, comparativamente, um deficit nos demais óxidos. Contudo, a comparação entre as composições normativas das duas amostras destaca que, enquanto na rocha total a razão Hi/Ol é aproximadamente 1,7:1, na matriz esta é 0,7:1. Estes aspectos sugerem que, provavelmente, os fenocristais possam ter sido de

enstatita que, após formados por crescimento rápido a partir de um dife-renciado mais silicoso, proporcionaram uma ligeira subsaturação do lí-quido residual, com quem conviveram em relações de instabilidade momen-tânea.

Horizontes C e D - A espessura média destes horizontes é de 2 m e 1 m, respectivamente. Os contatos entre os horizontes "B" e "C" e entre "C" e "D" são transicionais. A passagem é reconhecível através da diminuição progressiva do tamanho dos cristais placóides talcifica-dos e variação nas proporções de matriz.

Não foram observadas diferenças mineralógicas e texturais sig-nificativas entre os horizontes C e D e o horizonte B. A diferença mai-or reside no arranjo e no tamanho dos cristais placóides que originam a textura "spinifex". No horizonte C os cristais placóides são menores, com no máximo 6 a 7 cm de comprimento e espessura média em torno de 1mm, estão organizados em feixes (fig. 7) de padrão triangular, separados por massas de matriz criptocristalina. Quanto menores os cristais placóides, mais isolados (horizonte D) e com disposição paralela (fig. 8 a) ou tri-angular (fig. 8 b). No horizonte D os fenocristais raramente ultrapas-sam de 3 cm e possuem, em geral, formas que lembram acículas.

Quimicamente os horizontes C e D são similares ao horizonte B, conforme mostram as análises 5 e 6 da Tabela I.

Horizonte E - O contato entre os horizontes D e E é brusco, e reconhecível através de uma superfície demarcada por um contraste de cor e súbita ausência de textura "spinifex" no horizonte E. A espessura aflorante deste horizonte é inferior a 0,5 m e sua continuidade trans-versal não foi observada.

Mesoscopicamente é caracterizado pela coloração verde parda cento e granulação muito fina. Ao microscópio mostra textura micro- a criptocristalina (fig. 9) de serpentina com diminutos cristais dissemi-nados xenomórficos ou esqueléticos de opacos (magnetita ?) e lamelas de clorita e talco acessórios. A serpentina apresenta uma textura "mesh" muito fina dominante, localmente mostrando-se em bastões (fig. 9) dubita-tivamente desenvolvidos a partir de texturas do tipo "quenched" ou, alter-nativamente, microspinifex.

Quimicamente este horizonte possui proporções de MgO e Fe_{total} superiores aos demais horizontes (amostra 7, tabela I) baixas propor-ções em Al₂O₃, alcalis, TiO₂ e P₂O₅ e as menores percentagens de SiO₂. Em decorrência, é olivina normativo, com uma razão OI:Hi superior a 4:1, e portanto inversa em relação aos horizontes inferiores e superior a do horizonte A.

Assim, considerando as características texturais, composicio-nais e de contato entre os cinco horizontes conclui-se que as rochas me-taultramáficas do Alto da Varginha são partes de um komatiítico. A base do mesmo está representada pelo horizonte A, de natureza cumulítica, e o topo pelo horizonte E, resfriado bruscamente. Conquanto as espessuras in-dicadas sejam valores médios, as condições locais não são favoráveis à observação da sua uniformidade, das suas variações laterais e de mudan-ças de suas relações.

Todavia, do ponto de vista da organização sequencial de estra-tos e de suas características texturais, o perfil do Alto da Varginha não difere daqueles descritos por Pyke et alii (1973) e Arndt et alii (1977) para os derrames komatiíticos de Munro (Canadá) e, pelas dimen-sões dos fenocristais placóides, aos descritos por Teixeira et alii (1981) para a região de Crixás, no Estado de Goiás.

O QUIMISMO E SUA VARIAÇÃO VERTICAL

Análises químicas de rocha total, em base seca, dos óxidos

maiores e menores, teores de Ni, Cr e Co, em ppm, e minerais normativos C.I.P.W. de amostras representativas do derrame komatiítico do Alto da Varginha são fornecidos na Tabela I. As amostras numeradas de 1 a 7 são representativas do derrame segundo a sua ordem da base para o topo. As amostras 3 e 4 são do horizonte B, sendo a primeira de rocha total e a segunda da matriz. As amostras 8 a 12 provêm de testemunhos de sondagem.

Os teores de MgO superiores a 26% mostram que a composição do magma é peridotítica. As proporções de Al_2O_3 , MgO e Fe_{total} situam as amostras no campo dos komatiitos peridotíticos e ao longo do "trend" dos komatiitos (fig. 10). Se tomarmos como referência a composição do horizonte E, correspondente ao topo resfriado bruscamente, os teores de MgO e SiO_2 do magma situam-se em torno de 34% - 40%, respectivamente.

Observando-se a variação de SiO_2 e MgO segundo a ordem estratigráfica das amostras no perfil é evidente o aumento do primeiro e a diminuição do segundo a partir da seção cumulítica (horizonte "A") para a seção com textura "spinifex" e as respectivas inversões entre os horizontes D e E. Ao longo da seção de horizontes com textura "spinifex", as proporções de SiO_2 oscilam pouco em torno de uma média de 49% e MgO de 29%.

Exceto o horizonte "E", de topo (amostra 7) e da matriz do horizonte com textura "spinifex" grossa aleatória (amostra 4), a variação de Fe ao longo do perfil é relativamente pequena.

Analisando a variação de SiO_2 , MgO e Fe_{total} expressos sob a forma de olivina (O1) e piroxênio (Hi) normativos, evidencia-se um "trend" de saturação progressiva em SiO_2 . Assim, o horizonte cumulítico (A) contém mais olivina que hiperstênio, (2:1, amostra 1) na porção basal em relação as porções estratigraficamente mais elevadas do mesmo horizonte (Fig. 2), onde a razão O1/Hi é próxima da unidade (amostra 2). A passagem da seção cumulítica para a com textura "spinifex" é acompanhada de uma diminuição na razão O1/Hi, com predomínio de hiperstênio normativo sobre olivina, resultante do declínio das proporções de MgO e aumento de SiO_2 . Uma considerável inversão nesta razão é novamente observada na passagem do horizonte D, topo da zona com textura "spinifex" para o horizonte E, cuja amostra tem uma razão O1/Hi de aproximadamente 3,5:1, feita a correção para a oxidação do Fe.

A variação de SiO_2 e MgO ao longo do perfil é, também, acompanhada de uma variação nas proporções de Al_2O_3 , Ni, Cr e Co (fig. 2). Enquanto MgO decresce, aumentam as proporções de Al_2O_3 . O Ni decresce da base para o topo da seção cumulítica e é acompanhado pelo Co, seguindo o decréscimo nas proporções de olivina normativa (MgO), enquanto há um ligeiro enriquecimento em Cr e Al_2O_3 . Ao passar do topo da zona cumulítica para os horizontes com textura "spinifex" as proporções de Ni crescem suavemente até o horizonte D, e ligeiramente deste para o topo do derrame, mas não é mais acompanhado pelo Co. Tanto o Co quanto o Cr mostram uma variação conjunta até o topo do derrame, onde são bruscamente empobrecidos, e ao longo de toda a seção seguem a variação do Al_2O_3 e indicam o fracionamento de espinélios na zona com textura "spinifex" mais abundantes que na seção cumulítica e no topo do derrame.

Comparando as análises das amostras 3 e 4, respectivamente de rocha total e da matriz do horizonte com textura "spinifex" grossa, observa-se que parte do Ni acompanha o fracionamento de fenocristais e parte a matriz, aumentando suas proporções com o fracionamento do piroxênio para o topo da seção com textura "spinifex". Isto indica que os elementos compatíveis com o MgO, com o Ni, acompanham a olivina e o piroxênio magnésiano, enquanto os compatíveis com Al_2O_3 , como o Cr, seguem a variação dos espinélios.

O CaO tem uma distribuição errática no perfil, talvez em virtude de sua mobilidade durante o metamorfismo. Ainda que a tremolita

traduza a presença de CaO, altas proporções do óxido na análise química não correspondem às maiores proporções modais de anfibólio, o que sugere uma redistribuição do cálcio em outros minerais. A disponibilidade de cálcio, no entanto, é suficiente para saturar Al_2O_3 , e fornecer tanto Anortita (An) quanto Diopsídio (Di) normativos, exceto na porção mais basal da seção cumulítica (amostra 1) e no horizonte D, com textura "spinifex" acicular fina, que são Córindon (C) normativos.

A variação dos álcalis (K_2O e Na_2O) não acompanha a observada para o Al_2O_3 , enquanto K_2O mostra uma significativa diminuição da zona cumulítica para os horizontes com textura "spinifex", mantendo-se praticamente constante até o topo da seção, o Na_2O se mantém praticamente constante desde a seção cumulítica até o horizonte D. Ambos decrescem consideravelmente do horizonte D para o E. Comparando-se as amostras 3 e 4, conclui-se que os álcalis não participaram, de modo significativo, na composição dos fenocristais placóides, permanecendo como componentes da matriz, o que é sugerido pelas proporções relativas de óxido pelas percentagens de Ortoclásio (Or) e Albita (An) normativos. Por outro lado, enquanto o MnO e o P_2O_5 acompanham a variação de K_2O , o TiO_2 acompanha a do Na_2O .

Do exposto conclui-se, apesar do número reduzido de amostras, que a seção com textura "spinifex" está constituída de diferenciados de um magma peridotítico, cujas características químicas originais estarão mais próximas da composição do horizonte E, interpretado como topo do derrame, resfriado bruscamente. A seção cumulítica (horizonte A) representaria os primeiros diferenciados do derrame.

CONCLUSÕES

Conforme sugerem as formas ovóides dos pseudomorfos de serpentina sobre olivina; a participação dos espinélios em líquidos residuais; as feições de corrosão de fenocristais; a natureza micro- a criptocristalina da matriz dos horizontes com textura "spinifex" e os prováveis remanescentes de textura "quenched" e/ou microspinifex do corpo ultramáfico do Alto da Varginha, o seu resfriamento foi rápido, mas precedido de um período de acumulação de olivina. A variação dos dados químicos e petroquímicos ao longo do perfil mostra que a composição dos mesmos, exceto o topo, pode ser explicada mediante um processo de diferenciação, provavelmente por fluxo, e influenciada pela espessura do derrame. Por outro lado, a natureza criptocristalina e a composição do horizonte do topo são reflexos de um resfriamento súbito ("chilled"). A preservação de todas as feições texturais do derrame do Alto da Varginha foi possível devido à ausência de deformação considerável e metamorfismo incipiente em oposição às rochas ultramáficas que ocorrem como intercalações nas supracrustais das faixas de Congonhas e Conselheiro Lafaiete, e para as quais uma origem em parte vulcânica é sugerida, por correlação.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Western Mining Co. e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Processo 310340/84) pelo suporte financeiro para a realização dos trabalhos de campo e laboratório, ao Químico Geraldo Resende boaventura pelas análises químicas realizadas no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geociências da Universidade de Brasília, a Srt^a Simone Hamada Pessoa pelos desenhos, ao Sr. Kelson Dias de Moura pela datilografia e ao Geol. José Affonso Brod pela revisão do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARNDT, N.T. e NISBETT, E.G. - 1982 - What is a Komatiite? - in "N. T. Arndt e E.G.Nisbett (eds.) - Komatiites - George Allen and Unwin, London, pgs. 19-27.
- ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J.; PYKE, D.R. - 1977 - Komatiitic and iron-rich tholeiitic Lavas of Munro Township, Ontario - J. Petr. 18: 319-369.
- BARBOSA, O. - 1949 - Contribuição à geologia do Centro de Minas Gerais - Mineração e Metalurgia, 14(79):3-19.
- DONALDSON, C.H. - 1982 - Spinifex-textured komatiites: a review of textures, mineral compositions and layering - in "N.T. ARNDT e E. G. Nisbett (eds.) - Komatiites - George Allen and Unwin, London, pgs. 213-244.
- EBERT, H. - 1956 - Relatório sobre a atividade no ano de 1955 - DNPM, Relatório An. Dir. Div. Geol. Min., pg.: 62-81.
- EBERT, H. - 1957 - Beitrag zur Gliederung des Prekambriums in Minas Gerais - Geol. Rundschau, (45):471-519.
- FREYBERG, B. von (1932)- Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien - N. Jb. Mineral. Paleont. Sonderband II (11):401pgs.
- GUILD, P.W. - 1957 - Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brasil - USGS, Prof. Paper 290, 90 pgs.
- GROSSI SAD, J.H.; PINTO, C. P.; DUARTE, C.L. - 1983 - Geologia do distrito manganêsífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais - SBG, Núcleo de Minas Gerais, II Simpósio Geol. Minas Gerais, 3:259-270.
- LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P.; TOBSCHALL, H.J. - 1983 - Evolução petrográfica do Cinturão de Rochas Verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG - SBG, II Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 3, pgs:149-158.
- LADEIRA E.A. e ROESER, H.M.P. - 1983 - Petrography of the Rio das Velhas Greenstone Belt - VBR. Geo. Paleont., Tril V, Heft 3/4, Pgs.430 - 445.
- NALDRETT, A.J. e GASPARRINI, E.L. - 1971 - Archean nickel sulphide deposits in Canada: their classification, geologic setting and genesis with some suggestions as to exploration - Geol. Soc. Austr., Sp. Publ. 3: 201-226.
- NESBITT, R.W. - 1971 - Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Ylgarn Block, Western Australia: evidence for an Archean ultramafic liquid - Geol. Soc. Austr., Sp. Publ., 3:331-348.
- PIRES, F.R.M. - 1977 - Geologia do distrito manganêsífero de Conselheiro Lafaiete - UFRJ, Inst. Geoc., Diss. de Mestrado, 344 pgs.
- PYKE, D.R.; NALDRETT, A.J.; E KSTRAND, O.R. - 1973 - Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario - Geol. Soc. Am., 84:955-978.
- SEIXAS, L.A.R. - 1987 - Geologia e mineralização aurífera da região da Fôlha de Ouro Branco, Minas Gerais - Un. Brasília, Dep. Geociências, Dissertação de Mestrado - em elaboração.
- SCHORCHER, H.D. - 1978 - Komatiitos na estrutura "greenstone-belt" Série rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. - SBG, XXX Congr. Bras. Geol., Bol. Esp. 1:292-293, Recife.
- TEIXEIRA N.A.; SABOIA, L.A.; FERREIRA, M.C.B.; TEIXEIRA, A.S.; GOMES, de CASTRO, J.H. - 1981 - Estruturas e texturas das lavas ultrabásicas e básicas do "Greenstone Belt" de Crixás, Brasil - SBG, Núcleo Centro-Oeste, Bol. Inf. nº 10, pgs 33-88.
- TEIXEIRA, W. - 1985 - A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas - USP, Inst. Geoc., Tese de Doutorado, 207 pgs.

TABELA 1

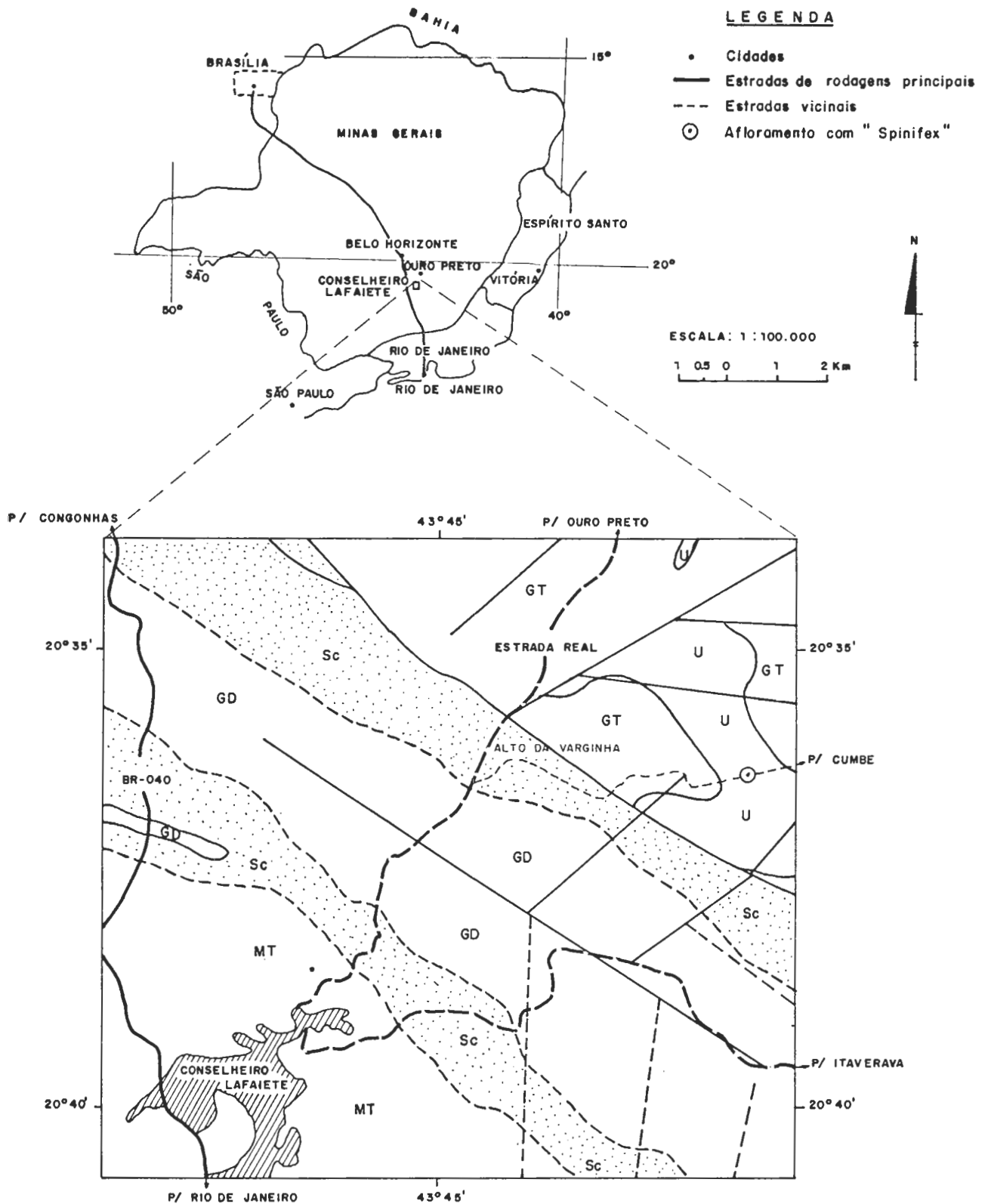
Análises químicas, base anidra, e composição normativa do derrame peridotítico do alto da Varginha, Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46.98	49.12	50.10	49.71	49.64	47.31	40.75	40.36	44.72	45.43	47.13	44.47
TiO ₂	0.24	0.20	0.28	0.38	0.25	0.25	0.30	0.24	0.21	0.23	0.28	0.16
Al ₂ O ₃	6.03	6.30	7.47	5.86	7.70	9.18	3.83	5.15	5.96	5.81	8.32	7.69
Fe ₂ O ₃	2.88	2.80	2.81	1.60	2.80	2.38	10.00	6.86	6.91	6.89	5.24	6.37
FeO	5.14	5.90	6.12	5.77	6.10	7.03	6.88	6.03	6.58	5.66	5.33	5.87
CaO	1.64	5.30	3.90	6.16	4.02	2.79	2.83	4.88	3.10	3.18	6.85	3.54
MgO	35.80	29.10	28.32	29.16	28.47	30.06	34.77	30.00	32.13	32.38	26.03	31.52
MnO	0.12	0.15	0.01	0.10	0.01	0.01	0.15	0.01	0.10	0.11	0.11	0.13
Na ₂ O	1.00	1.00	0.95	1.10	0.98	0.96	0.42	0.22	0.18	0.20	0.63	0.14
K ₂ O	0.08	0.08	0.03	0.12	0.03	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01
P ₂ O ₅	0.09	0.05	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.15	0.10	0.10	0.04	0.10
TOT.	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Cr	1460	1540	1910	1980	1940	1970	1350	1980	1750	1600	1650	1630
Ni	1860	1400	1570	1190	1600	1600	1700	1260	1870	1620	1020	1550
Co	113	102	128	85	130	131	893	80	93	91	67	86
Norma C.I.P.W.												
Or	0.44	0.49	0.18	0.71	0.18	0.12	0.32	0.06	0.06	0.06	0.24	0.06
Ab	8.00	8.97	8.05	9.40	8.30	8.13	3.87	1.87	1.62	1.76	5.35	1.23
An	12.32	7.98	16.05	14.54	16.54	13.79	9.17	13.11	15.63	15.50	19.83	17.62
C	1.34	--	--	--	--	2.53	--	--	0.27	--	--	1.30
Di	--	11.31	2.57	11.44	2.62	--	4.77	8.05	--	0.12	11.14	--
Hi	27.20	33.39	44.47	25.20	41.05	36.45	14.13	34.38	38.50	39.21	26.98	36.38
En	24.12	29.49	38.46	22.42	35.49	31.38	12.27	27.79	33.33	34.27	22.25	31.63
Fs	3.08	3.90	6.01	2.78	5.55	5.08	1.87	6.59	5.17	4.94	4.73	4.76
Ol	47.71	34.74	25.55	35.58	28.28	35.94	65.57	39.13	42.26	40.09	33.24	40.94
Fo	41.83	30.32	21.80	31.31	24.12	30.51	56.15	31.03	36.09	34.59	26.93	35.12
Fa	5.88	4.42	3.75	4.27	4.16	5.44	9.43	8.10	6.17	5.50	6.31	5.82
Il	0.42	0.40	0.53	0.72	0.48	0.48	0.62	0.46	0.46	0.45	0.53	0.32
Mt	2.38	2.61	2.58	2.34	2.54	2.54	1.49	2.54	0.95	2.56	2.59	1.90
Ap	0.19	0.12	0.02	0.07	0.01	0.02	0.06	0.40	0.25	0.25	0.10	0.25
TOT.	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Amostras coletadas segundo perfil controlado:

1) - horizonte cumulítico, 2) - idem, 3) - horizonte com textura "spinifex" grossa aleatória, 4) - idem, apenas matriz, 5) - horizonte com textura "spinifex" densa, 6) - horizonte com textura "spinifex" acicular fina, 7) - horizonte maciço de topo.

Demais amostras colhidas em furos de sondagem.



CONVENÇÕES:

GT = Gnaisses Tonalíticos ; GD = Gnaisses Dioríticos ; MT = Migmatitos ; - - - = Faltas ;
 Sc = Seqüências Supracrustais Indiferenciadas ; U = Ultramáficas, ~ = Contatos

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO REGIONAL DAS PRINCIPAIS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS PRECAMBRIANAS DA REGIÃO NORDESTE DE CONSELHEIRO LAFAIETE - MINAS GERAIS.

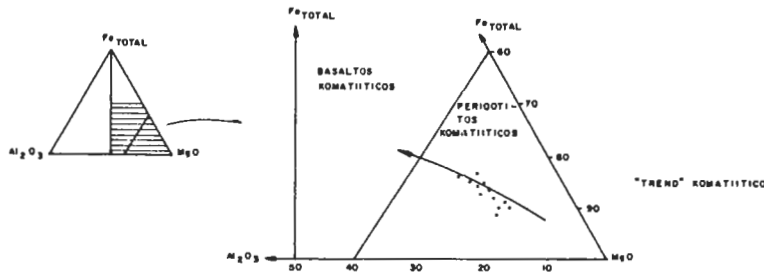


FIGURA 10 - DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS DO ALTO DA VARGINHA, MG, NO DIAGRAMA $Fe_{TOTAL} - MgO - Al_2O_3$.

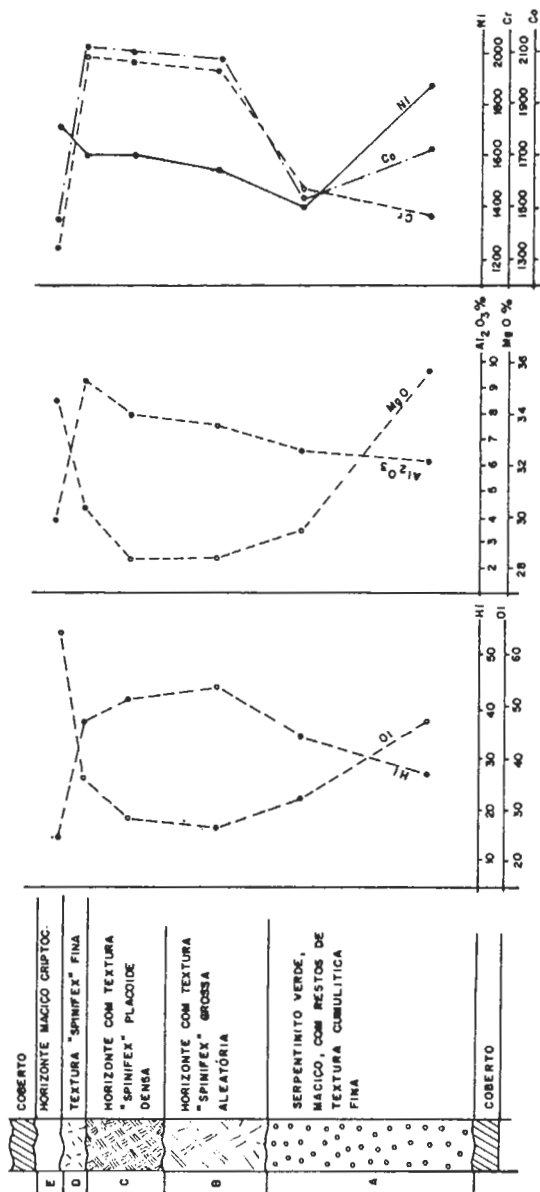


FIGURA 2 - VARIAÇÃO DE OLIVINA (OI), HIPERSTÊNIO (HI), Al_2O_3 , MgO , Cr, Co e Ni AO LONGO DO PERFIL DO DERRAME PERIOTITICO DO ALTO DA VARGINHA, MG.

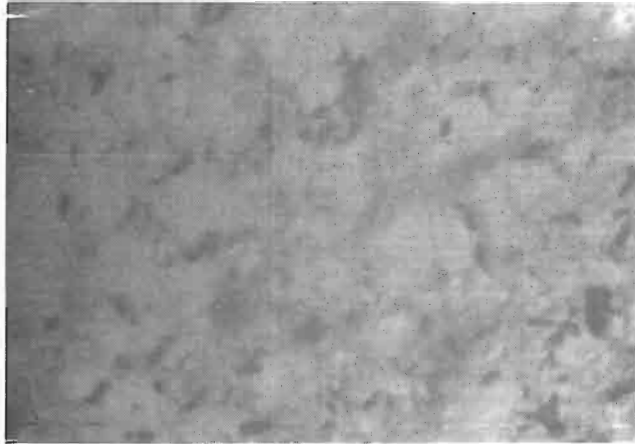


Fig. 3 - Derrame peridotítico Alto da Vargem, MG. Fotomicrografia de Amostra do horizonte A mostrando remanescentes de textura cumulítica. Cristais ovóides de olivina serpentinizada e cromita intersticial. Luz natural

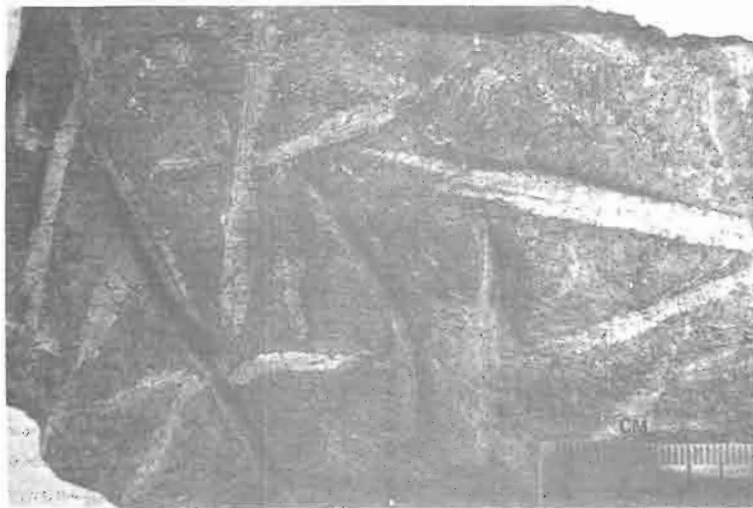


Fig. 4

- Amostra do horizonte B mostrando megacristais placóides em textura "spinifex" grossa.

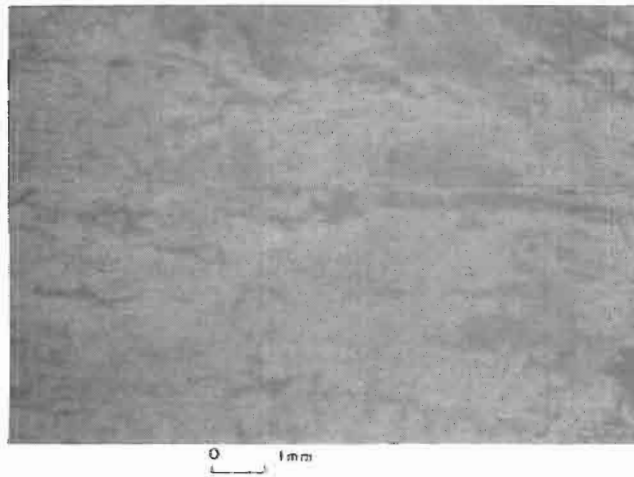


Fig. 5 - Horizonte B. Fotomicrografia de megacristal placóide mostrando pelo menos três placas menores separadas por trilhas ou cristais placóides de cromita (+ serpentina). Luz natural.

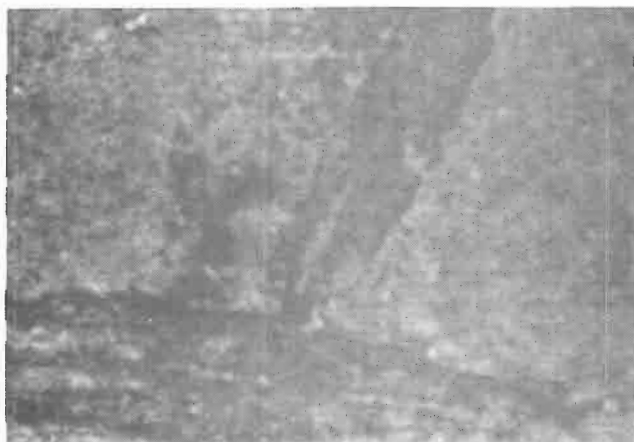


Fig. 6 - Horizonte B. Fotomicrografia de cristais placóides com efeitos de corrosão nas extremidades e imersos em matriz criptocristalina. Luz Natural.

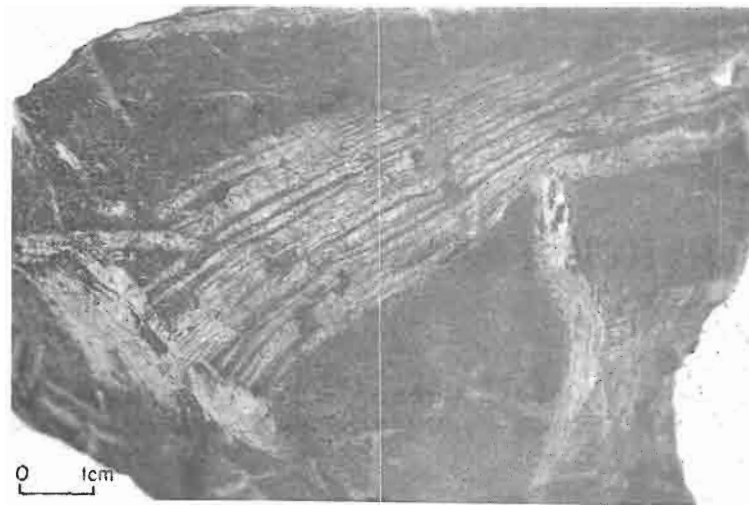


Figura 7 - Horizonte C. Textura "spinifex" em amostra com fenocristais placoides dispostos em feixes. Face de placa exposta no canto inferior esquerdo.

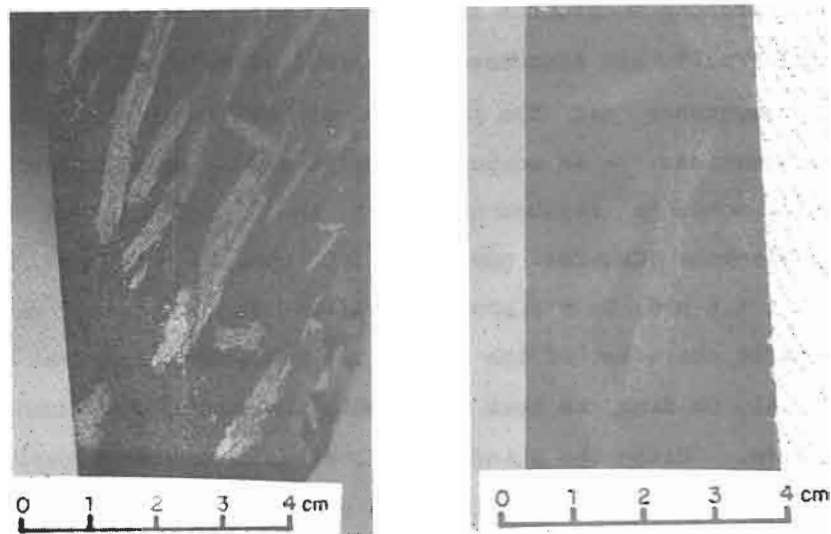


Figura 8 - Horizonte D. a)- Textura "spinifex" em padrão paralelo e b)- idem, com padrão triangular.

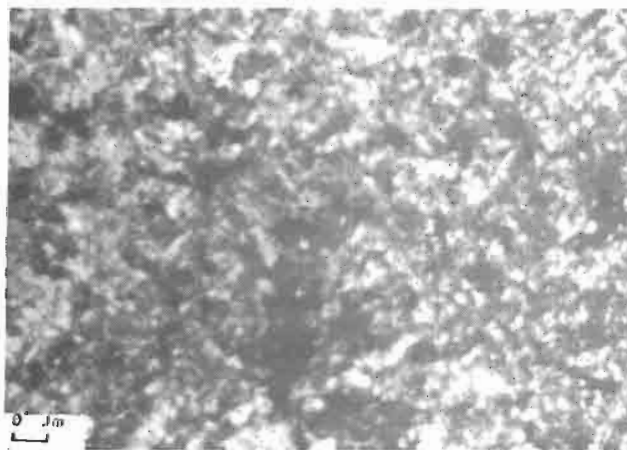


Figura 9 - Horizonte E. Aspecto da textura microcristalina de serpentina com opacos em esqueletos. Notar a forma da serpentina localmente em bastões ("quenches" e/ou microspinifex?).

PEDRA SABÃO - UMA ROCHA METASSOMÁTICA

Hubert Roeser (UFOP), Ursula Roeser (UFOP), Burkhard Schulz-Dobrick (Univ. Mainz, RFA) e Heinz - Jürgen Tobschall (Univ. Mainz, RFA)

ABSTRACT

Archean soapstones from the Rio das Velhas greenstone belt, Central Brazil, are discussed as typical examples of metasomatic rocks. The soapstones are the products of at least two metasomatic transformations: - an serpentinization and a steatitization. Even the SiO₂ contents reaches up to 56%, the distribution of motionless trace elements (Cr > 2000 ppm, Ni > 1800 ppm, Co > 100 ppm, Nb = 1.2 ppm, Y = 4.6 ppm, Zr = 6 ppm) clarifies the original ultrabasic/ultramafic character of the rocks. The soapstones received additions of Si, Al, Ca from the host rocks while they were impoverishes in Mg, Fe and Na. Using the standard cell after Barth, the material balance of the main chemical composition is calculated to get further information about the quantity of the exchange of elements of during the metasomatic processes.

RESUMO

Pedras sabão Arqueanas do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Brasil Central, são discutidas como exemplos típicos de rochas metassomáticas. As pedras sabão são produtos de no mínimo duas transformações metassomáticas: - uma serpentinização e uma esteatitização. Mesmo os valores de SiO₂ atingem 56% a distribuição dos elementos traços imóveis (Cr > 2000 ppm, Ni > 1800ppm, Co > 100 ppm, Nb = 1.2 ppm, Y = 4,6 ppm, Zr = 6 ppm) elucidam o caráter ultrabásico/ultramáfico original das rochas. As pedras sabão receberam migração de Si, Al, Ca das rochas encaixantes, enquanto se empobreciam em Mg, Fe

e Na. Com auxílio da célula padrão de Barth, calcula-se o balanceamento do quimismo principal para se conseguir mais informações sobre a quantidade do intercâmbio de elementos durante os processos metassomáticos.

Key words: soapstone, major elements, trace elements, serpetinization, steatitization, Barth's standard cell calculation, metasomatism

Palavras chaves: pedra sabão, elementos maiores, elementos traços, serpetinização, esteatitização, cálculo da célula, padrão de Barth, metassomatismo

I. INTRODUÇÃO

Abrindo um livro de petrologia metamórfica, pouco se acha sobre metassomatismo em geral. Uma das exceções é a obra de RAMBÈRT (1952). A falta de uma discussão mais aprofundada sobre esse assunto, sem dúvida, se deve à complexidade que é relacionada com o conceito de mesatossomatismo. De uma maneira simplificada define-se metamorfismo como a transformação de rochas no estado sólido, sem a participação de fusão ou de processos de intemperismo e sem mudança no quimismo, ou seja, como processo isoquímico, enquanto metassomatismo, é relacionado com intercâmbio de material, ou seja, é considerado sendo um processo aloquímico.

Mas, sabemos que isso não é bem assim, mesmo no "metamorfismo isoquímico" temos um intenso intercâmbio de H_2O , CO_2 etc., de modo que isto já não é mais um sistema fechado no sentido físico-químico, apesar de muitos petrógrafos manusearem sistemas petrológicos como se fossem sistemas fechados.

Do outro lado já declarou BARTH (1962):

" ... isochemical regional metamorphism sensu strictu, therefore

does not exist. Some chemical changes always happen, but in many rocks they are small and genetically unimportant. It has become customary, and is expedient in an attempt to survey and classify the various petrographic types, to distinguish between the normal metamorphism (with but small changes in the total chemical composition) and the metasomatic metamorphism (with essential changes in the chemical compositions). But from a genetic point of view this distinction is illogical and obscures the broader relations. Regional metamorphic rocks always have suffered a change in composition, for transportation and transfer of chemical matter and heat are not only concomitant with, but actually essential parts of, the earth processes constituting metamorphism."

Isso mostra a grande importância dos processos de intercâmbio durante qualquer metamorfismo regional.

O fato de que o metassomatismo até hoje não ter sido abordado na maioria dos livros de petrologia, se explica pelas dificuldades de uma quantificação dos processos metassomáticos, bem lembrando, que metassomatismo não somente abrange a área metamórfica, mas também os campos magmáticos e sedimentares. Essas dificuldades resultam principalmente da inviabilidade de se simular processos metassomáticos em laboratório, o que para muitas reações metamórficas é aproximadamente possível.

Num "sistema fechado" com um quimismo bem definido, como por exemplo, no caso da transformação basalto-anfibolito, os parâmetros físico-químicos que controlam as reações mineralógicas (por exemplo a mudança dos pyroxênios para anfibólios etc) já são muitos: P, T, pH, Eh, etc. Basta só ver os fatores que influenciam a solubilidade da sílica, um dos fatores importantes para qualquer reação petrológica num sistema silicatado. Imagina-se agora um sistema onde além desses fatores colocam-se problemas como os que foram mencionados por RAMBERG (1952):

- de onde vem o material adicionado?
- para onde vai o material subtraído?
- quais os fatores que atuam no transporte?
- quais as leis que regulam o crescimento dos cristais? etc

A literatura geológica é cheia de observações bem gerais como: "a rocha foi influenciada por um metassomatismo alcalino, que causou uma intensa feldspatização ...", etc. Mas, poucos são os trabalhos que levam em consideração aspectos como os indicados por RAMBERG, quer dizer, que quantificam tais processos.

Geralmente, são citados em livros sobre o metassomatismo os processos e as reações clássicas como aquela da dolomitização em carbonatos:



como exemplo de um metassomatismo sedimentar. Feldspatização, especialmente albitização, espilitização, escapolitização, uralitização, sericitização e serpentinitização são os processos sempre relacionados com um metassomatismo magmático (hidrotermal) ou metamórfica.

No presente trabalho são apresentados os resultados de vários estudos petrológicos, geológicos e geoquímicos bem detalhados em pedra sabão e, é feita uma tentativa de elaborar um esquema para a gênese metassomática deste tipo de rocha, quantificando especialmente os processos de intercâmbio de material.

II. METODOLOGIA

O trabalho baseia-se na investigação de cerca de 100 amostras de pedra sabão, serpentinitos e talco-xistos. Cerca de 80 análises químicas de elementos maiores e de traços seletivos (Cr, Ni, Co, Cu, em alguns casos Rb, Sr, Y, Ti, Zr, Nb) foram efetuadas com apoio da ICP e AAS (ataque em autoclavos de teflon com HF-HNO₃), com os padrões utilizados: DUNITE NIM-D, DIABASE USGS-DNC-1.

200 análises de minerais (microsonda) foram feitas para detalhar a petrografia das rochas. Paralelamente foram feitas análises de difratometria de Raio-X para definir especialmente os minerais do grupo de serpentina. Mais de 150 lâminas foram investigadas para de finição da petrografia.

III. RESULTADOS

A geologia das pedras sabão

Os afloramentos das rochas investigadas encontram-se na maioria na região Sul e Sudeste do Quadrilátero Ferrífero. As principais localidades em que foram efetuadas amostragens são: Santa Rita de Ouro Preto, a região de Cachoeira do Brumado e a região de Acaíca (vide também ROESER, 1977, ROESER U: 1979, ROESER U. et. al 1980). Além disso, foram investigadas amostras de outras localidades do Qua drilátero Ferrífero, inclusive algumas do Vale do Quebra Osso. A maior parte das ocorrências posicionam-se no embasamento arqueano, e apresenta em contato com gnaisses, anfíbolitos e xistos. As rochas pertencem à "Unidade Metavulcânica" do gresstone belt Rio das Velhas (LADEIRA et al., 1983).

Pode-se observar no campo um arranjo zonado nos corpos das pedras sabão, cujos limites são irregulares. Partindo do centro de uma tal lente para os contatos com as rochas encaixantes diferenciam -se nas seguintes zonas:

- pedra sabão maciça
- rocha a carbonato-talco
- rocha a anfíbolio-talco
- rocha clorítica

Serpentinitos, como núcleos dos corpos das pedras sabão do mo dó descrito na literatura (por ex. CHIDESTER, 1962) para complexos maiores, em nosso caso não foram observados. Contudo, minerais do

grupo da serpentina (antigorita) aparecem seletivamente no centro dos corpos. As transições das zonas são graduais, com exceção da rocha clorítica, que moldura as lentes, constituindo bordos nitidamente limitados ("blackwalls").

Petrografia

Os principais minerais das rochas são:

talco

clorita magnesiana

dolomita

actinolita

antofilita

além disso, foram observados:

epidoto

titanita

serpentina

pirita

magnetita

limonita

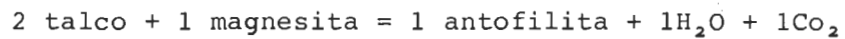
hematita

ilmenita.

Estes minerais ocorrem nas seguintes associações mineralógicas (será evitado aqui o conceito "paragênese" devido ao "sistema aberto", apesar de que muitos autores acham possíveis, mesmo assim, se falar em paragênese):

- (1) talco - clorita - serpentina - pirita
- (2) talco - clorita - dolomita
- (3) talco - clorita - dolomita - actinolita
- (4) clorita - actinolita - epidoto - titanita
- (5) talco - antofilita - dolomita - clorita

Mesmo tendo um sistema aberto, essas associações permitem, considerando a estabilidade de alguns minerais, em casos específicos, indicar as condições físico-químicas para a formação das rochas. Assim, as associações (1) - (4) indicam condições do baixo grau metamórfico (facies xisto verde). Em respeito a (5) foi determinado por GREENWOOD (1963) a estabilidade da antofilita em $667^{\pm} 80^{\circ} \text{C}$, como limite inferior e $745^{\pm} 10^{\circ} \text{C}$ como limite superior para 1 kbar. Mas, as paragêneses nas rochas metamórficas encaixantes das pedras sabão indicam que tais temperaturas com certeza não foram alcançadas na área. JOHANNES (1969) em WINKLER (1974) acha possível a formação da antofilita, conforme a reação:



já com temperaturas um pouco acima de 500°C . Um pré-requisito é uma alta concentração de Co_2 . Essa concentração, sem dúvida, foi dada, como já mostra a quantidade alta de carbonatos na rocha. Mesmo não tendo magnesita, a associação observada (5) deixa concluir que condições semelhantes àquelas indicadas por JOHANNES (1969) foram realizadas, fato que combina petrologicamente muito bem com as paragêneses observadas em rochas encaixantes contendo estauroлита e indicando assim, o início do médio grau metamórfico.

Pode-se resumir então que as pedras sabão foram formadas na sua maioria sob condições de facies xisto verde e em alguns casos, as condições de P, T que atingiram o médio grau metamórfico.

Geoquímica

Os resultados do quimismo maior das rochas investigadas são mostrados na Tabela 1. A Tabela 2 apresenta os elementos traços pequisados. Verificam-se valores relativamente elevados para Ni e Cr. Convém observar neste contexto que os portadores maiores de Cr são as cloritas, contendo até 1.52% de Cr_2O_3 , enquanto os anfibólios só apresentam até 0.06% de Cr_2O_3 e o talco só contém até 0.03% de Cr_2O_3 . O NiO no outro lado tem as suas concentrações maiores no talco com até 0.44 %, seguido das cloritas com até

TABELA 1

Composição química de pedras sabão e talco-xisto da região Sul e Sudeste do Quadrilátero Ferrífero.

- 1 = Pedras sabão da região de Santa Rita de Ouro Preto
 2 = Pedras sabão da região de Mariana - Monsenhor Horta
 3 = Pedras sabão da região de Cachoeira do Brumado
 4 = Rochas a carbonato-talco região de Cachoeira do Brumado
 5 = Talco-xisto região de Mariana - Monsenhor Horta
 6 = Rochas a clorita ("Blackwall"), região de Santa Rita de Ouro Preto
 7 = Rocha a clorita, região de Cachoeira do Brumado
 8 = Serpentinicos da região de Viriato (Amianto)
- () = Número de amostras

Óxidos (%)	1	2	3	4	5	6	7	8
	(13)	(10)	(9)	(6)	(4)	(3)	(1)	(2)
SiO ₂	54.00	49.37	55.00	53.30	56.88	30.40	28.50	39.60
TiO ₂	0.15	0.35	0.15	0.14	0.17	n.d.	0.06	0.07
Al ₂ O ₃	3.27	7.64	2.83	4.14	3.97	15.06	18.47	1.64
Fe ₂ O ₃	3.32	9.02	3.30	2.75	6.40	6.90	4.73	7.34
FeO	3.20	n.d.	3.03	3.48	n.d.	n.d.	0.11	4.49
MnO	0.08	0.08	0.06	0.12	0.04	n.d.	0.11	0.20
MgO	27.57	25.00	28.26	25.88	25.24	28.33	28.44	33.97
CaO	1.20	0.23	0.28	3.67	0.03	n.d.	0.08	0.08
Na ₂ O	0.31	0.02	0.39	0.69	0.04	n.d.	0.64	0.56
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.06	n.d.	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.03	n.d.	0.03	0.03	n.d.	n.d.	0.11	0.05
H ₂ O ⁺	(6.11)	n.d.	(6.17)	(5.75)	n.d.	n.d.	(13.31)	(11.46)
P ₂ O ₅	5.77	7.47	5.75	5.30	5.94	11.70	12.73	11.02
Total	98.92	99.19	99.26	99.40	99.79	92.39	99.80	99.04

TABELA 2

Elementos traços de amostras de pedras sabão e talco-xisto em comparação com dados da literatura.

1 = Pedras sabão da região de Santa Rita de Ouro Preto

2 = Pedras sabão da região de Mariana - Monsenhor Horta

3 = Talco-xistos da região de Mariana - Monsenhor Horta

4 = Rochas ultrabásicas/ultramáficas, segundo TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) e VINOGRADOV (1962), citado em ROESLER & LANGE (1976)

() = número de amostras investigadas

Elementos ppm	1	2	3	4
	(15)	(10)	(4)	(-)
Nb	1.2	n.d.	n.d.	1 - 16
Zr	6.0	n.d.	n.d.	5
Y	4.6	n.d.	n.d.	5
Cr	n.d.	2135	2232	1600 - 2000
Ni	n.d.	1729	1918	2000
Co	n.d.	102	22	150 - 200
Sr	5.1	37	15	1 - 10
V	n.d.	138	60	40
Ba	n.d.	38	22	0.4 - 1
Cu	n.d.	37	15	10 - 20

0.22 % de NiO e dos anfibólios (actinolitas) com até 0.12% de NiO. Tanto os dados óticos (extinção reta num caso dos anfibólios) como os resultados da microsonda permitem distinguir dois tipos de anfibólios. O representante principal dessa família é a actinolita que ocorre em quase todos os afloramentos. Mais raro apresenta-se um membro da série antofilita-cummingtonita (vide também tabela 3). Os carbonatos são identificados como dolomitos com relações de Ca/Mg de cerca de 1,45 e valores em MnO até 0.54% e FeO até 4,75%.

IV. DISCUSSÃO

Declarando a pedra sabão como uma rocha metassomática, e querendo dar explicações quantitativas para a sua origem, colocam-se as seguintes questões principais:

- 1) Porque a rocha é definida como metassomatito?
- 2) Como ela se formou e quais as reações mineralógicas que definiram a sua composição petrográfica?
- 3) Quais os processos metassomáticos e quais as balanças geoquímicas?

Ad i.1

Parece que esta questão é a mais fácil de se responder. Pedra sabão pode se formar de duas maneiras:

- A) A partir de rochas sedimentares dolomíticas, que sofrem um adicionamento de material, especialmente SiO₂. Tal caso, por exemplo, é conhecido da mina de pedra sabão de Göpfersgrün do Sul da Alemanha Federal.
- B) A partir de rochas magmáticas (ultrabásicas/ultramáficas) que são transformadas metamorficamente (hidrotermalmente).

No nosso caso, já as evidências do campo mostram que a opção A (= a formação metasedimentar) pode ser excluída pela falta de corpos estratiformes das pedras sabão. Além disso indicam os resultados

TABELA 3

Análises químicas de minerais das pedras sabão

() = número de minerais analisados

Óxidos	Clorita	Talco	Anfibólio
	(10)	(11)	(11)
SiO ₂	33.42	64.95	59.14
TiO ₂	0.06	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	15.85	0.15	0.44
FeO (tot.)	7.44	0.24	7.27
MnO	0.10	0.03	0.24
MgO	30.58	29.07	23.40
CaO	0.03	0.03	7.74
Na ₂ O	0.04	0.05	0.12
K ₂ O	0.01	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.02
Cr ₂ O ₃	0.89	0.03	0.07
NiO	0.22	0.31	0.13
H ₂ O, (calc.)	12.69	5.27	2.20
Total	101.38	102.43	100.83

geoquímicos especialmente os teores dos elementos altamente imóveis e por consequência disso adequados para explicações petrogenéticas, como Cr, Ni e as relações Ti/Y, Nb/Zr e Y/Zr (vide tabela 4) claramente uma derivação ultrabásica/ultramáfica. No outro lado, as amostras apresentam valores de SiO₂, que colocariam as pedras sabão até em campos de rochas intermediárias. Este fato, junto com a observação do zoneamento petrográfico das rochas levam à conclusão que o único caminho de explicar um adicionamento deste sílica nas rochas originalmente ultrabásicas é uma formação metassomática. Com certeza, esse transporte de sílica foi acompanhado por mudanças em outros elementos, também considerando-se, especialmente, que silício é um dos elementos menos móvel, durante os processos metassomáticos.

Ad. 2

Já mais complicada é a resposta em relação às reações metamórficas. No final da década de 60, foram elaborados muitos trabalhos petrológicos nos sistemas: MgO - CaO - SiO₂ - H₂O e MgO - SiO₂ - CO₂ - H₂O. Um resumo de uma grande parte dos resultados obtidos encontra-se em WINKLER (1974). Embora as reações lá documentadas relacionem-se a "sistemas fechados", elas representam uma idéia das reações que provavelmente se realizaram durante a formação das pedras sabão. Como já foi publicado por ROESER (1979) e ROESER et. al. (1980), essa formação aconteceu para a maioria das rochas em duas etapas:

I. uma serpentinização das rochas ultrabásica/ultramáfica original

II. uma esteatitização dos serpentinitos

a qual explica também a presença de restos de minerais de serpentina nos núcleos das pedras sabão. Quais agora as reações principais possíveis para essas duas transformações?

A serpentinização em rochas ultrabásicas/ultramáficas atinge geralmente os minerais contendo Mg²⁺. Duas das reações clássicas neste contexto são:

TABELA 4

Relação de elementos traços em comparação com aqueles de ultrabasitos/ultramafitos e condritos.

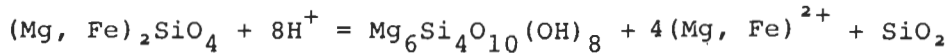
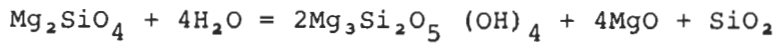
1 = amostras investigadas

2 = Peridotitos tipo "spinifex textures" NESBITT (1976)

3 = Condritos, WAENKE (1974) citado em NESBITT (1976)

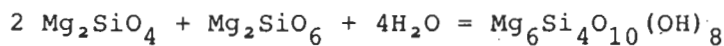
() = número de amostras investigadas

Relação	1	2	3
	(15)	(11)	(-)
Nb / Zr	5.3	17.7	-
Zr / Ti	238	113	102
Y / Zr	1.7	2.3	2.5
Y / Ti	296	251	256



onde, para a liberação dos íons de Mg^{2+} e Fe^{2+} são necessários íons de hidrogênio. MÜLLER (1986) calculou para esta reação o volume molar da reação $5 \times 44 \text{ cm}^3$ (olivina), 211 cm^3 serpentina e 23 cm^3 quartzo, onde: $\Delta_{\text{VR}} = (211 + 23 - 220) \text{ cm}^3 = + 14 \text{ cm}^3$, quer dizer onde resulta um número positivo, se o quartzo permanece no sistema. Mas, no outro lado, sabemos que tais reações, em geral, realizam-se sob constância de volume do que resulta que cerca de 60% de SiO_2 tem de deixar o sistema (MÜLLER; 1986). Destes aspectos aplicados para o nosso problema, resulta mais uma indicação para um processo metassomático.

Uma outra equação possível que descreve a serpentinização é:



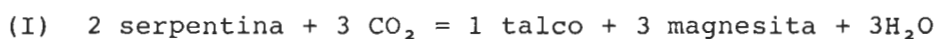
onde o cálculo do Δ_{VR} vale $2 \times 44 \text{ cm}^3$ (forsterita) 68 cm^3 (enstatita) e 211 cm^3 serpentina, da maneira que aqui também resulta um número grande positivo:

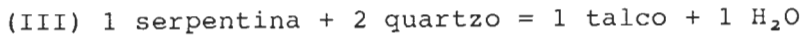
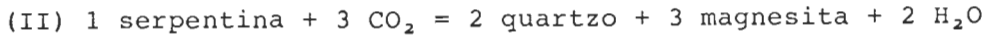
$$\Delta_{\text{VR}} = (211 - 156) \text{ cm}^3 = + 55 \text{ cm}^3$$

Nesta reação, é gasta água e o aumento do volume se explica pelo aumento da rede cristalina da serpentina, em comparação com a rede muito densa dos pyroxênios. Assumindo uma constância do volume nesta reação, cerca de 35 vol.% de SiO_2 e de MgO deveriam ser eliminados do sistema. De qualquer maneira, essas equações mostram que tais reações somente podem ser realizadas num sistema aberto.

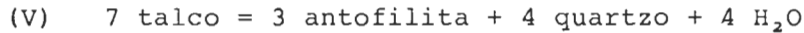
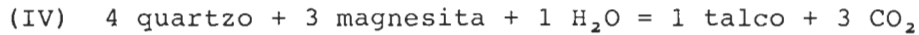
Para a explicação da esteatitização (a segunda transformação) oferecem-se várias reações mencionadas por WINKLER (1974), onde temos de diferenciar entre:

- reações em valores de X_{CO_2} extremamente pequenos, como:

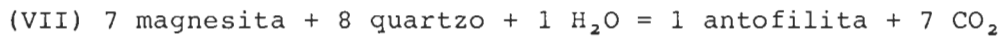
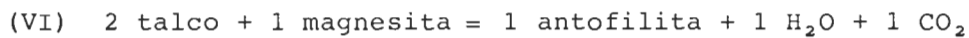




- reações em valores de um amplo intervalo X_{CO_2} entre extremos, como:



- reações em valores X_{CO_2} muito grandes como:



É evidente que nenhuma dessas reações pode ser relacionada sem restrições à formação das pedras sabão. O fato de ter um metassomatismo inviabiliza totalmente os valores indicados para X_{CO_2} , como no caso das nossas amostras. Além disso, temos de lembrar que nas pedras sabão foram identificados ainda muitos outros minerais como clorita, actinolita, dolomita etc. Desta maneira, deve-se esperar reações muito mais complexas para a formação das pedras sabão.

Mesmo assim, as equações (I) a (VII) dão uma idéia das possíveis transformações que se realizaram durante a petrogênese, especialmente combinando-as entre si.

Assim, por exemplo, poderia se explicar a falta de quartzo nas nossas amostras por uma combinação das reações (I), (II), (III) e (IV) onde o quartzo formado foi utilizado novamente na formação do talco. Neste caso, o fato de ser um sistema aberto, o que significa de não ter necessariamente equilíbrios, até apoiaria tais hipóteses.

Semelhantemente, poderia ter se originada a antofilita, combinadas as reações (II), (IV), (VI) e (VII). Claro que assumindo tais hipóteses, deveria se assumir também mudanças contínuas nos valores de X_{CO_2} , que também é explicável com um sistema aberto.

Finalmente, a formação de clorita, actinolita e dolomita deve-se a processos semelhantes, onde p. e. a dolomita foi formada via

substituição de Mg^{2+} por Ca^{2+} nas magnesitas.

Ad. 3

Tendo agora com base dos resultados geoquímicos e da petrogênese especial das rochas, a certeza que elas são produtos metassomáticos, precisa-se explicar as causas deste intercâmbio de material e depois tentar quantificar os balanços geoquímicos, mostrando que uma tal formação realmente é possível.

WINKLER (1970) postulou para rochas colcosilicatadas (camadas de carbonatos intercaladas com camadas de xistos pelíticos) um intercâmbio de material (= um metassomatismo) se as seguintes condições são cumpridas:

- 1) a presença de uma fase fluida
- 2) uma viabilidade para a fase fluida
- 3) uma diferença química nítida das seqüências vizinhas

cumpridos esses pré-requisitos:

"... então são estabelecidos potenciais químicos diferentes nas fases fluidas de maneira que uma difusão de material através das fases fluidas quase resulta necessariamente ..."

Tal modelo estabelecido para escalas pequenas, sem dúvida, é transferível também para escalas maiores. E de tais causas no nosso caso também resultou a transformação metassomática das rochas.

- a presença de fases fluidas foi dada, só basta ver a composição das rochas no seu estado agora;

- uma viabilidade também foi realizada, já no seu transporte do manto superior até na crosta as rochas deveriam ter sofrido influências tectônicas que as abriu para as fases fluidas;

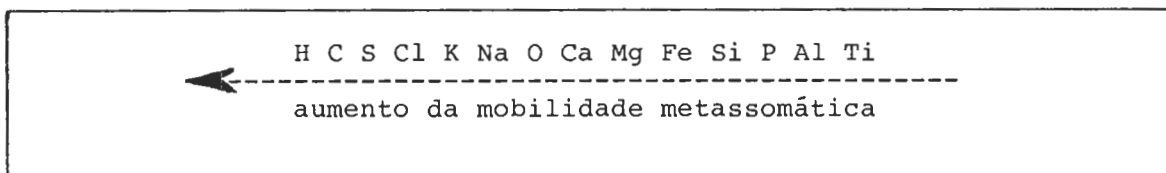
- a diferença química documenta-se muito bem por um quimismo ultrabásico num lado (da rocha ultramáfica original) e intermediário-ácido no outro lado (encaixantes como xistos, gnaisses, etc.).

Precisava-se então só a energia (sob a forma de calor, causada pelo metamorfismo, neste caso o metamorfismo Minas, ROESER et al.1980) e o sistema começou a reagir, formando aquele zoneamento descrito acima.

Para quantificar agora geoquimicamente esses processos de um intercâmbio de material, oferecem-se vários tipos de cálculos petrográficos. Quase todos baseiam-se no princípio de que alguns elementos químicos mostram-se durante processos metassomáticos mais móveis, enquanto outros são mais imóveis. Seqüências respectivas da mobilidade foram elaboradas por ANDREWS & JONES (1968) e KORZINSKY (1950) que evidenciou a relação entre mobilidade e potencial iônico entre os elementos (vide tabela 5):

TABELA 5

Seqüência da mobilidade metassomática de elementos químicos, segundo KORZINSKY (1950):



Verifica-se aqui que alumínio e titânio, por exemplo, são dois elementos considerados imóveis, enquanto os alcalinos, no outro extremo, são bem móveis. Neste fato, apoia-se o esquema proposto por KRAUSKOPF, 1979, para o cálculo de balanços geoquímicos. KRAUSKOPF aconselha considerar Al^{3+} como constante e relacionar a mudança dos outros elementos num sistema aberto com a constância do Al. Só que para o nosso caso, esta maneira não é aconselhável se aplicar. Porque recalculando as amostras investigadas, "livre em água" e comparando-as com dados da literatura (vide tabela 6), observa-se que não só a água mudou-se no sistema. Até elementos considerados como sendo muito imóveis foram intercambiados.

TABELA 6

Análises químicas recalculadas (livre em H₂O e Co₂) de amostras investigadas em comparação com dados da literatura. [valores em % de peso]

UB = ultrabasitas segundo NOCKOLDS (1954)

SE = serpentinitos investigados da região de Viriato (vide tabela 1)

PS = pedras sabão investigadas (vide tabela 1)

CF = rocha a clorita, "blackwall" (ROESER 1979)

Óxidos	UB	SE	PS	CF
SiO ₂	44.11	44.98	57.94	35.06
TiO ₂	1.71	0.08	0.16	0.07
Al ₂ O ₃	6.14	1.86	3.51	22.72
Fe ₂ O ₃	4.53	8.34	3.56	5.82
FeO	8.76	5.10	3.43	0.14
MnO	0.18	0.23	0.09	0.14
MgO	22.65	38.59	29.58	34.98
CaO	10.07	0.09	1.29	0.09
Na ₂ O	0.80	0.64	0.33	0.79
K ₂ O	0.70	0.02	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.30	0.06	0.03	0.14
Total	99.95	99,99	99.94	99.96

Como se verifica, já nos processos da serpentinização foram mudadas as composições das rochas, e mais ainda, depois na formação das pedras sabão. Essa verificação não justifica mais operar com normas, como elas são propostas por KRAUSKOPF (1979) para sistemas aquosos. ROESER U. (1979) mostrou que no caso presente aplica-se, com resultados melhores, o cálculo da célula padrão de BARTH (1949). O raciocínio deste cálculo é o seguinte: considerando que os processos metamórficos geralmente realizam-se sob constância do volume (MÜLLER, 1986, BARTH, 1952, CHIDESTER; 1962) e, considerando que o oxigênio é o íon em volume mais importante e abundante na grande maioria das rochas crustais (Vol. % O^{2-} na maioria das rochas crustais = $\gg 90$), BARTH (1949) definiu uma célula padrão de oxigênio, onde 100 cátions são ligados com 160 $O + OH$.

Com base desta célula é possível se calcular as diferenças (mudanças) no balanço geoquímico causado pelo metassomatismo.

A tabela 7 apresenta os resultados de tais cálculos para os seguintes passos da formação das pedras sabão, partindo de uma rocha ultrabásica/ultramáfica (dados da literatura, NOCKOLDS, 1954).

- 1) a serpentinização a partir de uma rocha ultrabásica/ultramáfica
- 2) a esteatitização do serpentinito
- 3) a formação do "blackwall" nas bordas entre pedra sabão e rochas silicatadas encaixantes.

As tabelas dos cálculos detalhados são apresentados em anexo. A descrição dos cálculos vide BARTH (1949).

É bem observável que houve um intenso intercâmbio de material onde na formação do "blackwall" até alumínio foi transportado numa quantidade considerável mesmo sob curtas distâncias (vide table 7, coluna 3 A). O equilíbrio das valências positivas (= material adicionado) com as valências negativas (= material subtraído) é quase 100%, mostrando que se pode assumir tais processos sob a constância do volu

TABELA 7

Balanço geoquímico de processos metassomáticos durante a formação de pedras sabão, apresentados sob a forma de valências positivas (adicionadas) e negativas (subtraídas), para os seguintes passos:

UB - SE = serpentinização da rocha ultrabásica/ultramáfica original

SE - PS = esteatitização do serpentinito

PS - CF = formação da rocha a clorita ("blackwall") a partir da pedra sabão

	UB - SE		SE - PS		PS - CF	
	(+)	(-)	(+)	(-)	(+)	(-)
Si ⁴⁺		36	50.4			88.4
Ti ⁴⁺		4.8	0.4			0.4
Al ³⁺		16.5	5.1		47.1	
Fe ³⁺	4.5			7.8	2.8	
Fe ²⁺		7.8		2.0		4.4
Mn ²⁺		0		0.2		0
Mg ²⁺	21.4			16.4	2.6	
Ca ²⁺		21.0	2.0			2.0
Na ⁺		0.6		0.8	0.8	
K ⁺		0.8	0			0
P ⁵⁺		1.0	0		0.5	
(OH) ⁻	62.4			30.8	42.0	
Total	+88.3	-88.5	+57.9	-58.0	+95.7	-95.2

me. Mesmo sendo o cálculo apresentado só um "modelo" para os processos metassomáticos realizados durante a petrogênese da pedra sabão, ele representa, de uma maneira geral, melhor os diferentes passos deste metassomatismo.

V. CONCLUSÃO

Apesar que o metassomatismo representa um sistema aberto e as condições físico-químicas do metamorfismo não podem ser aplicadas nele, sem restrições, é possível através de certos raciocínios petrológicos, geoquímicos e com apoio em certos cálculos geoquímicos de se conseguir quantificar os processos que causam a origem de metassomatitos.

Assim, as pedras sabão investigadas são produtos de duas transformações metassomáticas. Primeiramente, foi realizada uma serpentinização de rochas ultramáficas/ultrabásicas originais. Numa segunda transformação, nasceram, através de processos de esteatitização, as pedras sabão. As duas transformações envolvem um número significativo de processos petrológicos (na sua maioria não em equilíbrios) e um intercâmbio intenso de material.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Universidade Federal de Ouro Preto, à Universidade Johannes Gutenberg de Mainz, RFA, e especialmente, à fundação alemã "STIFTUNG VOLKSWAGENWERK", pelo apoio que receberam para a realização deste trabalho. Ao colega José Ribeiro Aires (CENPES/PETROBRÁS) nossos agradecimentos pelas discussões e pela revisão crítica do texto. Agradecemos também aos Srs. Dr. G. Drews e Vandir Maia pela realização de uma parte das análises químicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDREWS-JONES. D. A.- 1968 - The application of geochemical techniques to mineral exploration.
Colorado School of Mines, Min. Ind. Bull. 11, 6
- BARTH, T. F. W. - 1948 - Oxygen in Rocks. A Basis for petrographical calculation.
J. Geol. 56, 1, 51 - 60
- BARTH, T. F. W - 1962 - Theoretical Petrology, 2ª ed.
John Wiley & Sons. New York, London, 416 páginas.
- CHIDESTER, A. - 1962 - Petrology and geochemistry of selected talk-bearing rocks and adjacent country rocks in North-Central Vermont.
U.S. G. S. Prof. Pap. 345, 207 páginas.
- GREENWOOD, H. J. - 1963 - The synthesis and stability of Anthophyllite.
Journ. Petrol. 4, 317 -351.
- JOHANNES, W. - 1969 - Am. J. Sci. 267, 1083 - 1104, citado em WINKLER, 74.
- KORZHINSKY, D. S. - 1950 - Phase rule and geochemical mobility of elements. Differential mobility of components and metasomatic zoning in metamorphism.
Intern. Geol. Congr. London, Proz. II (1948), 50, Proz. III (1950), 65.
- KRAUSKOPF, K. B. - 1979 - Introduction to geochemistry 2ª ed.
Mc. Graw Hill, New York etc. 617 páginas.
- LADEIRA, E. A., ROESER, H. M. P., TOBSCHALL, H. J. - 1983 - Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas,

Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.

Anais II. Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, 149 - 165

- MÜLLER, P. - 1986 - Anorganische Geochemie - Eine Einführung.
Springer Verlag, Berlin etc. 326 páginas
- NOCKOLDS, S.R. - 1954 - Average Chemical Composition of Some
Igneous Rocks.
Geol. Soc. Amer. Bull. 65, 1007 - 1032
- RAMBERG, H. - 1952 - The Origin of Metamorphic and Metasomatic
Rocks.
The University of Chicago Press, 317 páginas.
- ROESER, H. - 1977 - Petrographisch - Geochemische Untersuchungen
der metamorphen Gesteinsserien im südöstlichen Grenzbereich
des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien.
Univ. Tec. Clausthal, Tese de Doutorado.
- ROESER; H., ROESER, U., TOBSCHALL, H. J., SCHULZ-DOBRICK, B. - 1986
Petrology and Geochemistry of Archean Steatites from Central
Brazil.
14 th Intern. Mineralogical Congr., IMA, Stanford, Abstracts,
214.
- ROESER, U. - 1979 - Mineralogisch - Petrographisch - Geochemische
Untersuchungen von Ultrabazit Komplexen im Suedoestlichen Mi-
nas Gerais - Brasilien.
Univ. Tec. Clausthal, Tese de Diploma.
- ROESER, U., ROESER, H., MÜLLER, G., TOBSCHALL, H. J. - 1980 - Petro-
gênese dos esteatitos do Sudeste do Quadrilátero Ferrífero.
Anais, XXXI. Congr. Bras. Geol. Balneário de Camburiú, vol.4,
2230 - 2245.
- WINKLER, H. G. F - 1974 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks 3ª ed.
Springer Verlag, Berlin etc. 320 páginas.

TABELA 10: CÁLCULO DA CÉLULA PADRÃO SEGUNDO BARTH PARA A FORMAÇÃO DO "BLACKWALL"

OXIDOS	%		N. A. E. x 10 ³ CATIONS		N. A. E. x 10 ³ ANIONS		(OH) + O = 160		CATIONS/160 OH ⁺ O		SALANÇO		BALANÇO EM VALENCIAS	
	PS	CF	PS	CF	PS	CF	PS	CF	PS	CF	PS	CF	+	-
SiO ₂	54,00	28,50	898	474	1796	948	94,1	49,8	47,0	24,9	-22,1		Si	88,4
TiO ₂	0,15	0,06	2	1	4	2	0,2	0,1	0,1	0,0	- 0,1		Ti	0,4
Al ₂ O ₃	3,27	18,47	64	362	96	543	5,0	28,5	3,3	19,0	+15,7		Al	47,1
Fe ₂ O ₃	3,32	4,73	42	59	63	88,5	3,3	4,6	2,3	3,1	+ 0,9		Fe ³⁺	2,7
FeO	3,20	0,11	45	2	45	2	2,3	0,1	2,3	0,1	- 2,2		Fe	4,4
MnO	0,28	0,11	1	2	1	2	0,1	0,1	0,1	0,1	0		Mn	0
MgO	27,57	28,44	684	706	684	706	35,8	37,1	35,8	37,1	+ 1,3		Mg	2,6
CaO	1,20	0,08	21	1	21	1	1,1	0,1	1,1	0,1	- 1,0		Ca	2,0
Na ₂ O	0,31	0,64	10	21	5	10,5	0,3	0,5	0,6	1,0	+ 0,4		Na	0,8
K ₂ O	0,02	0,01	0	0	0	0	0	0	0,0	0,0	0,0		K	0
P ₂ O ₅	0,03	0,11	0	2	0	5	0	0,3	0,0	0,1	+ 0,1		P	0,5
H ₂ O	6,11	13,31	(678)	(1478)	339	739	17,8	38,8	(35,6)	(77,6)	+ 4,2		(OH)	42,0
TOTAL	99,26	94,57	1767	1630	3054	3047	160	160	92,6	85,6			(5,7	95,2

TABELA 9: CÁLCULO DA CÉLULA PADRÃO SEGUNDO BARTH PARA A ESTEATIZAÇÃO

OXIDOS	%		N. A. E. X 10 ³ CATIONS		N. A. E. X 10 ³ ANIONS		(OH) + O = 160		CATIONS/160 OH + O		BALANÇO		BALANÇO EM VALENCIAS	
	SE	PS	SE	PS	SE	PS	SE	PS	SE	PS	SE	PS	+	-
SiO ₂	39,60	54,00	659	898	1318	1796	68,8	94,1	34,4	47,0	+12,6		50,4	
TiO ₂	0,07	0,15	1	2	2	4	0,1	0,2	0,0	0,1	+ 0,1		0,4	
AL ₂ O ₃	1,64	3,27	32	64	48	96	2,5	5,0	1,6	3,3	+ 1,7		5,1	
Fe ₂ O ₃	7,34	3,32	92	42	138	63	7,2	3,3	4,8	2,2	- 2,6		Fe ³⁺	7,8
FeO	4,49	3,20	63	45	63	45	3,3	2,3	3,3	2,3	- 1,0		Fe	2,0
MnO	0,20	0,08	3	1	3	1	0,2	0,1	0,2	0,1	- 0,1		Mn	0,2
MgO	33,97	27,57	843	684	843	684	44,0	35,8	44,0	35,8	- 8,2		Mg	16,4
CaO	0,08	1,20	1	21	1	21	0,1	1,1	0,1	1,1	+ 1,0		Ca	2,0
Na ₂ O	0,56	0,31	18	10	9	5	0,5	0,3	1,0	0,6	- 0,4		Na	0,8
K ₂ O	0,02	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0		K	0
P ₂ O ₅	0,05	0,03	1	0	2,5	0	0,1	0	0	0	0		P	0
H ₂ O	11,46	6,11	(1272)	(678)	636	339	33,2	17,8	(66,4)	(35,6)	- 30,8		(OH)	30,8
TOTAL	99,48	99,26	1713	1767	3063,5	3054	160	160	89,4	92,6			57,9	58,0

$$F_1 = \frac{160}{3063,5} = 0,0522278$$

$$F_2 = \frac{160}{3054} = 0,0523903$$

TABELA 8: CÁLCULO DA CÉLULA PADRÃO SEGUNDO BARTH PARA A SERPENTINIZAÇÃO

OXIDOS	%		N. A. E. X 10 ³ CATIONS		N. A. E. X 10 ³ ANIONS		(OH) + O = 160		CATIONS/160 OH + O		BALANÇO		BALANÇO EM VALENCIAS		
	NB	SE	NB	SE	NB	SE	NB	SE	NB	SE	NB	SE	+	-	
SiO ₂	43,8	39,60	729	659	1458	1318	86,8	68,8	43,4	34,4	-90		Si	36	
TiO ₂	1,7	9,07	21	1	42	2	2,5	0,1	1,3	0,1	-1,2		Ti	4,8	
Al ₂ O ₃	6,1	1,64	120	32	180	48	10,7	2,5	7,1	1,6	-5,5		Al	16,5	
Fe ₂ O ₃	4,5	7,34	56	92	84	138	5,0	7,2	3,3	4,8	+1,5		Fe ³⁺	4,5	
FeO	8,7	4,49	121	63	121	63	7,2	3,3	7,2	3,3	-3,9		Fe	7,8	
MnO	0,18	0,20	3	3	3	3	0,2	0,2	0,2	0,2	0		Mn	0	
MgO	22,5	33,97	558	843	558	843	33,2	44,0	33,2	44,0	+10,7		Mg	21,4	
CoO	10,0	0,08	178	1	178	1	10,6	0,1	10,6	0,1	-10,5		Co	21,0	
Na ₂ O	0,8	0,56	26	18	13	9	0,8	0,5	1,6	1,0	-0,6		Na	0,6	
K ₂ O	0,7	0,02	15	0	7,5	0	0,4	0,0	0,8	0,0	-0,8		K	0,8	
P ₂ O ₅	0,3	0,05	4	1	10	2,5	0,6	0,1	0,2	0,0	-0,2		P	1,0	
H ₂ O	0,6	11,46	(67)	(1272)	33,5	636	2,0	33,2	(4,0)	(66,4)	+62,4		(OH)	62,4	
TOTAL	99,88	99,48	1831	1713	2688	3063,5	160	160	108,9	89,5				88,3	88,5

$$F_1 = \frac{160}{2688} = 0,0595238$$

$$F_2 = \frac{160}{3063,5} = 0,0522278$$

TIME RELATIONS OF AMPHIBOLITES, TONALITES AND AUGEN GNEISSES AROUND POUSO ALEGRE: EVENT SEQUENCE IN THE GNEISS COMPLEX

Asit Choudhuri (Inst. Geociências - UNICAMP), Sérgio Yasuda e André Celligoi (Faculdade de Agronomia, Londrina)

RESUMO

A região ao norte de Pouso Alegre, MG é constituída predominantemente de gnaisses e migmatitos tonalíticos, que incluem corpos de anfibolitos de várias dimensões, augen gnaisses com augen de microclina e subordinados granodioritos e trondhjemitos. O crescimento sintectônico das hornblendas nos anfibolitos indicam que as fases de dobramento dos gnaisses pertencem ao mesmo Ciclo Transamazônico no qual os gnaisses do embasamento sofreram remobilização; nesse estágio foram colocados os augen gnaisses que mostram efeitos de fortes cisalhamentos ao longo de zonas de falhas que atravessam a região. Os corpos anfibolíticos se colocam nos migmatitos tanto concordantemente como discordantemente. Os augen gnaisses por sua vez são cortados discordantemente por corpos, agora gnaisses, de trondhjemito. As relações de campo e estudos petrográficos possibilitam estabelecer sequências de eventos na colocação de deformação desses corpos e a remobilização do embasamento gnaissico.

1. INTRODUCTION

One of the major problems which confronts us in dealing with the Precambrian of southern Minas Gerais is the complex nature of the relationships between the rock types constituting the Archaean to early Proterozoic basement in this region. Despite the strong deformation and polymetamorphism to which the rocks have been subjected in the course of successive tectonic and thermal events, good exposures often lend themselves to the unravelling of these relationships based primarily on field observations followed by petrographic study. In this paper we deal with the gneiss-migmatite terrain of Pouso Alegre and consider our study to be a new beginning, in a way, which however falls back on the pioneering work of the late Prof. H. Ebert in this area.

In focussing regional studies and correlations to a small area around Pouso Alegre, it has been our aim to clarify the field relations of the diverse rock types that are found there and which belong as a whole to the Silvianópolis Complex of Fiori (1979), a term that has been adopted by the current regional geological maps. This basement gneiss complex consists essentially of tonalitic gneisses and migmatites, augen gneiss, granitic gneiss and amphibolites. Although the augen gneisses have been dated at 1.9 Ga (Cavalcanti, J.C.), an Archaean age was obtained for zircons in migmatites of a contiguous area not far to the southeast (Oliveira, verb. comm.). It was been previously argued that the Trans-Amazonic cycle (around

1.8 to 2.0 Ga) was responsible for the remobilization of the basement and the formation of granitic bodies (Penteado and Choudhuri, 1981). A further consideration regarding age is that the augen gneisses have undergone strong shearing and yet yield Trans-Amazonic ages, so that this must be a minimum age. In addition, amphibolites in the basement gneisses provide important time relations in as much as they comprise concordant to discordant bodies which might represent sequential pulses of basic magma prior to migmatization. This has an important bearing on the formation of the basement since it has been possible for us to establish time relations for the various gneisses and amphibolites and incorporate them in an event sequence column which could eventually be of regional significance. To our knowledge, except for sequences of folding phases (Fiori, 1979) and regional stratigraphy, no such timing-related column has yet been set up involving solely the gneisses and migmatites which form the dominant unit in this area. No doubt further refinements as well as geochemical studies will be necessary in the future in order to gain a better insight into the geology of this important area.

2. REGIONAL STRUCTURE

The regional structure of which the Pouso Alegre is only a small part, were interpreted by Ebert (1971) as a series of northeast trending synclines and anticlines with intimate association of migmatites, paragneisses and metasediments. Two NE trending faults cut across the rock units near and north of Pouso Alegre (Fig. 1) and are recognisable in air photos and in the field as prominent fault scarps and broad zones of intense linear shear.

With respect to major folding styles north of Pouso Alegre reference should be made to Fiori's (1979) structural data. However, we prefer to deviate from his model in some of the detailed aspects based on our own field observations and examination of selected and oriented thin sections. Our observations show that the original NW gneissosity south of Silvianópolis gives way to NE folding and transposition in both gneiss and migmatite, which define the general grain of the gneissosity in the region. Their effect is even visible in synmetamorphic deformation of hornblende as seen in thin sections (Fig. 3), and since the augen gneiss of the area are at places similarly affected, we believe that both NW and NE folding are of Trans-Amazonic age, the respective axial plane foliation differing only by about 45° . All this clearly took place much before the strong shear

movements along the fault zones. In fact, thin sections of sheared augen gneisses show evidence of shearing, recrystallization, and second shearing of quartz-feldspar aggregates as having taken place after the folding described above. It is also clear that the augen gneisses were emplaced at a stage when the tonalite gneiss was undergoing mobilization and deformation.

3. FIELD RELATIONS AND PETROGRAPHY

Tonalitic gneisses and migmatites constitute the major rock units of the Sivlianópolis Complex and occupy the greater part of the area shown in Fig. 1. As is frequently the case, the extensive flood plain of the Sapucaí River together with deep weathering and soil cover hinder a better correlation of the various rock types. Nevertheless, the sequence of events can be established from field relations between several good exposures of rocks for which over 100 thin sections have been studied. For example, clear relationships can be seen between amphibolite and tonalitic migmatite, as well as between augen gneiss, gneodiorite and migmatite.

3.1 TONALITE GNEISSES

Under this heading are included quartz-plagioclase gneisses, frequently migmatitic, of tonalitic to trondhjemitic compositions. Since the distinction between the two is a question of plagioclase composition, the general term tonalite or tonalitic is adopted here. These gneisses and migmatites not only occur in the north but also extend to the vicinity of Pouso Alegre and continue to the east of the Fernão Dias Highway, so that their distribution in current maps does not reflect their actual occurrence.

Characteristically the tonalite gneisses and migmatites present a "black and white" appearance due to the frequent occurrence of metabasic enclaves, bands or boudins which form the mesosome and show evidence of several phases of folding followed at places by strong transpositions of existing migmatitic structures (Fiori, 1979). In general appearance, therefore, they are exactly like the Barbacena migmatites and like the "xenolithic" tonalite gneiss of Archaean basement elsewhere.

Evidence for later migmatization comes from discordant blocks of migmatized amphibolite in tonalitic neosome, or the occurrence of migmatitic autoliths and gradation to nebulitic migmatite containing occasional mafic

xenoliths. Attenuated mafic bands and partly assimilated metabasic and the typical structures that result also attest to this mobilization. Furthermore, where granitic material has been concentrated there is microscopic evidence of neof ormation of clear microcline interstitial to quartz-plagioclase aggregates (Penteado and Choudhuri, 1981). In the north of the area in Fig. 1 there are also occasional garnet-hornblende-bearing schlieren in the migmatites possibly as a result of assimilation of older mafic rocks.

The overall mineralogy of the rocks is otherwise everywhere very similar and consists of quartz, plagioclase (often calcic oligoclase), olive to light green hornblende, minor late biotite and accessory amounts of apatite, sphene and zircon. Plagioclase is sometimes subhedral, but more frequently it is fragmented and porphyroclastic where intense shearing has all but obliterated the original granular to granoblastic texture. At times the mineral orientation marks two different foliations at an angle of 45° , in keeping with structures on the outcrop scale, and there are instances of late shearing that has granulated recrystallized quartz-plagioclase grains which resulted from a previous shearing phase.

3.2 AMPHIBOLITE BODIES

As already mentioned above, there are several metabasic portions in the dominant hornblende tonalite gneiss varying from mere schlieren or clots to sizable bodies of the order of metres or tens of metres. The larger and distinct amphibolite bodies can be grouped together as follows:

- a) Associated coarse-grained metagabbros with pale or light-coloured hornblende and relic igneous textures - these rocks generally occur as mafic zones or concentrations in the enclosing tonalite gneiss.
- b) Discrete dykes and amphibolite (including garnet amphibolite bodies) which are discordant, concordant or enclosed in the surrounding tonalite gneiss.
- c) Medium-grained, quartz-rich hornblende diorite with dark parrotgreen hornblende (hastingsite) representing the dioritic part of the migmatite.

Most of the amphibolites are medium-grained and granoblastic at times with irregular mosaics or polygonal well oriented textures, with the few exceptions which still show a semblance of relic igneous textures. Hornblende and plagioclase are the essential mineral, and garnet occurs occasionally. Plagioclase is generally calcic andesine and rarely labradorite. Unless examined carefully with consideration to field observation

as well, it is sometimes difficult to recognise plagioclase introduced from the surrounding tonalite from that of the original rock. In the latter, however, plagioclase is generally more calcic. Biotite, sphene, apatite, zircon and opaques are accessory minerals; biotite is of later formation and is seen replacing hornblende along margins and in cleavages.

Similarity of textures, mineralogy and geographic locations make it possible to correlate and group them into the three main types given above. It is clear from the mode of occurrence of at least the first two types and their relation to the tonalitic gneiss that they were emplaced in successive pulses either preceding, coincident or later than the melting event that gave rise to the present migmatitic portions of these gneisses. A striking example of time relations is shown by an amphibolite dyke which maintains its discordant relation despite the migmatization. Some of the earlier bodies sometimes show "melt textures" and quartz droplets involving plagioclase.

In oriented thin sections from a large amphibolite body in the central part of the area of Fig. 1 there are pale olive-green hornblende grains which have grown syntectonically in such a way that there is a continuous change of optic orientation in the same mineral grain from (001) to (010) (Fig. 3). In addition the syndeformation crystallization shows "fish-tail" grains, s-shaped grain trails and a sinistral rotation of the optic axial plane. These features are in accord with a polyphase deformation which changed the enclosing gneiss foliation from NW to NE near the main fault zone, that is the Trans-Amazonic event had at least two phases of continuous deformation and not just one.

3.3 AUGEN GNEISS

The augen gneisses (Fig. 2) are unmistakable in the fields (N. B. no tonalite melts form from crustal melting - Wyllie, 1977) as they are quite distinct from the tonalite gneiss and migmatite with which they occur. Their contacts are very often concordant but abrupt. Rarely, there even exists a discordant relation between augen gneiss foliation and the axial planes of isoclinally folded mafic-rich migmatite. From their mode of occurrence and mineralogy they are considered to be syntectonic porphyritic granites emplaced along zones of weakness that are now prominent faults. It is reasonable to assume that these faults are at least of Trans-Amazonic age since they affect the augen gneisses which, though thoroughly sheared near

Pouso Alegre, still yield corresponding ages as has been mentioned earlier on. Besides these relationships, some augen gneisses contain mafic schlieren which attest to partial assimilation of metabasic material, thus assigning to them a later formation compared to at least some of the mafic rocks in the migmatites described above. Hence the bodies of mafic rocks belong to the tonalite gneiss unit and not to be overlying discordant metasediments that outcrop along the highway, for example.

Texturally the augen gneisses everywhere are characterized by large crystals (megacrysts) of microcline set in a matrix of quartz, plagioclase (albite) and microcline besides small amounts of biotite and hornblende and accessory minerals garnet, apatite, allanite, zircon and opaques. Deformation and strong shearing has transformed original porphyritic texture to the present gneissic character with porphyroclasts of microclines, and in fault zones intense crushing has produced protomylonites. A notable textural feature in this connection is the granulation of polygonal quartz aggregates in the matrix which had resulted from a previous shearing followed by limited recrystallization similar to quartz in the tonalite gneiss, so that there occurred two definite periods of shearing which affected these rocks.

Rocks similar to the augen gneisses in all respects except texture are equigranular biotite-hornblende granodiorites which possibly grade into the augen gneiss. One process which might have aided their formation is probably a partial assimilation of mafic rocks giving rise to transitions from tonalite gneiss to granodiorite to augen gneiss. This idea, however, needs to be checked in greater detail.

3.4 LEUCOTONALITE AND PEGMATITE BODIES

A further rock type which is helpful in establishing event sequences in this area is a typical leucotonalite or trondhjemite, which occurs in the form of minor intrusive bodies and dykes. Although there are concordant leucotonalite portions in the migmatite-augen gneiss complex, there are also distinct discordant bodies of the rocks which cut the augen gneiss and which have later acquired a gneissic foliation. Some of these that occur with the pegmatite dykes, however, retain their igneous texture. Both are essentially made up of quartz, plagioclase, minor microcline, biotite with accessories such as garnet, apatite, allanite and zircon, while the texture varies from granular, porphyritic to gneissic.

In the pegmatite dykes albite is the dominant mineral, besides quartz and some biotites. An interesting point to note here is that these leucocratic pegmatite or tonalite bodies vein or cut across the migmatites but are entirely absent in the metasedimentary units which discordantly overlies the migmatite complex, and thus constitute an important time marker in the region.

3.5 GARNET-BIOTITE GNEISS

Migmatitic granite-biotite gneiss occurs in the form of a narrow band of outcrops SW of Silvianópolis. Typical of migmatites formed in situ these rocks have structures varying from banded alternation of palaeosome and neosome, palaeosome schlieren to pinch and swell dilation. The amount of neosome increases from north to south and at places the gneiss encloses small rounded blocks of amphibolite with biotite reaction rims - no doubt due to fragmentation of pre-existing mafic bodies.

4. EVENT SEQUENCES

From the interrelation of the migmatites and gneisses in the field and their petrographic character some tentative conclusions can be drawn. The structural analysis of the rocks by Fiori (1979) showed the folded and transposed mafic rich migmatites described here under tonalite gneiss to the oldest units, and this is confirmed by our observations. The remigmatization of these basement rocks, however, possibly belongs to the same cycle consisting of various events. Thus the remigmatization can be considered to have resulted in the formation of quartz-feldspathic melts which engulfed some of the existing metabasic rocks, followed by the formation of large amounts of augen gneiss in which the augen obviously represent megacrysts of K-feldspar. This was followed by generation of small granitic bodies, discordant leucotonalite and pegmatite dykes. Folding phases occurred simultaneous to these thermal events and there also occurred a concomitant change of fold trends as mentioned before. These sequences can be summarised as given in Table 1.

5. CONCLUDING-REMARKS

The common and close association of tonalite gneisses and mafic rocks in

ancient basement complexes has been ascribed by Barker et al. (1981) to the formation of protocontinental crust in the early stage of earth history during which the old gneiss terrains took their now familiar form. Several workers have proposed the formation of tonalites by partial melting of old mafic crust; this has been emphasized by Wyllie (1977) and Hyang and Wyllie (1986) who show that melts of tonalitic composition can only form at high temperatures and will not be the normal product of partial melting of continental crust. However, by remelting of older tonalitic basement gneisses granitic melts can be generated at crustal levels during orogeny and migmatization. Many of the features of tonalite-mafic rock-granitic associations are present in the area dealt with here, and it is not difficult to imagine their formation on lines similar to Precambrian terrains elsewhere. Nevertheless, more careful study is called for to explain their evolution on a petrological and geochemical basis.

The most important findings of the present study are the event sequences in the gneisses (see Table 1), which had so far not been clearly established, and the syntectonic crystallization of hornblende in the amphibolites pointing to continuous deformation phases in the region. The sequence of events has modified many rocks, as for example the augen gneisses which represent porphyritic granites while other granitic gneisses approach minimum melt compositions in terms of modal quartz and feldspar (see Winkler, 1976). In the overall evolution of gneiss terrains due consideration should be given to tectonic as well as thermal processes.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to FAPESP and CNPq for financial support for field work and to Gergely Szabó for valuable and stimulating discussions.

REFERENCES

- BARKER, F.; ARTH, J.C. & HUDSON, T. - 1981 - Tonalities in crustal evolution
Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 301, 293 - 303.
- BETTENCOURT, J.S. - 1978 - Projeto Pouso Alegre. Relatório Final. Convênio
DNPM/IGCE/UNESP. Rio Claro.
- CAVALCANTI, J.C. et al. - 1979 - Projeto Sapucaí. DNPM/CPRM. Brasília.
- EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei (MG) e Itapira (SP),
e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Soc. Bras. Geol. Núcleo de
São Paulo. Bol. Esp. nº 1, 177-178. Resumo das Comunicações do XXV Congr.
Bras. Geol.
- FIORI, A.P. - 1979 - Geologia da região de Pouso Alegre - Machado; Análise
estrutural de dobramentos superpostos. Tese de Doutorado - IG/USP.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E.; CHOUDHURI, A.; SOARES, P.C. & BETTENCOURT, J.S. -
1980 - Evolução geológica da parte SW do Estado de Minas Gerais. XXXI
Congr. Bras. Geol. Camboriú, An. Vol 5, 2893-2905.
- HUANG, W.L & WYLLIE, P.J. - 1986 - Phase relationship of gabbro-tonalite-
granite-water at 15 Kbar with applications to differentiation and anatexis.
Amer. Mineral. 71, 301-316.
- PENTEADO, R.A. & CHOUDHURI, A. -1981 - Variação mineralógica e possível gênese
dos gnaisses do Complexo Silvianópolis, norte de Pouso Alegre, (MG).
Rev. Bras. Geol. 11, 69-73.
- WINKLER, W.G.F. - 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks 4th ed. Springer
Verlag, New York.
- WYLLIE, P.J. -1977 - Crustal anatexis: An experimental review. Tectonophysics
43, 41-71.

TABLE 1

Lithologies and sequence of events in the gneiss complex around Pouso Alegre, MG.

ROCKS	SEQUENCE RELATIONS
6. Quartzites and metasediments	discordantly overlie the gneiss complex
5. Pegmatites and leuco gneisses	Cross cutting and discordant with respect to tonalites and augen gneiss
4. Garnet-biotite gneiss	Partial melting and migmatitic nature
3. Augen gneisses	Porphyritic syntectonic biotite granites emplaced in migmatites
2. Amphibolites and garnet amphibolites	Enclosed in remobilized gneisses of tonalitic composition
1. Migmatites and tonalites of basement Silvianópolis complex	Remobilized during Trans-Amazonic Cycle

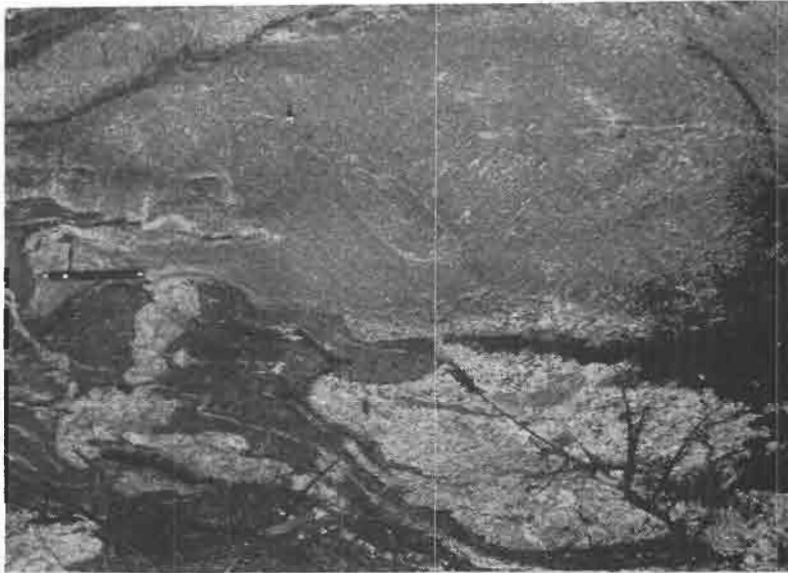
FIGURE CAPTIONS

FIG. 1 - Geology of Pouso Alegre region with main rocks units:

1. Tonalite gneiss and migmatite
2. Augen gneiss
3. Amphibolite bodies
4. Garnet-biotite gneiss
5. Quartzites
6. Metasediments
7. Potassic granite
8. Conglomerates
9. Alluvium
10. Strike and dip of gneissic foliation
11. Faults, observed and inferred
12. approximate lithologic contacts PA = Pouso Alegre, SB = São Sebastião de Bela Vista, ES = Espírito Santo do Dourado, S = Silvianópolis. Lithologies and some faults are revised after Bettencourt (1978) and Fiori et al. (1980).

FIG. 2 - a. Discordant contact of later leuco-tonalitic gneiss with migmatite and amphibolite mesosome.
 b. Sheared augen gneiss with pematoid lenses - hand lens for scale.

FIG. 3 - a. Synmetamorphic deformation in hornblende from amphibolite resulting in "fish-tail" shapes.
 b. S-shaped trails in syntectonic hornblende crystal enveloping basal sections.
 c. Example of basal section of hornblende enveloped by (010) sections; in oriented thin sections all b and c crystallographic axes of hornblende are strongly oriented in right angle cut sections of outcrop oriented samples.



a.



b.

FIG. 2

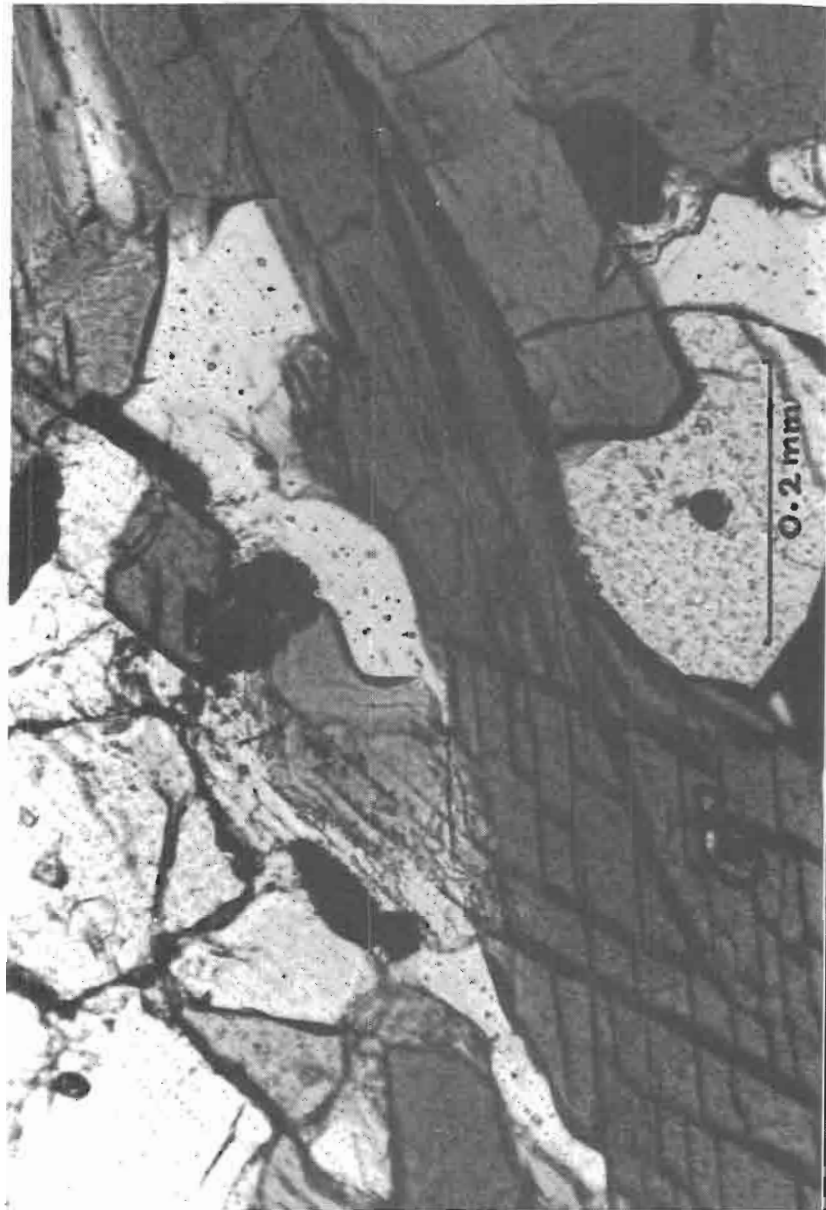


FIG. 3a

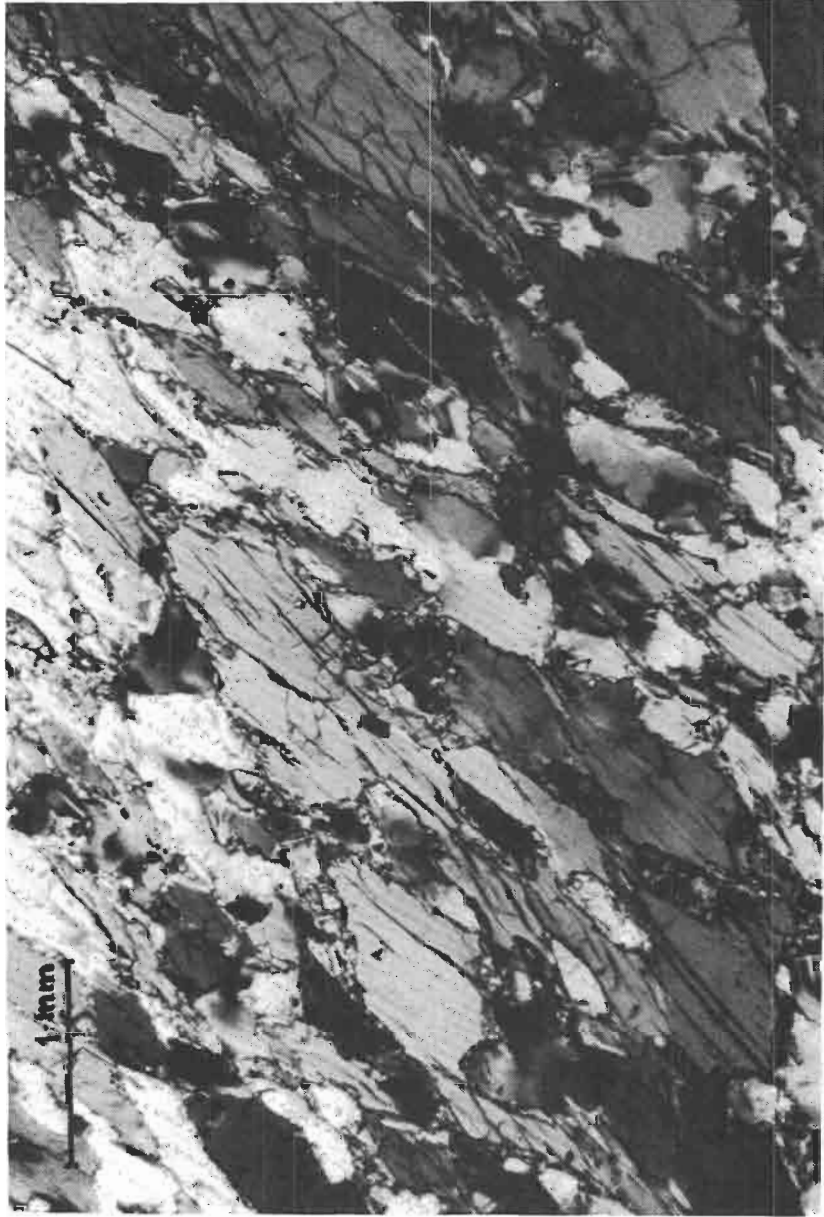


FIG.3 b

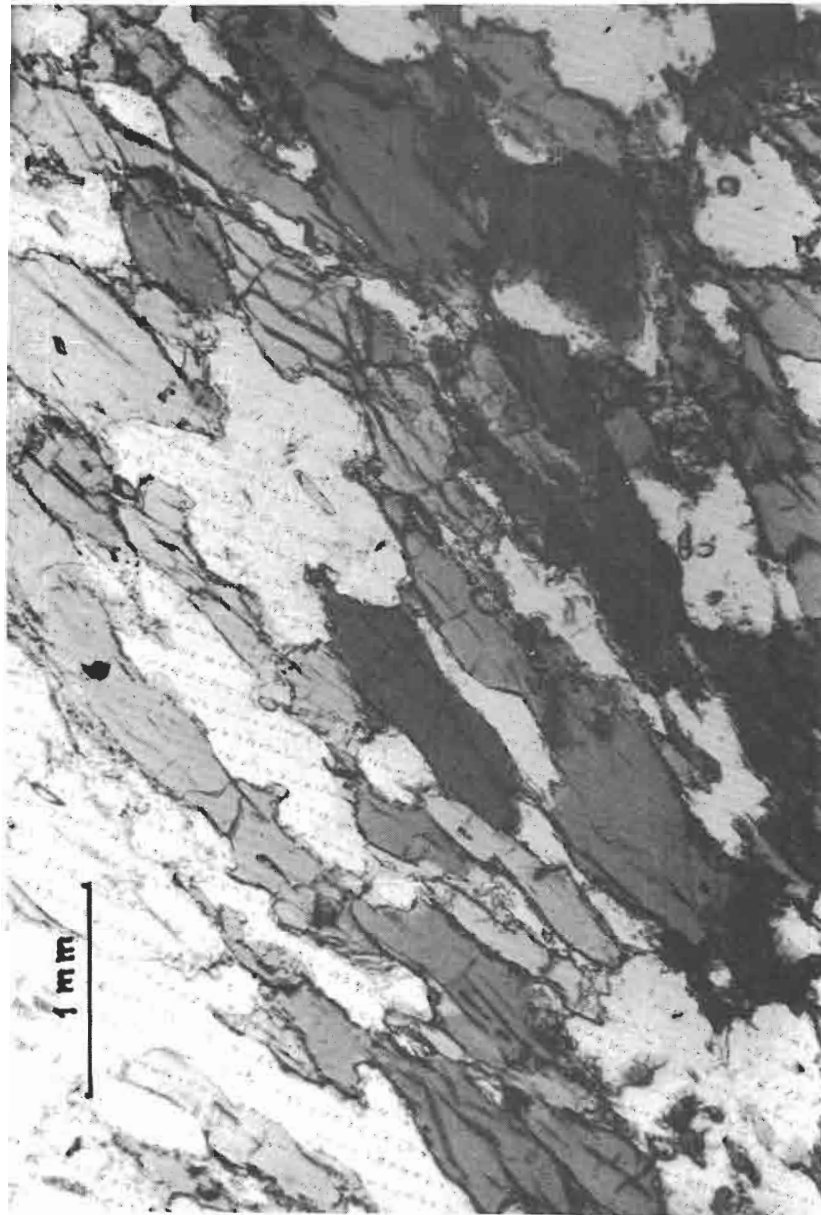


FIG. 3c

ESTUDO ÓPTICO E ROENTGENOGRÁFICO DE INCLUSÕES DE ESMERALDAS DA JAZIDA DE ITABIRA, MINAS GERAIS

Juarez Leal de Souza (Departamento de Geologia - UFOP), e Darcy P. Svisero (Inst. Geociências - USP)

ABSTRACT

Optical and X-ray studies of emeralds from Itabira, Minas Gerais State, Brazil, revealed mica (biotite/phlogopite), quartz and ralstonite as crystalline inclusions, several types of fluid inclusions, amorphous oxides, healing fractures, color zoning and growth lines. Mica, the most common crystalline inclusion, may be protogenetic and syngenetic: the former one occurs randomly distributed in the host beryl, whereas the last one is parallel to the (0001) plane of the emerald. Quartz is not uncommon while the finding of ralstonite seems to be the first one ever recorded in the current literature. Fluid inclusions, occurring as minute acicular tubes parallel to the c axis of beryl are also a characteristic feature of the emerald from Itabira. They may occur as rectangular and quadratic cavities being filled usually with two or three different phases.

1 - INTRODUÇÃO

Contrariamente ao que ocorre com o diamante, o conhecimento das inclusões cristalinas das gemas coradas, em geral, está ainda pouco desenvolvido. Enquanto que as inclusões do diamante já foram extensivamente estudadas, tanto do ponto de vista da mineralogia quanto da composição química (Meyer & Tsai 1976, Svisero 1984), as inclusões sólidas das demais gemas, incluindo a esmeralda, encontram-se no estágio de identificação das fases inclusas.

No tocante às inclusões da esmeralda, existe um grande número de citações na literatura apoiadas essencialmente em observações visuais e microscópicas. Baseando-se nos dados existentes, a mica (biotita/flogopita) aparece como a inclusão mais freqüente, seguida de perto por tremolita/actinolita. Além desses minerais existe uma lista relativamente grande de outras fases onde se incluem quartzo, carbonatos, sulfetos, óxidos e outras substâncias. Como se observa, a falta de uma caracterização mais precisa sobre a natureza das fases citadas como inclusão, além de dados referentes à composição química de cada uma delas, constitui uma lacuna ainda a ser preenchida.

A grande dificuldade no trabalho de identificação das inclu

ções sólidas da esmeralda e de outras gemas, é a dimensão exígua desses materiais, que via de regra possuem dimensões microscópicas a submicroscópicas. A identificação precisa nesses casos só pode ser obtida mediante técnicas especiais tais como a câmara de Gandolfi, a microsonda eletrônica, e outros métodos de análise igualmente resolutivos. Convém lembrar, entretanto, que a análise na microsonda exige a confecção de uma seção polida do material, dificultando ainda mais o estudo das inclusões. Esses fatos explicam, em parte, porque o conhecimento das inclusões minerais da esmeralda e das demais gemas coradas encontra-se pouco desenvolvido. O trabalho de Graziani et al. (1983), contendo dados sobre inclusões de esmeraldas da Zâmbia, aparece como uma das exceções nesse contexto apontando para uma direção que fatalmente terá que ser implementada no futuro.

A importância do estudo das inclusões reside basicamente no fato destas fornecerem informações valiosas sobre o ambiente de formação dos minerais ou gemas, ou sobre a história geológica subsequente dessas substâncias. Roedder (1982) aponta as seguintes informações fundamentais para o caso das gemas: 1) entendimento do seu ambiente de formação; 2) identificação e reconhecimento da sua procedência; e 3) diferenciação de pedras naturais de pedras sintéticas. Na esmeralda muitas inclusões são distintivas e podem servir para identificar o depósito específico de sua formação.

Este artigo apresenta informações preliminares a respeito das inclusões da esmeralda da jazida de Itabira, localizada nas proximidades da cidade homônima, na região central de Minas Gerais. O estudo das inclusões foi realizado pela combinação simultânea de métodos ópticos e roentgenográficos. Entre as fases cristalinas foram identificadas um tipo de mica de natureza intermediária entre biotita e flogopita, quartzo e ralstonita. Foram observados também óxidos amorfos, inclusões fluidas de dimensões, formas e naturezas variáveis, além de fraturas, linhas de crescimento e zoneamentos de cor.

2 - A ESMERALDA DE ITABIRA

A jazida de esmeralda de Itabira está localizada a cerca de 13 km a sudeste da cidade de Itabira, Minas Gerais, em área ainda pouco estudada a nível de detalhe. Um quadro da geologia regional é mostrado no mapa da Figura 1 adaptada de Schorscher et al. (1982). Segundo Sauer (1982), a área da mina é caracterizada pela presença de xistos com intercalações decimétricas a métricas de rochas ultramáficas (biotita xistos e clorita xistos), alterados e encaixados em rochas gnáissicas. Veios de pegmatitos e de quartzo preenchem algumas fissuras e falhas das rochas ali existentes. A área mineralizada ocorre preferencialmente nas proximidades do contato entre o xisto intemperizado e as rochas gnáissicas estéreis. A formação da esmeralda está intimamente associada à interação química ocorrida entre a fase pegmatítica berilífera e as rochas máfica-ultramáficas portadoras dos elementos cromóforos.

A maior parte das esmeraldas de Itabira é encontrada sob a forma de fragmentos pequenos medindo, geralmente, entre 1 a 3 centímetros. Quanto ao hábito, os cristais são predominantemente subidiomórficos, sendo constituídos por um prisma hexagonal (10 $\bar{1}$ 0) e pelo pinacóide basal (0001). Apresentam por vezes prismas grossos e bem alongados alcançando até cerca de 8 centímetros de comprimento. A clivagem basal é pobre e confere às terminações dos cristais um aspecto ligeiramente serri-

lhado. As cores predominantes são o verde ligeiramente azulado e o verde-grama, sendo menos freqüente o verde ligeiramente amarelado. Os índices de refração medidos pelo método de imersão correspondem aos valores de $n_E = 1,581 (\pm 0,01)$ e $n_W = 1,590 (\pm 0,01)$. A birrefringência resultante de 0,009 pode ser considerada alta para essa variedade de berilo. A transparência é classificada como semitransparente, podendo, às vezes, ser ligeiramente afetada pela presença de numerosas inclusões fluidas tubulares extremamente finas, dispostas paralelamente ao eixo c do cristal, imprimindo um aspecto algo aveludado ou leitoso à gema lapidada. Qualitativamente, as esmeraldas da jazida de Itabira notabilizam-se pelo fato de apresentarem uma percentagem consideravelmente alta de material gemológico de boa qualidade, quando comparadas com outros depósitos brasileiros tais como Carnaíba/Socotó (BA) e Santa Terezinha de Goiás (GO).

3 - AMOSTRAGEM E TÉCNICAS UTILIZADAS

O estudo das inclusões sólidas minerais da esmeralda de Itabira foi realizado a partir de um lote de cristais de qualidade gemológica inferior apresentando coloração fraca, além de defeitos e inclusões observáveis a olho nu. A coloração desse material varia de um verde azulado pálido até um verde amarelado também pálido. O diâmetro médio dos cristais está compreendido entre 3 a 5 milímetros. Cerca de 40% dos espécimes apresentaram inclusões escuras pontuais visíveis à vista desarmada.

As amostras de esmeralda, previamente lavadas e limpas em solução ácida, foram cuidadosamente observadas em lupa, microscópio gemológico e petrográfico de aumentos variáveis, objetivando selecionar os cristais portadores de inclusões. As inclusões sólidas foram liberadas mediante a fragmentação dos cristais hospedeiros em um micromorteiro de aço, confeccionado especialmente para evitar efeitos de contaminação nas amostras.

Uma vez liberadas e caracterizadas ao microscópio óptico, as inclusões sólidas foram identificadas por difração de raios X empregando-se a técnica do método do pó (Azároff & Buerger 1958). Os diagramas foram obtidos difratando-se diretamente cada uma das inclusões em uma câmara de Gandolfi de 114,6 mm de diâmetro. Essa câmara imprime à amostra dois movimentos de rotação simultâneos permitindo dessa forma a obtenção de diagramas de pó a partir de monocristais de dimensões de até 10μ (Gandolfi 1969). Os diagramas de pó foram obtidos utilizando-se radiação $CuK\alpha$, filtro de Ni, e condições variáveis dependendo da natureza das inclusões. As micas foram difratadas sob condições de 30 mA e 30kV, e as demais inclusões com 20 mA e 40 kV. O tempo de exposição aos raios X variou de 8 a 24 horas dependendo da forma e do tamanho de cada inclusão.

4 - AS INCLUSÕES CRISTALINAS DA ESMERALDA DE ITABIRA

O termo inclusão compreende todas as irregularidades detectáveis opticamente no interior de um mineral ou gema, quer sejam sob a forma de cristais, tubos e cavidades preenchidas por líquidos e/ou gases, irregularidades estruturais, defeitos de fraturas e fendas de clivagem, e mesmo geminação (Gübelin 1974). As inclusões podem ser classificadas sob diversos pontos de vista. Com relação ao estado estrutural, elas são classificadas em cristalinas e fluidas. Do ponto de vista genético, são classificadas em protogenéticas, singenéticas e epigenéticas. As protogenéticas são aquelas originadas antes da formação do cristal hospedeiro,

as singenéticas são aquelas formadas contemporaneamente com o hospedeiro e as epigenéticas são aquelas desenvolvidas após a formação do hospedeiro.

Os minerais mais comuns associados à esmeralda sob a forma de inclusões sólidas cristalinas são micas diversas (muscovita, biotita, flogopita), anfibólios (tremolita, actinolita), carbonatos (dolomita, calcita), halita, talco, turmalina, epidoto, apatita, rutilo, espinélio, pirita, hematita, dentre outros (Sinkankas 1981, Webster 1983).

Com relação às inclusões fluidas, podemos dizer que estas representam amostras do fluido mineralizante a partir do qual o cristal se desenvolveu ou esteve em contato posteriormente (Roedder 1979).

Os primeiros dados obtidos a partir de estudos ópticos da esmeralda de Itabira utilizando-se microscópio gemológico são encontrados em Bastos (1981), Sauer (1982) e Schwarz & Mendes (1985). Todavia, estudos de determinação através da difração de raios X ou microsonda eletrônica não foram, até então, realizados.

Conforme Bastos (1981), as inclusões sólidas minerais dessa esmeralda são representadas por pontos escuros diminutos de mica preta (biotita), agulhas de tremolita em grande quantidade, orientadas perpendicularmente ao eixo c do cristal, e raramente pirita.

Sauer (1982) assinala igualmente a presença de palhetas de mica, pirita e tremolita raras. Acrescenta, entretanto, a existência de cristais de baixo relevo.

Schwarz & Mendes (1985) apontam como inclusão mineral mais freqüente a mica, onde destacam uma grande variação de cor, desde o marrom amarelado até o preto, e contornos arredondados ou irregulares. Como outras inclusões minerais, observam apenas a presença de cristais transparentes, praticamente incolores, não identificados.

Os estudos realizados neste trabalho revelaram que a esmeralda de Itabira contém relativamente poucas inclusões sólidas. Entre os minerais foram identificados apenas mica, quartzo e ralstonita, além de óxidos e hidróxidos amorfos de coloração variável entre castanho a preto. Com relação aos dados divulgados anteriormente na literatura, os nossos resultados não confirmaram as afirmações de Bastos (1981) e Sauer (1982) relativas à presença de tremolita nessas esmeraldas.

4.1 - Mica (biotita/flogopita): é a inclusão mais freqüente da esmeralda de Itabira, aparecendo em 80% dos cristais estudados. A sua coloração varia desde o castanho pálido até tonalidades quase negras. Tonalidades do castanho ligeiramente esverdeado foram também observadas com relativa freqüência. As dimensões mais comuns das placas ou palhetas estão compreendidas entre 0,2 a 1,0 mm. O hábito é tipicamente placoidal, apresentando dois tipos distintos de contornos dependendo da natureza genética da mica. Em um deles os cristais mostram-se nitidamente arredondados ou ligeiramente alongados, sendo limitados por perfis geralmente suaves e mais raramente irregulares (Fotomicrografias 1, 2 e 3). Esses cristais em geral não mostram orientação preferencial em relação ao hospedeiro, podendo ser portanto classificados temporalmente como protogenéticos. No outro tipo de perfil os cristais são euédricos exibindo contornos ligeiramente rômnicos ou hexagonais (Fotomicrografias 2 e 4). Esses cristais euédricos distribuem-se perpendicularmente à direção do eixo c da esmeralda (Fotomicrografias 2 e 4). Essa disposição orientada sugere uma classificação temporal singenética para essas micas. A Fotomicrografia 2 mostra de forma nítida esses dois tipos de mica. O tipo singenético pode

ser visto sob a forma de placas perfeitamente idiomorfas, paralelas entre si e a direção (0001) do berilo. O tipo protogenético, por sua vez, aparece sob a forma de uma placa subédrica de dimensões bem maiores localizada em um nível inferior em relação às micas singenéticas, mostrando borda de reação em um dos seus lados.

Observadas ao microscópio óptico, as micas exibem pleocroísmo característico acentuado constituindo esse comportamento um dos critérios úteis na identificação dessas inclusões. Destacadas do hospedeiro e observadas em montagens ópticas, as micas apresentam comportamento biaxial negativo e ângulo 2V variando entre 2 a 5°.

A identificação da mica foi efetuada por meio de difração de raios X na câmara de Gandolfi. O digrama de pó correspondente está apresentado na Figura 2A onde aparecem as reflexões situadas no intervalo 0-90°. Dos vários diagramas de pó obtidos nesse trabalho considerou-se o da inclusão JL-14A como o mais representativo tendo em vista a inexistência de raias pontilhadas, maior nitidez e um maior número de reflexões. A Tabela 1 mostra as reflexões do diagrama obtido estimadas visualmente, comparado com os diagramas da biotita e da flogopita do sistema JCPDS. Observam-se que as reflexões da amostra estudada coincidem simultaneamente com as reflexões da biotita e da flogopita, tornando praticamente impossível a distinção entre esses dois tipos de mica. Como se pode observar pela Tabela 2, todas as reflexões da inclusão possuem correspondente entre a biotita e/ou flogopita. Apenas as reflexões 5,02 (7), 4,55 (5), 3,39 (20) e 1,99 (7) da flogopita, e 1,47 (20) e 1,43 (20) da biotita não aparecem no diagrama da inclusão. Essa ausência pode ser explicada pelas condições experimentais utilizadas neste trabalho onde os diagramas são obtidos a partir de um cristal único. Há também uma pequena diferença entre as reflexões 2,62 (100) da inclusão com o valor 2,66 (80) da biotita, diferença que pode ser relacionada também a erros experimentais, nesse caso provavelmente de leitura. Observou-se também uma ligeira excentricidade nas reflexões de baixo ângulo, devidas possivelmente à forma delgada das palhetas de mica. Além da biotita e da flogopita, foram também observadas certas semelhanças roentgenográficas da flogopita (flúor-1M), zinvaldita e siderofilita com a amostra estudada.

4.2 - Quartzo: o quartzo foi observado como uma inclusão cristalina pouco freqüente na esmeralda de Itabira. Apresenta-se bem cristalizado, com hábito prismático ligeiramente alongado, com dimensões de cerca de 300µ e sem orientação preferencial. Ao microscópio óptico, exibe transparência perfeita, ausência de coloração e caráter uniaxial(+) bem definido. A identificação foi realizada também na câmara de Gandolfi, e a Figura 2B ilustra o respectivo diagrama de raios X, onde estão presentes as raias mais intensas do quartzo. A Tabela 2 mostra as reflexões da inclusão comparadas com o diagrama do quartzo do sistema JCPDS revelando uma perfeita identidade entre os dois diagramas.

4.3 - Ralstonita: esse mineral pouco conhecido, foi identificado como uma das possíveis inclusões da esmeralda de Itabira. A única amostra isolada foi estudada cuidadosamente ao microscópio onde revelou coloração branca ligeiramente amarelada, hábito subédrico de seção aproximadamente quadrangular, e comportamento isotrópico com certas anomalias ópticas. Foram observadas impregnações na forma de agregados pulverulentos que podem corresponder a substâncias epigenéticas. Esse fato dificultou sobremaneira a identificação precisa dessa inclusão. O diagrama de pó obtido está apresentado na Figura 2C, e as reflexões correspondentes

estão contidas na Tabela 3 juntamente com o diagrama de uma ralstonita de Ivigtut, Groenlândia (Pauli 1965). Devido à raridade dessa inclusão e às dificuldades analíticas encontradas em sua identificação, estão previstos estudos químicos complementares para esclarecer a composição desse material.

5 - OUTRAS INCLUSÕES

Além das inclusões cristalinas já descritas, observamos também materiais secundários na forma de inclusões epigenéticas, diversos tipos de inclusões fluidas, além de estruturas tais como fraturas, zoneamentos, etc.

As inclusões epigenéticas são representadas por óxidos amorfos de coloração acastanhada a negra, apresentando aspectos predominantemente irregulares, preenchendo o interior de cavidades ou fissuras não cicatrizadas.

Fraturas cicatrizadas exibindo padrões irregulares de distribuição estão presentes contendo preenchimentos de inclusões fluidas, geralmente bifásicas do tipo líquido-líquido, ou então, líquido-gás. Observaram-se também algumas fraturas não cicatrizadas (sem preenchimento) de formas irregulares.

As inclusões fluidas constituem um dos aspectos microscópicos mais interessantes nas amostras estudadas. Ocorrem principalmente na forma de tubos extremamente finos, orientados na direção do eixo cristalográfico c da esmeralda, tal como está ilustrado nas Fotomicrografias 5, 6 e 7. O preenchimento é representado por uma multiplicidade considerável de fases, podendo ocorrer uma, duas, três ou mais fases líquidas distintas (Fotomicrografia 3), além de bolhas de gás. As inclusões fluidas ocorrem também segundo cavidades equidimensionais predominantemente quadráticas e retangulares, de que são ótimos exemplos as Fotomicrografias 6, 7 e 8, nas quais predominam inclusões trifásicas.

Zoneamentos de cor (Fotomicrografia 1), e linhas de crescimento poligonais, exibindo duas ou três direções de desenvolvimento, aparecem em alguns cristais.

6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados obtidos neste trabalho mostram que a inclusão mais freqüente na esmeralda de Itabira é uma mica de comportamento roentgenográfico intermediário entre a biotita e a flogopita, que ocorre sob a forma de placas dispostas perpendicularmente à direção do eixo c da esmeralda (mica singenética), ou então sob a forma de placas irregulares subédricas ligeiramente arredondadas distribuídas aleatoriamente no interior do berilo (mica protogenética). Quartzo e ralstonita foram também identificados sob a forma de inclusões provavelmente protogenéticas ou singenéticas, cuja freqüência aparentemente é rara nos dois casos.

Inclusões fluidas na forma de tubos ou de cavidades geométricas constituem outra feição notável dessa esmeralda. As inclusões tubulares dispõem-se preferencialmente segundo o eixo c do berilo, contendo preenchimentos polifásicos representados por líquidos e/ou gases, o mesmo ocorrendo com as demais cavidades.

Em linhas gerais, as informações obtidas neste trabalho concordam com os dados existentes na literatura referentes a esmeraldas do Brasil (Schwarz 1984) e de outras localidades (Gübelin 1974, Sinkankas

1981). Em todos esses trabalhos constata-se que a inclusão mais freqüente é sempre uma mica escura (biotita/flogopita), que no esquema relativo à gênese da esmeralda, representa o componente básico-ultrabásico do processo. O componente pegmatítico, por sua vez, é representado por fases próprias de estágios finais de consolidação tais como quartzo, feldspato e fluorita e outros minerais mais raros.

7 - AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o Sr. Ronaldo Fonseca Ribeiro da empresa Belmont Gemas Ltda pela cessão das amostras utilizadas nessa pesquisa. Um dos autores (J.L.S.) agradece o PICD/CAPES pelo suporte financeiro recebido através de Bolsas de Mestrado, bem como à Universidade Federal de Ouro Preto pela liberação deste autor para a realização de estudos em Pós-Graduação no IG-USP.

8 - BIBLIOGRAFIA

- AZÁROFF, L.V. & BUERGER, M.J. - 1958 - The powder method in X-ray crystallography. New York, McGraw-Hill Book Company, 342p.
- BASTOS, F.M. - 1981 - Emeralds from Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Lapidary Journal*, 35(9): 1842-1848.
- GANDOLFI, G. - 1969 - Catálogo da officina elettrotecnica di Tenno, Trento, Itália, 8p.
- GRAZIANI, G.; GUBELIN, E.J.; LUCCHESI, S. - 1983 - The genesis of an emerald from the Kitwe District, Zambia. *N. Jb. Miner., Mh.*, 12(4): 175-186.
- GUBELIN, E.J. - 1974 - *Internal World of Gemstones*. Zurich, ABC Edition, 234p.
- PAULI, H. - 1965 - Ralstonite from Ivigtut, Greenland. *Amer. Mineral.*, 50: 1851-1864.
- ROEDDER, E. - 1979 - Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: BARNER, H.L. (ed.), *Geochemistry of Ore Deposits*. New York, Wiley (2nd ed.), p.684-737.
- ROEDDER, E. - 1982 - Fluid inclusions in gemstones: valuable defects. In: *International Gemological Symposium, Proceedings*. Santa Monica, Calif., p.479-502.
- SAUER, D.A. - 1982 - Emeralds from Brazil. In: *International Gemological Symposium, Proceedings*. Santa Monica, Calif., p.357-377.
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, J.C.; MOREIRA, J.M.P. - 1982 - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das velhas greenstone belt and proterozoic rocks. *Excursions Anex, ISAP*, 44p.
- SCHWARZ, D. - 1984 - Inclusões em esmeraldas. *Rev. Esc. Minas de Ouro Preto*, 37(3-4): 25-34; 12-21.
- SCHWARZ, D. & MENDES, J.C. - 1985 - Estudo comparativo das inclusões nas esmeraldas de Itabira, Minas Gerais e Santa Terezinha de Goiás. In: *SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3*, Belo Horizonte, MG, Bol. Nº 5, p.154-164.
- SINKANKAS, J. - 1981 - *Emerald and Other Beryls*. Radnor, PA, Chilton Book Co., 665p.
- SVISERO, D.P. - 1984 - Inclusões de diamantes naturais. Uma revisão. In: *CONGR. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, RJ, Anais, 10: 4954-4967.
- WEBSTER, R. - 1983 - *Gems: their sources, descriptions and identification*. London, Butterworths (4th ed.), 1006p.

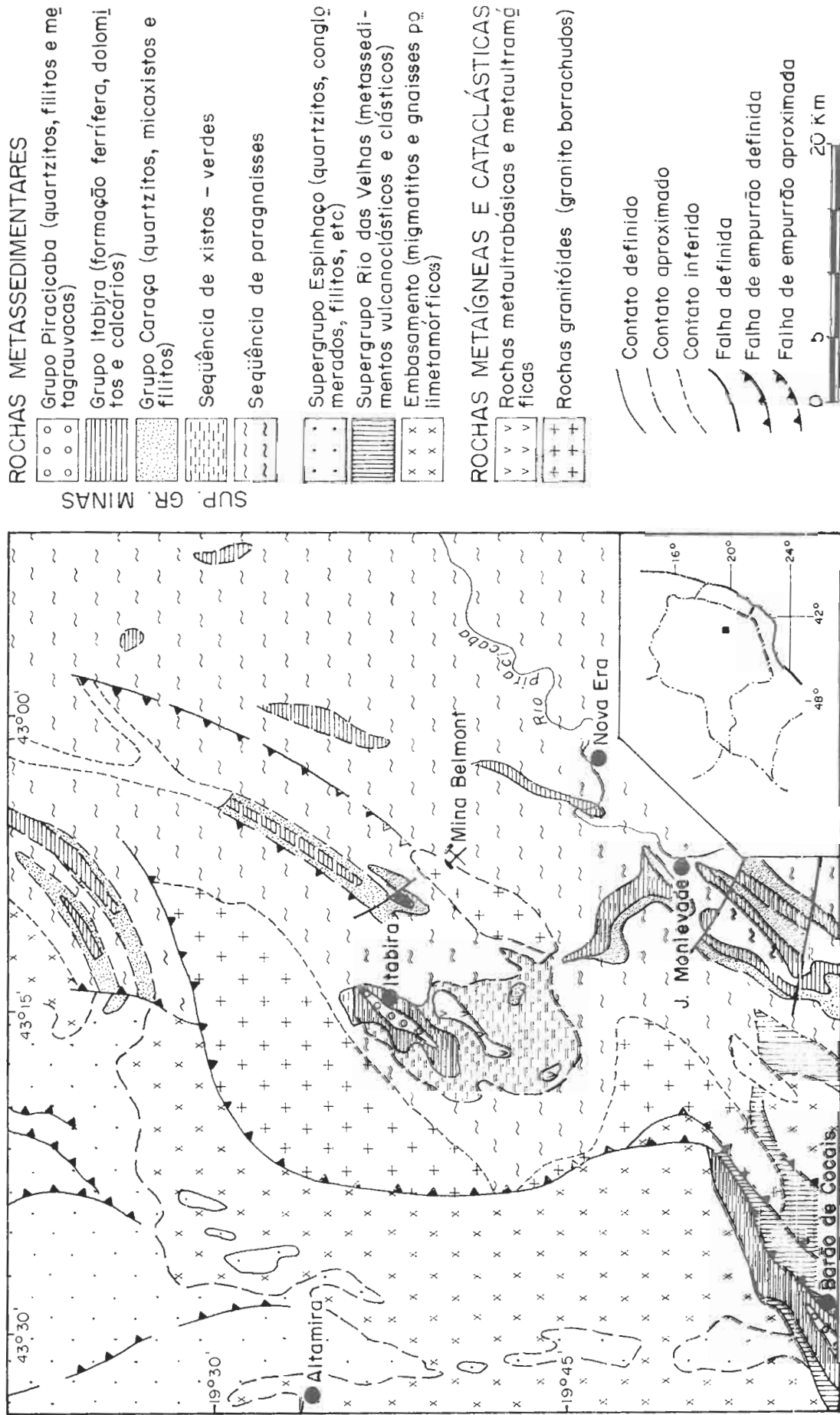
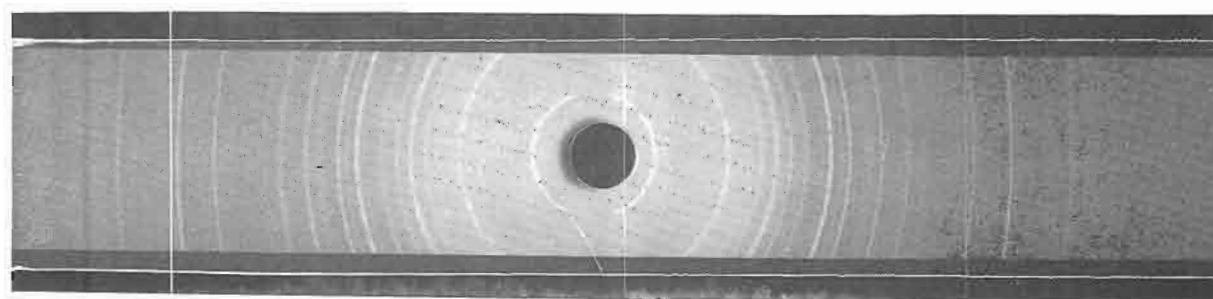
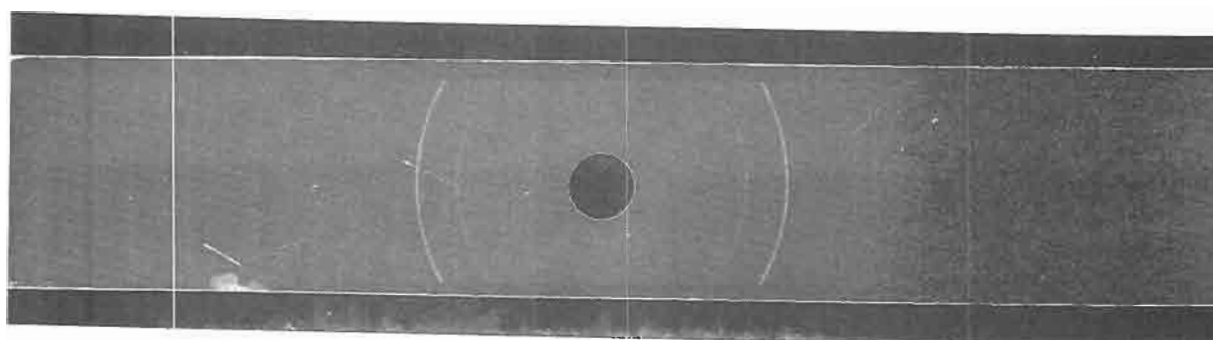


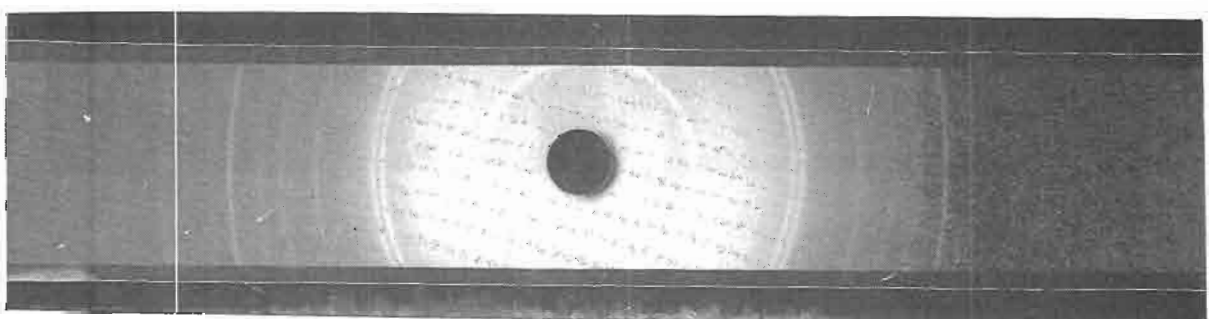
Fig. 1 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DA JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA, MG
(adaptado de Schorsher et al. 1982)



A

 $2\theta \longrightarrow 90^\circ$ 

B

 $2\theta \longrightarrow 90^\circ$ 

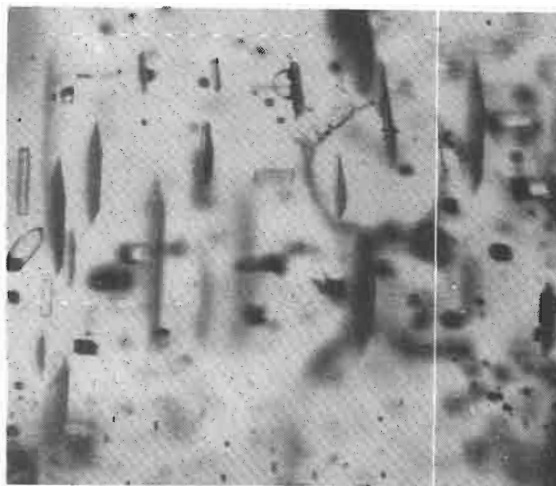
C

 $2\theta \longrightarrow 90^\circ$

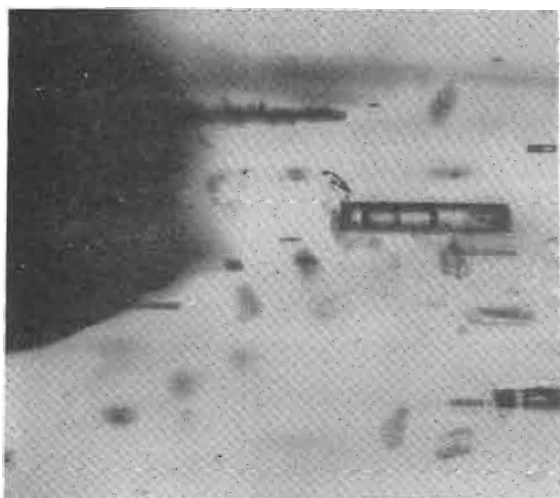
Figura 2 - Diagramas de pó de minerais inclusos na esmeralda de Itabira, Minas Gerais, obtidos em câmara de Gandolfi de 114,6 mm de diâmetro, com radiação Cu α = 1,5418Å. A) Mica (biotita/flogopita, B) Quartzo, C) Ralstonita.



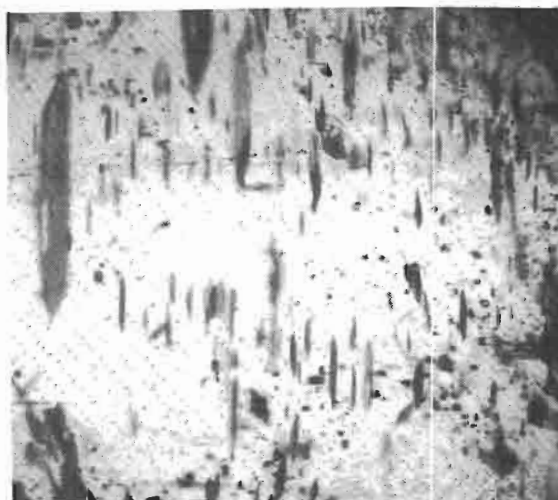
1) 25X



2) 65X



3) 100X

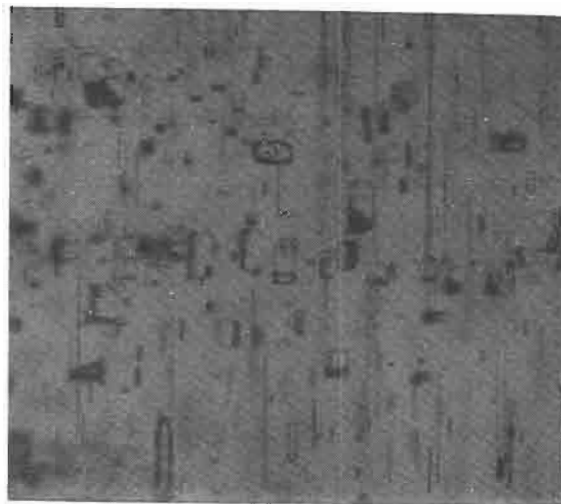


4) 25X

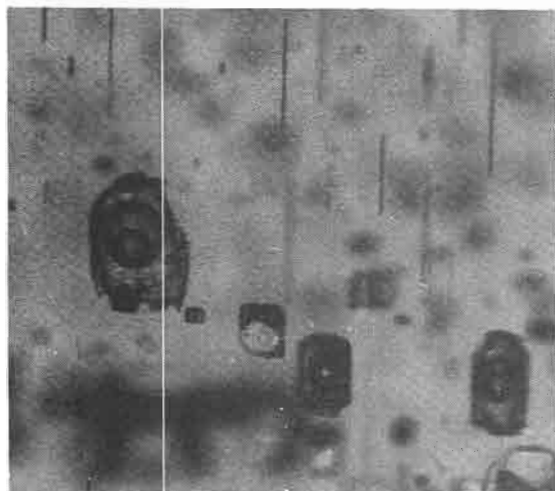
Fotomicrografias 1-4: Inclusões sólidas e fluidas observadas na esmeralda de Itabira, Minas Gerais. 1) Cristal de mica (biotita/flogopita) protogenética, subédrica e de contorno arredondado, localizado no setor NW da foto. Observam-se canálculos orientados segundo o eixo c e zoneamento de cor à esquerda; 2) Micas (biotita/flogopita) singenéticas, idiomorfas, orientadas paralelamente ao plano basal da esmeralda. Observa-se também uma mica protogenética situada em um nível inferior em relação às micas singenéticas; 3) Mica (biotita/flogopita) protogenética à esquerda e canálculos retangulares polifásicos; 4) Enxame de micas (biotita/flogopita) singenéticas destacando-se a variação das dimensões dos cristais.



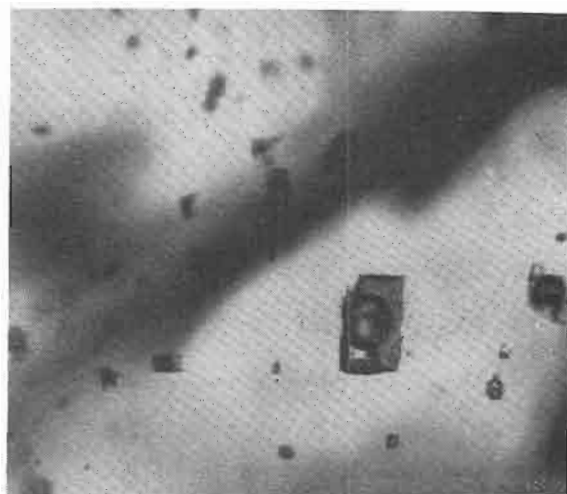
5) 25X



6) 65X



7) 100X



8) 100X

Fotomicrografias 5-8: Inclusões fluidas observadas na esmeralda de I tabira, Minas Gerais. 5) Vista geral dos canalículos orientados paralelamente ao eixo cristalográfico c da esmeralda; Canalículos paralelos ao eixo c da esmeralda e faixas (cordões) com inúmeras cavidades retangulares e/ou quadráticas com preenchimentos geralmente trifásicos; 7) Cavidades retangulares com preenchimentos trifásicos destacando-se a diferença de relevo entre as fases, com alguns canalículos segundo o eixo c ao fundo; 8) Cavidade trifásica retangular sugerindo tratar-se de cristal negativo.

Tabela 1 - Diagrama de pó da inclusão de mica da esmeralda de Itabira, comparado com outras micas do fichário JCPDS.

INCLUSÃO (JL-14A)		BIOTITA*		FLOGOPITA (1M)**		(hkl)
d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	
10,04	90	10,1	100	9,94	100	001
-	-	-	-	5,02	7	002
4,60	80			4,58	7	020
-	-	4,59	20	4,55	5	110
3,92	10	-	-	3,92	3	111
3,68	15	-	-	3,65	7	11 $\bar{2}$
-	-	-	-	3,39	20	022
3,35	90	3,37	100	3,34	100	003
3,15	50	3,16	20	3,14	10	112
2,92	30	2,92	20	2,91	7	11 $\bar{3}$
-	-	2,66	80	2,64	7	130
2,62	100	-	-	2,62	30	200
2,52	15	2,52	40	2,51	15	004
2,43	80	2,45	80	2,42	15	201
2,30	10	-	-	2,29	3	22 $\bar{1}$
2,26	10	2,28	20	2,26	?	132
2,17	70	2,18	80	2,16	15	202
2,00	60	2,00	80	2,01	30	005
-	-	-	-	1,99	7	20 $\bar{4}$
1,91	10	1,91	20	1,90	3	203
1,67	70	1,67	80	1,67	15	204
1,54	100	1,54	80	1,53	15	060
1,51	15	-	-	1,51	3	330
-	-	1,47	20	-	-	-
-	-	1,43	20	-	-	-
1,36	50	1,36	60	-	-	-
1,32	10	1,33	40	-	-	-
1,31	10	1,31	40	-	-	-

* JCPDS Nº 2-0045

** JCPDS Nº 10-495

Tabela 2 - Diagrama de pó da inclusão de quartzo da esmeralda de Itabira, comparado com o diagrama de quartzo do sistema JCPDS.

INCLUSÃO (JL-18A)		QUARTZO*		(hkl)
d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	
4,24	50	4,26	35	100
3,34	100	3,34	100	101
2,45	20	2,45	12	110
2,28	15	2,28	12	102
2,23	10	2,23	6	111
2,12	20	2,12	9	200
1,97	10	1,98	6	201
1,81	30	1,81	17	112
1,66	10	1,67	7	202
1,53	35	1,54	15	211
1,37	10	1,38	7	212
1,37	15	1,37	11	203
-	-	1,37	9	301
1,28	10	1,28	3	104
1,25	10	1,25	4	302
1,22	10	1,22	2	220
1,19	10	1,19	5	213
1,17	10	1,18	4	310
1,14	10	1,15	2	311
1,08	10	1,08	4	312

* JCPDS Nº 5-0490

Tabela 3 - Diagrama de pó da inclusão de ralstonita da esmeralda de Itabira, comparado com o diagrama de ralstonita de Ivigtut, Groenlândia.

INCLUSÃO (JL-26B)		RALSTONITA*		(hkl.)
d(Å)	I/I ₀	d(Å)	I/I ₀	
5,74	100	5,74	100	111
4,95	5	4,98	15	200
3,53	5	-	-	-
3,01	70	3,01	55	311
2,89	70	2,88	75	222
-	-	2,49	15	400
2,30	30	2,29	30	331
2,05	20	2,04	30	422
1,92	15	1,92	40	511
1,77	80	1,76	85	440
1,68	5	1,68	10	531
-	-	1,58	15	620
1,51	10	1,52	15	533
-	-	1,50	40	622
1,39	5	1,40	25	711

* PAULI (1965)

NOVO CONTEXTO GEOLÓGICO PARA A MINA DE OURO DE RAPOSOS

Frederico Wallace Reis Vieira
Mineração Morro Velho S.A.

ABSTRACT

The Raposos Mine is situated in the Quadrilátero Ferrífero and is constituted by a sequence of ultramafic rocks correlated to komatiites of the Córrego dos Boiadeiros and andesites with intercalations of banded iron formations. This sequence characterizes the base to Nova Lima Group which was thrust during the first event on the pelitic sequence of the apex of the same group. The region was affected by four deformative events, two of metamorphism of low grade and cutted by diabase dikes. Extensive processes of alteration were developed during the metamorphic events.

INTRODUÇÃO

A Mina de Ouro de Raposos foi adquirida pela St. John D'el Rey Mining Company Ltd. em 1910 tendo também a prata como subproduto (elec-
trum \pm 6:1). Está situada no município homônimo no Quadrilátero Ferrí-
fero em uma sequência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima. O contí-
nuo desenvolvimento de galerias, abertura de novos corpos e realiza-
ção de uma ampla malha de sondagens tornou necessário uma atualização
e reinterpretação do mapeamento do Nível 2400 realizado por Vial
1980a. A atualização seguiu a mesma metodologia com mapeamento na es-
cala 1:100 e interpretação na escala 1:500.

ESTRATIGRAFIA

O Quadrilátero Ferrífero devido à sua complexidade geológica e im

portância econômica já foi e continua sendo palco de inúmeros trabalhos. É constituído pelo Sg. Rio das Velhas de idade arqueana e pelos Sg. Minas, Espinhaço e Grupo Itacolomi de idade proterozóica. Esta sequência encontra-se bordejada por um complexo gnaisse-migmatítico remobilizado durante o Pré-cambriano.

O Sg. Rio das Velhas foi dividido por Door 1969 em dois grupos, Grupo Nova Lima, basal, constituído por metavulcânicas e metassedimentos e Grupo Maquinê, no topo, constituído por quartzitos, conglomerados e filitos. As rochas ultramáficas aflorantes no Grupo Nova Lima consideradas por Door 1969 como intrusivas são atualmente interpretadas como sequências komatiíticas na base do Greenstone Belt Rio das Velhas (Padilha 1984, Schorcher 1979).

Tentativas de subdivisão do Grupo Nova Lima foram propostas por Callaghan 1958, Ladeira 1980 e Oliveira et al. 1983. É aqui aceita a subdivisão de Oliveira et al. 1983 por se basear em trabalhos de mapeamento em diversas escalas em uma vasta área abrangendo Raposos, Nova Lima e Rio Acima. A proposta de Callaghan 1958 separa unidades idênticas como Faria e Raposos e a proposta de Ladeira 1980 individualiza uma unidade química repetitiva na estratigrafia.

A estratigrafia de Oliveira et al. 1983 pode ser complementada pela inclusão de intercalações komatiíticas ultramáficas abundantes na porção basal da Unidade Inferior bem como a inclusão das Minas de Raposos e Cuiabá nesta unidade.

A Mina de Raposos é composta por uma sequência basal de vulcânicas ultramáficas com intercalações de tufos riódacíticos e BIF e uma sequência superior de andesitos com intercalações de BIF, ambas enquadradas na Unidade Inferior (A Unidade Média não foi seguramente identificada na região). Sobreposta vem a Unidade Superior, a nordeste, caracterizada por uma sequência de pelitos e tufos riolíticos. A base estratigráfica (ultramáficas) foi cavalgada sobre a Unidade Superior, a sul, no local representada por pelitos com níveis de lapa seca. (fig. 01).

PETROGRAFIA

Metadiabásio (Md): Ocorre em diques, maciços, de textura diabásica, com cristais ripiformes de plagioclásio (andesina) largamente substituídos por epidoto/clinozoicita envoltos por actinolita e clorita. A ilmenita está em grãos esqueléticos intensamente transformada em tita

nita.

Nos bordos dos diques a textura primária foi completamente oblitérada por uma marcante xistosidade de transposição (S_2) com porfiro-clastos de plagioclásio. As transformações metamórficas a epidoto e actinolita foram inibidas por processos de cloritização, carbonatação, sericitização e silicificação (quartzo-clorita-carbonato-plagioclásio-sericita filito). O carbonato é uma calcita poligonizada ou em poiquiloblastos romboédricos pós-tectônicos. A sericita está segundo a foliação ou em palhetas mais bem cristalizadas pós-tectônicas. A silicificação afeta o plagioclásio em diferentes graus com feições similares às mimerquitas.

No contato ocorre por vezes bordas de arrefecimento brusco com cristais de plagioclásio e ilmenita/titanita em uma matriz de epidoto microcristalino, originalmente vítrea formando estruturas de fluxo magmático paralelas aos bordos.

Os diques denominados de filonito de rocha básica por Vial 1980 b e meta andesito filitizado por Oliveira et al. 1983 nas minas de Bicalho e Morro Velho respectivamente são mineralógica, textural e geo-quimicamente similares às bordas dos diques de Raposos o que indica que este eram originalmente diques de diabásio estreitos o suficiente para não preservar as porções maciças.

Clorita-carbonato-quartzo filito com talco (X_3): Apresenta textura granolepidoblástica com forte untuosidade dada pelo talco e pela clorita magnésiana. Quartzo e dolomita são produtos de carbonatação e silicificação.

Níveis boudinados de magnesita e talco em matriz constituída por talco e clorita representam níveis de cumulos de olivina caracterizando a rocha como uma vulcânica ultramáfica peridotítica/piroxenítica. Os pseudomorfos de olivina são representados por armaduras de opacos com relictos de antigorita.

Clorita-biotita-carbonato-quartzo filito (BIX): Ocorre dentro das ultramáficas com contatos gradacionais sugerindo ser um diferenciado magmático de tendência basáltica. A clorita é tipo magnésiana inter-crescida com uma biotita bege, com fraco pleocroísmo, indicando baixo teor em ferro (tende a flogopita).

Epidoto-arfibólio-clorita-quartzo-plagioclásio filito (man): São rochas de textura granoblástica a granonematoblástica com sarrafos e pórfiros de plagioclásio (andesina) em uma matriz extremamente fina constituída por epidoto/clinozoicita, tremolita/actinolita, clorita

e quartzo. A presença de estruturas de fluxo e amígdalas com 0,5 cm preenchidas por carbonato indicam derrames andesíticos de águas rasas.

Clorita-quartzo-sericita-carbonato filito (manx): A rocha apresenta pórfiros e sarrafos de plagioclásio largamente saussuritizados. A clorita tem tendência magnesianas e o carbonato é uma calcita frequentemente poligonizada juntamente com o quartzo em bolsões e vênulas. O inter-relacionamento man/manx com contatos laterais abruptos, e a semelhança das texturas primárias indicam tratar-se de uma única rocha (andesito) afetada por cloritização, carbonatação, sericitização e silicificação tal como o metadiabásio.

Clorita-quartzo-carbonato filito com sericita e turmalina (CLx): Ocorre em camadas delgadas associadas à BIF. Algumas variedades são constituídas quase que totalmente por peninita o que sugere origem máfica entretanto a frequência de quartzo e calcita poligonizadas em bolsões e vênulas, e turmalina perfazendo até 30% sugerem origem hidrotermal.

Carbonato-quartzo-fucsita filito com clorita (Fx): Está em corpos estratiformes associados ao X_3 e ao X_2 , localmente em zonas de cisalhamento segundo S_2 e discordantes de S_0 indicando ser um produto de intensa substituição. O carbonato é uma calcita com pequena quantidade de ferro o que é caracterizado por uma pigmentação por óxidos de ferro. As micas cromíferas com pleocroísmo verde foram designadas genericamente como fucsita.

Carbonato-sericita/clorita-quartzo filito com plagioclásio (X_2): A presença de níveis de diferentes composições minerais (acamamento), relictos de sarrafos de plagioclásio de composição andesina alterados a sericita e carbonato e eventualmente pórfiros de quartzo bipiramidal sugerem um metatufo riódacítico. A abundância de calcita/dolomita com algum ferro indica processos de carbonatação.

Quartzo-sericita-carbonato-clorita filito com plagioclásio (X_g): A presença de uma estratificação e fragmentos de quartzo, subordinadamente plagioclásio com características vulcânicas indica tratar-se de um metatufo riolítico. Os pórfiros de quartzo são bipiramidais geralmente arredondados por corrosão magmática. O plagioclásio é uma andesina subédrica e o carbonato uma calcita.

Quartzo-carbonato-sericita filito com grafita (X_1): É caracterizado como um metapelito carbonático devido à presença de uma estratificação bem desenvolvida com níveis milimétricos sericito grafitosos e ní

veis de quartzo, dolomita e sericita.

Lapa Seca (LS) : A lapa seca na Mina de Morro Velho foi denominada por Ladeira 1980 como uma formação de ferro fácies carbonato, entretanto a presença de ankerita ou ferro dolomita na LS em vez de siderita, a maior abundância de Ca e Mg e menor proporção de Fe e Si em relação à BIF permitem classificar a LS como uma formação de ferro carbonática (Mel'nik 1982). É uma rocha constituída essencialmente por ankerita e calcita recristalizada à partir desta, pigmentada por grafita, com uma estratificação mal desenvolvida.

Formação de Ferro bandada (BIF): Apresenta um bandamento centimétrico a milimétrico bem desenvolvido representado pela alternância de níveis de chert com níveis de magnetita ou siderita definindo os fácies óxido e carbonato respectivamente. Os corpos sulfetados a pirrotita, piritita e arsenopirita mineralizados em ouro são grosseiramente estratiformes com texturas de substituição o que torna impróprio o termo fácies. A formação de coloração verde nas zonas de metamorfismo de contato dos diques caracterizada por Vial 1980a como fácies silicato trata-se de fácies carbonato afetada por metamorfismo de contato. É constituída por cumingtonita/grunerita, calcita, quartzo e subordinadamente ferro-actinolita e granada.

Hornfelsitos: Estão em contato com os diques, apresentando uma textura maciça com S_2 relictual, caracterizados até o momento como produto de transformação do X_1 e X_2 com desaparecimento do carbonato e grafita, formação de epidoto e aglomerados de sericita. A BIF verde é também um hornfelsito não tendo sido mapeada como tal para efeitos de prospecção.

METAMORFISMO

As rochas de Raposos foram afetadas por dois eventos de metamorfismo dínamo termal de baixo grau (xisto verde, zona da clorita) e por metamorfismo de contato na zona da granada.

As paragêneses típicas de metamorfismo de baixo grau identificadas foram:

- Quartzo + sericita + clorita + calcita/dolomita nas rochas pelíticas e vulcânicas de tendência félsica (X_1 , X_2 , X_s , Fx , CLx);
- Epidoto/clinozoicita + tremolita/actinolita + clorita + quartzo + calcita/dolomita nas rochas ígneas intermediárias a máficas (mán,

manx, Md;

- Clorita magnesiana+quartzo+carbonato magnesiano+talco nas ultramáficas (X₃).

A associação talco + magnesita com relictos de serpentina se dá pela reação:

$2 \text{ serpentina} + 3 \text{ CO}_2 = 1 \text{ talco} + 3 \text{ magnesita} + \text{H}_2\text{O}$ que segundo Winkler 1977 é típicas para o fácies xisto verde em baixas concentrações de CO₂.

A paragênese encontrada no BIX:

- Clorita magnesiana + biotita + quartzo + carbonato magnesiano é coerente com a zona da clorita pois segundo Winkler 1977 a biotita só caracteriza o grau médio quando em paragênese com a moscovita.

As paragêneses de metamorfismo termal encontradas foram:

- Quartzo + clorita + sericita + epidoto nos hornfelsitos indicando condições do fácies xisto verde e cumingtonita/grunerita + calcita + quartzo + ferro -actinolita na BIF.

Esta última paragênese se formou à partir de quartzo e carbonato por uma reação do tipo:

$14 \text{ ferrodolomita} + 16 \text{ quartzo} + 2 \text{ H}_2\text{O} = 1 \text{ tremolita} + 1 \text{ grunerita} + 14 \text{ calcita} + 14 \text{ CO}_2$ (Trendall 1983).

Esta associação é típica para temperaturas da zona da granada conforme Trendall 1983. O aparecimento de granada em alguns locais se deve a concentrações elevadas de CO₂.

GEOQUÍMICA

Nas figuras 02 e 03 a BIF e a LS comportam-se como sedimentos químicos e o X₁ como um pelito carbonático confirmando as observações petrográficas. O X₂ e o Fx, rochas a princípio ígneas, comportam-se como sedimentos carbonáticos o que é interpretado como uma vasta carbonatação. O X₃, BIX e Md na fig. 02 distribuem-se segundo o trend magmático entre diferenciados precoces e intermediários com pequena dispersão devido aos processos de alteração. Na fig. 03 eles bordejam o campo das rochas vulcanogênicas (baixa Si-tendência máfica) confirmando as observações acima. O X_S mostra indícios de contribuição argilo-arenosa e o CLx como também nos gráficos subsequentes tem comportamento bastante irregular.

A figura 04 mostra que o vulcanismo foi do tipo sub-alcalino. As figuras 05 e 06 mostram que o X_S é um riolito sub-alcalino e que o BIX e o Md tem composição de basalto sub-alcalino. Uma das amostras

de X_3 se comporta como basalto sub-alcálico e as outras como rochas extremamente pobres em álcalis, de tendência ultramáfica uma das quais silicificada. Nas figuras 07, 08 e 09 o X_3 se comporta como um komatiito peridotítico/piroxenítico e o BIX como um basalto komatiítico.

Nas figuras 10 a 18 são lançados os elementos traços juntamente com padrões extraídos de Levinson 1974. Em Raposos as rochas de modo geral mostram enriquecimento em Cr, Ni, Co, V, Pb e empobrecimento em Sr interpretado como uma tendência de homogeneização resultante da grande quantidade de soluções metamórficas, sendo o Cr, Ni, Co, V e Sr carregados das ultramáficas/máficas e o Pb das félsicas.

Considerando a remobilização destes elementos, as diferentes litologias aproximam-se bem dos padrões X_1 -folhelho, BIF e LS-cálcário, X_3 -ultramáfica, BIX, CLx e Md-basalto e X_5 -granito.

As rochas carbonatizadas, sericitizadas e silicificadas, X_2 e Fx, apresentam valores de Zr e Ti coerentes com os padrões de rochas félsicas e ultramáficas respectivamente. O Fx mostra em relação ao X_3 um acréscimo de Ca, K, Mn, Na, B, Ba, Sr e em menor proporção P e S com diminuição de Cr, Ni Co e em menor proporção Sc, Y e Ga. O X_2 em relação aos padrões apresenta enriquecimento de Mn, Mg, Fe, Ca, B, Pb, V, Cu, Co, Ni, Cr e diminuição de Si, Al, Sr e em menor proporção Y e Ga. O X_2 representa portanto uma rocha félsica enriquecida em elementos de rochas máficas/ultramáficas, e o Fx uma ultramáfica enriquecida em elementos de rochas félsicas, ou seja os processos de carbonatação, sericitização e silicificação tendem a uma homogeneização química.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Quatro eventos deformativos estão presentes sendo os dois primeiros caracterizados por dobras isoclinais anisópacas com uma xistosidade de transposição bem desenvolvida nos filitos e os dois últimos por dobras abertas, isópacas, normais a inclinadas com clivagem de fratura.

O primeiro evento é caracterizado por uma xistosidade paralela ao acamamento e pela eventual presença de padrões de interferência tipo 3 de Ramsay. O segundo evento é portanto coaxial ao primeiro com eixo S86E/28° e xistosidade N30E/27SE, produzindo as estruturas mais marcantes. O terceiro é sub-coaxial aos anteriores com eixo de atitude mais variável N85E/18° a S55E/24° e clivagem próximo a WE/55N. O eixo do quarto evento é sub-perpendicular S12W/28° gerando uma estrutura em monoclinal onde os eixos dos três primeiros eventos tendem a horizontalizar em profundidade.

Grandes zonas de cisalhamento do primeiro evento, paralelas a S_1 , estão bem representadas na BIF e imperceptíveis nos filitos indicando cisalhamento dúctil. O bandamento da BIF encontra-se destruído, preservado apenas em fragmentos alongados segundo o cisalhamento. No contato entre a sequência ultramáfica e a sequência de pelitos (X_1) com lapa seca ocorre um horizonte de BIF localmente milonitizado, representado por fragmentos de BIF, X_1 e CLx estirados segundo S_1 em matriz sericito carbonática caracterizando a zona de cavalgamento do primeiro evento. Cisalhamentos dúcteis do segundo evento são representados nos filitos por enxames de boudins de quartzo. Os cisalhamentos do terceiro e quarto eventos caracterizam uma tectônica mais rúptil com pequenos planos de cisalhamento associados a estruturas sigmoidais.

Os diques por se posicionarem nas zonas de cisalhamento do segundo evento, com xistosidade nos bordos, sem dobramentos do segundo evento afetados por metamorfismo regional e com metamorfismo de contato sobreposto ao regional foram interpretados como tardi-tectônicas ao segundo evento portanto posteriores à sedimentação do Sg. Minas.

CONCLUSÃO

O X_3 caracterizado como um peridotito/piroxenito de caráter komatiítico é geoquímica, estratigráfica e petrograficamente correlacionável aos komatiitos ultramáficos do Córrego dos Boiadeiros.

Trabalhos de superfície constataram a presença de X_3 associado a serpentinitos dentro da Formação Córrego dos Boiadeiros e que as rochas ultramáficas, basicamente X_3 , apresentam uma excelente continuidade física estendendo-se desde a Formação Córrego dos Boiadeiros até a região a SW de Nova Lima, passando a W da Mina do Faria.

Padilha 1984 descreve nas ultramáficas do Córrego dos Boiadeiros diversas feições semelhantes às encontradas em Raposos como texturas de cumulos, níveis de magnesita e paragênese tipo talco-antigorita-clorita magnésiana. O estudo de diversas lâminas da Formação Córrego dos Boiadeiros mostrou pseudomorfos de olivina por vezes tipo spinifex transformados em antigorita e talco envoltos por uma matriz de clorita magnésiana tal como nos cumulos de Raposos. Rochas petrograficamente iguais ao X_3 também ocorrem em meio às ultramáficas do Grupo Quebra Ossos.

Desta forma a Mina de Raposos é correlacionável à Unidade Inferior do Grupo Nova Lima com uma sequência ultramáfica basal e andesítica de topo. É interpretada como uma estrutura de cavalgamento ou nappe do primeiro evento e redobrada nos eventos posteriores. As principais

evidências de cavalgamento ou nappe são:

- Unidade Inferior (ultramáficas e andesitos) sobreposta concordantemente à Unidade Superior (pelitos e lapa seca) com contato milonitizado (fragmentos de BIF, X_1 e CLx).
- Grandes cisalhamentos paralelos ao acamamento identificados na BIF.
- Os dois horizontes de BIF mineralizados formam uma dobra extremamente apertada do primeiro evento (charneira na junção dos diques) ou são truncados no contato com o bloco autóctono.
- O bloco alóctone tem dimensões quilométricas (mapeamentos regionais) estando a vários quilômetros do local de origem (Unidade Inferior - Mina do Faria).

AGRADECIMENTOS

Aos geólogos Paschoal L. Caiafa Clemente, Mauri Lopes Ferreira e Antônio José de Amorim pelas sugestões e críticas, ao geólogo Paulo J. M. Barreto de Andrade pelo auxílio durante os trabalhos de campo, à Paulo C. P. Couto pelos desenhos, a Rozemeri Conceição da Silva pela datilografia e a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

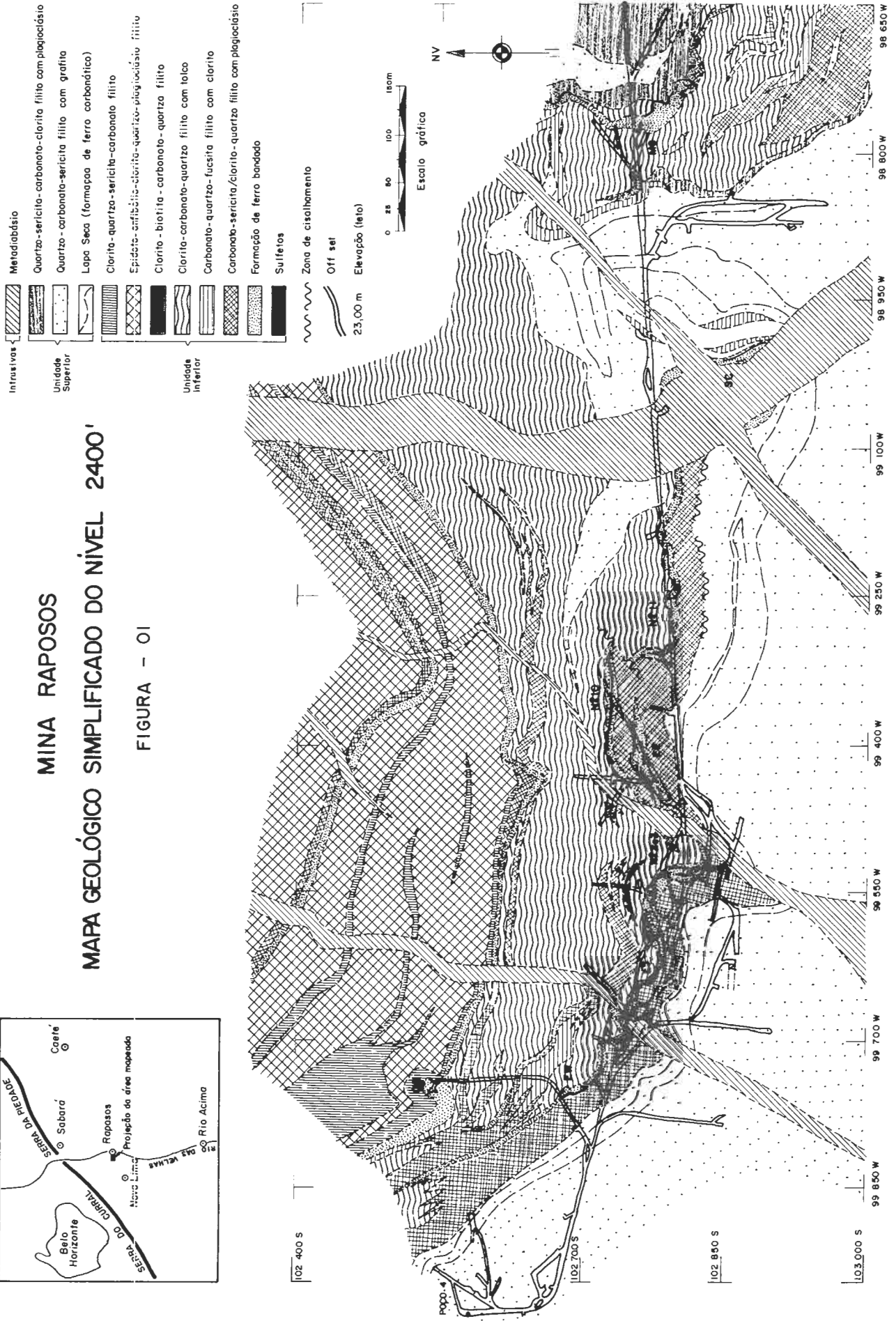
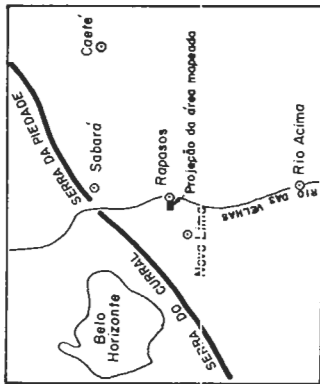
- CALLAGHAN, E. - 1958 - Outside Gold Exploration Program. Private Report to St. John D'el Rey Minig Company Ltd. Mineração Morro Velho S.A., Nova Lima, 14 p.
- DORR, J.V.N. II - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 641A, p A 1 - A 109.
- 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 Ontário/Canadá, Ph.D. Thesis, 272 p.
- LEVINSON, A. A. - 1974 - Introduction to exploration geochemistry. Applied Publ. Ltd., Calgary, Alberta Canadá. 612 p.
- MEL'NIK, Y. P. - 1982 - Precambrian banded iron-formation physicochemical conditions of formation. Developments in Precambrian Geology; 5, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 310 p.

- OLIVEIRA, G. A. I.; CLEMENTE, P. L. C.; VIAL, D. S. - 1983 - Excursão à Mina de Ouro de Morro Velho. Anais do II Simp. Geo. M.G., SBG, Bol. 3, Belo Horizonte, p 497 - 505.
- PADILHA, A. V. - 1984 - Formação Córrego dos Boiadeiros - uma sequência komatiítica na base do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas-Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais. Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro - V. VI, p 2668 - 2679.
- SCHORCHER, H. D. - 1979 - Evolução Geotectônica e Petrogenética do Embasamento Arqueno do Quadrilátero Ferrífero. Anais Acad. Bras. Ci., V 51, p 767 - 768 (Resumo).
- TOLBERT, G. E. - 1962 - Structure and ore deposits of the Raposos Mine, Minas Gerais, Brazil. Doctor thesis Harvard University Cambridge, Massachusetts, 137 p.
- TRENDALL, A. F.; MORRIS, R. C. - 1983 - Iron-formation facts and problems. Developments in Precambrian Geology; G, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 558 p.
- VIAL, D. S. - 1980 a - Geologia da Mina de Ouro de Raposos. Anais do XXXI Cong. Bras. Geol. SBG, V. 3 , Balneário do Camboriú, P. 1851-1866.
- VIAL, D. S. - 1980 b - Geologia da Mina de Ouro de Bicalho - Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., SBG, V. 3, Balneário do Camboriú, P. 1835-1850.
- VIEIRA, F. W. R. - 1985 - Geologia do distrito 900 Morro das Bicas-Mina de Raposos. Relatório interno da MMV, Nova Lima, 21 p.
- VIEIRA, F. W. R. - 1987 - Atualização e reinterpretação do mapeamento geológico do nível 2400-Mina de Raposos. Relatório interno da MMV., Nova Lima- 61 p.
- WINKLER, H. G. F. - 1977 Petrogênese das rochas metamórficas. Ed. Edgard Blucher, Porto Alegre, 275 p.

MINA RAPOSOS

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO NÍVEL 2400'

FIGURA - 01



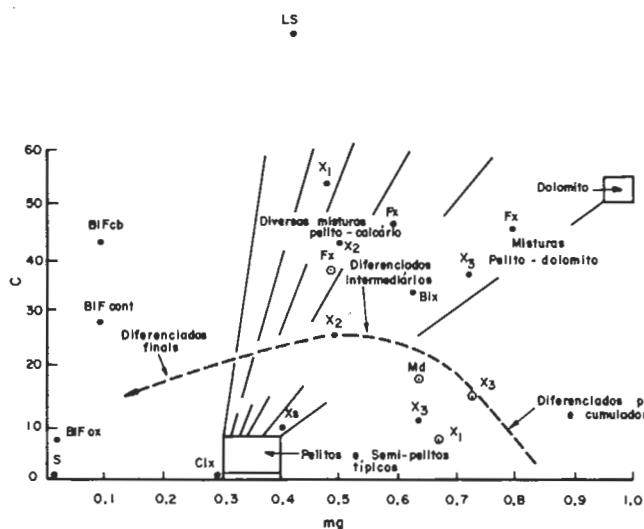


FIGURA - 02
 DIAGRAMA PARA VALORES DE NIGGLI. A CURVA TRACEJADA REPRESENTA A LINHA DE DIFERENCIAÇÃO, DOS DOLERITOS DO KARROO E AS LINHAS CHEIAS INDICAM DIVERSAS MISTURAS CALCÁREO-DOLOMITO COM PELITOS E SEMI-PELITOS A PARTIR DE LEAKE (1964) (IN VIEIRA 1987)
 ○ Análises feitas por Tolbert (1962)

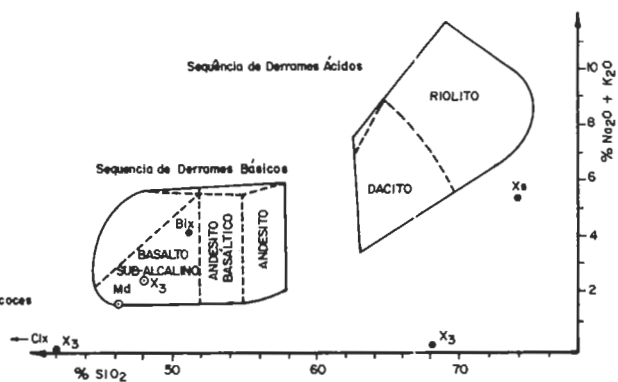


FIGURA - 05
 DIAGRAMA DE COX ET AL (1981) (IN VIEIRA 1987)

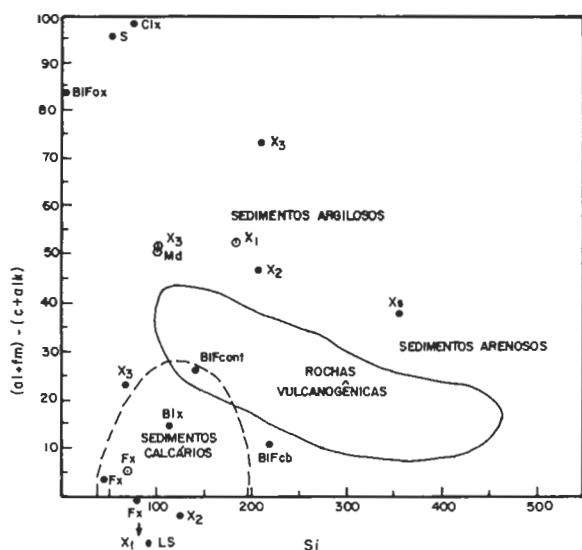


FIGURA - 03
 DIAGRAMA PARA VALORES DE NIGGLI COM DIVISÃO DE CAMPOS POR SIMONEN (1953) (IN VIEIRA 1987)

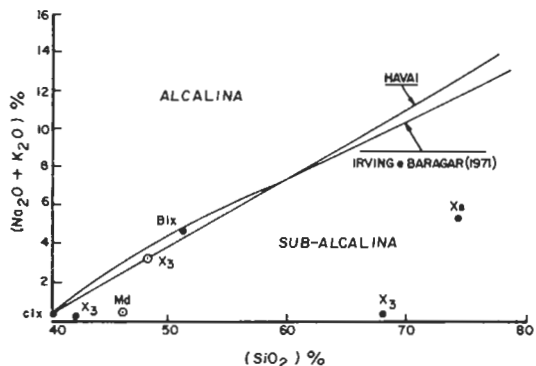


FIGURA - 04
 DIVISÃO DE ROCHAS ALCALINAS E SUB-ALCALINAS PELO CONTEÚDO DE ÁLCALIS (APUD MacDONALD E KATSURA, 1964 ; IRVING E BARAGAR, 1971) (IN VIEIRA 1987)

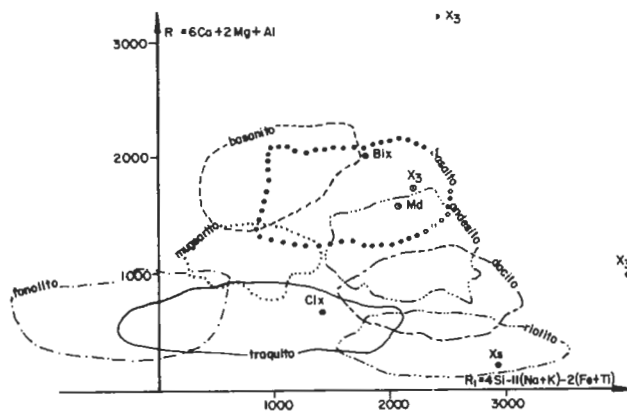


FIGURA - 06
 DIAGRAMA R1 R2 PARA OS PRINCIPAIS GRUPOS DE ROCHAS VULCÂNICAS SEGUNDO DE LA ROCHE (1980) (IN VIEIRA 1987)

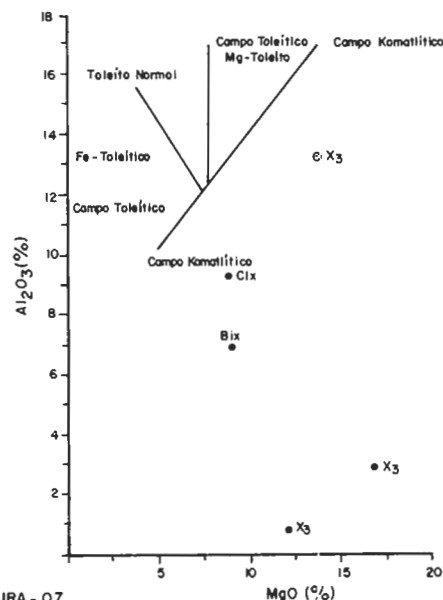


FIGURA - 07
 DIAGRAMA AL2O3 - MgO COM OS LIMITES DE CAMPOS POR VILJOEN ET AL (IN VIEIRA 1987)

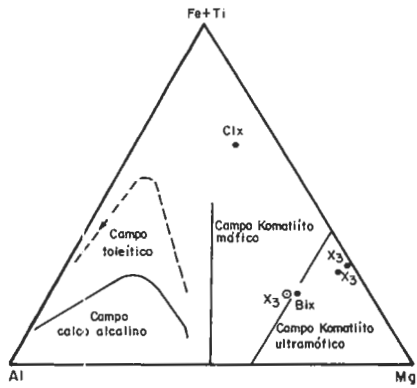


FIGURA - 08
DIAGRAMA ATOMICO Fe + Ti - Al - Mg, DE JENSEN (1976) (IN VIEIRA 1987)

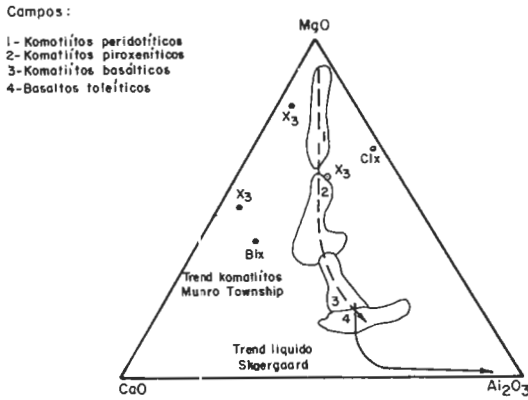


FIGURA - 09
DIAGRAMA MgO - CaO - Al₂O₃, COM CAMPOS DE ROCHAS KOMATIÍTICAS DE ARNDT, NALDRETT E PYKE (1977) E "TREND" DO LÍQUIDO DE SKAERGAARD (IN VIEIRA 1987)

LEGENDA PARA AS FIGURAS: 10 A 18

- SEGUNDO LEVINSON (1974)
- Folhelho
 - Ultramáficas
 - △ Basalto
 - ▲ Granodiorito
 - Calcáreo
 - Granito

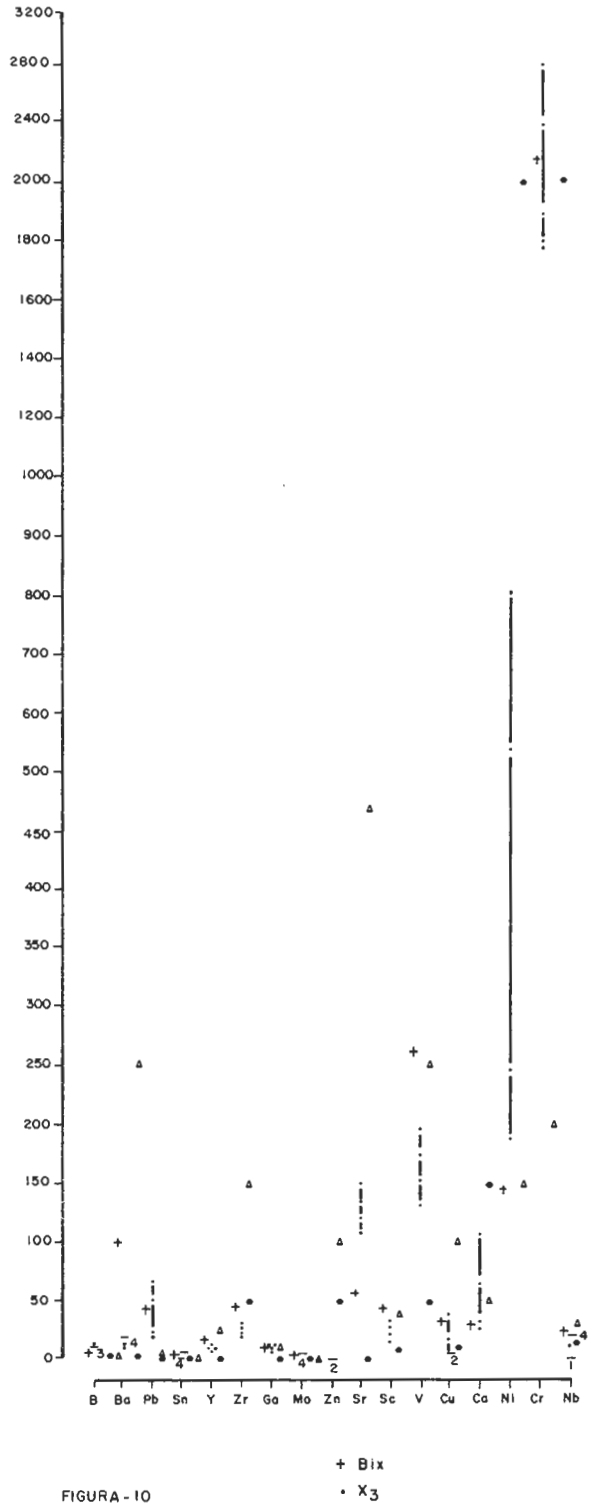


FIGURA - 10

3 Amostras abaixo do sensibilidade mínima do método

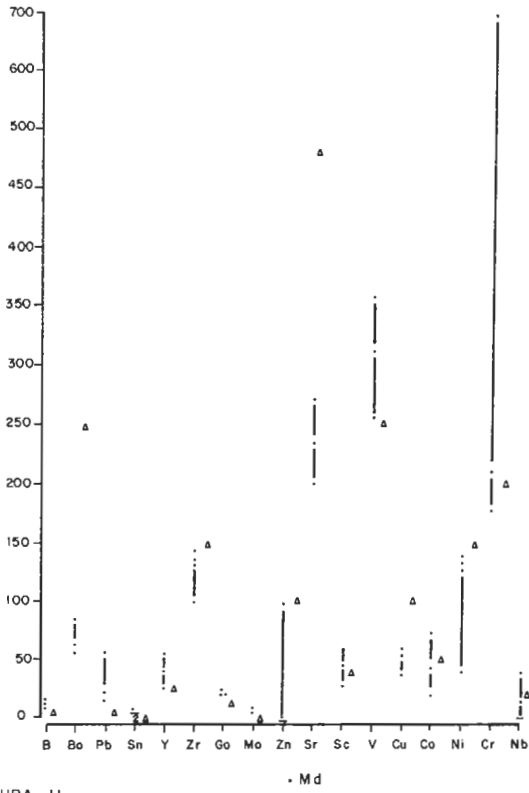


FIGURA - 11

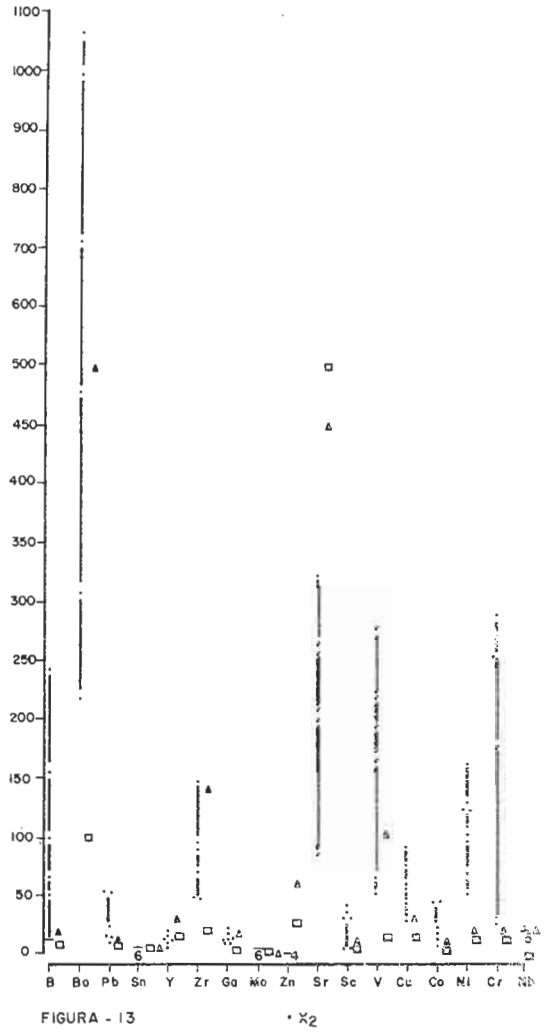


FIGURA - 13

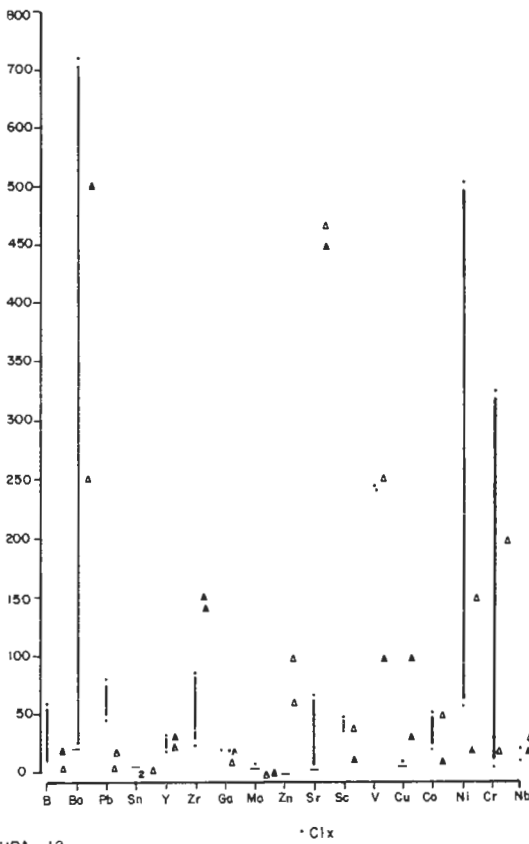


FIGURA - 12

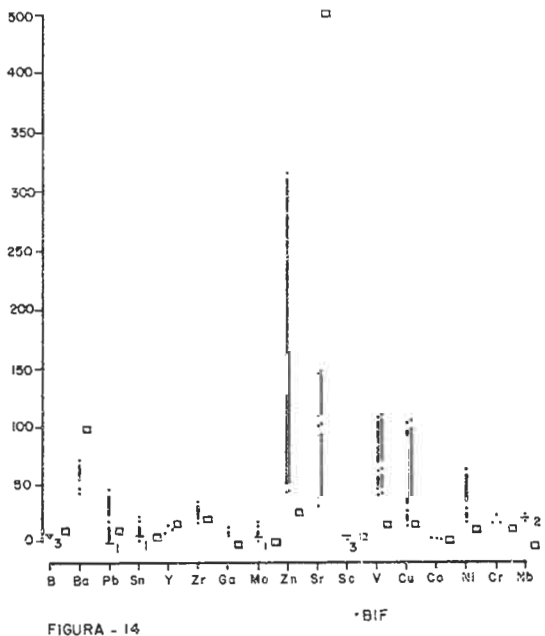


FIGURA - 14

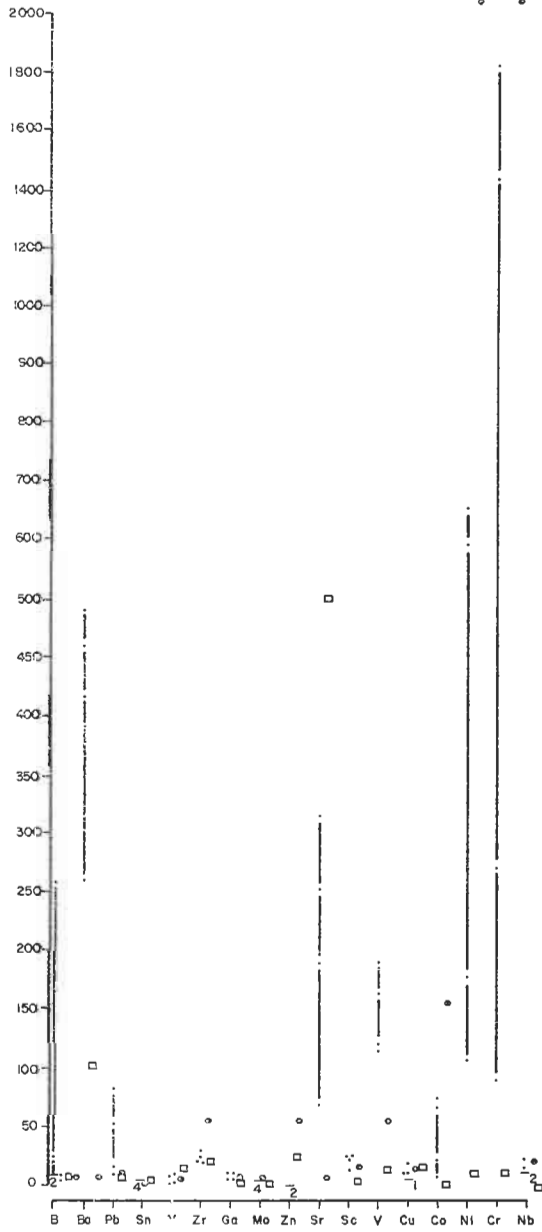


FIGURA - 15

• Fx

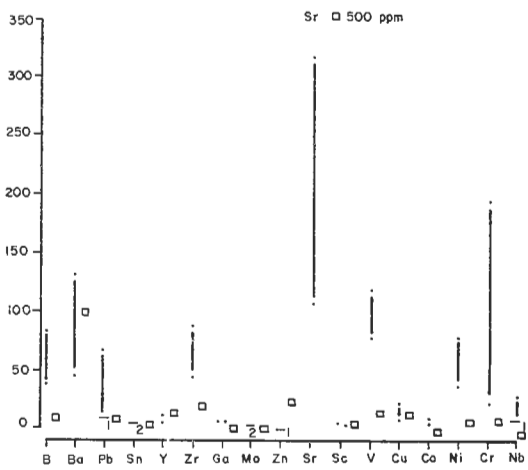


FIGURA - 16

• LS

Sr □ 500 ppm

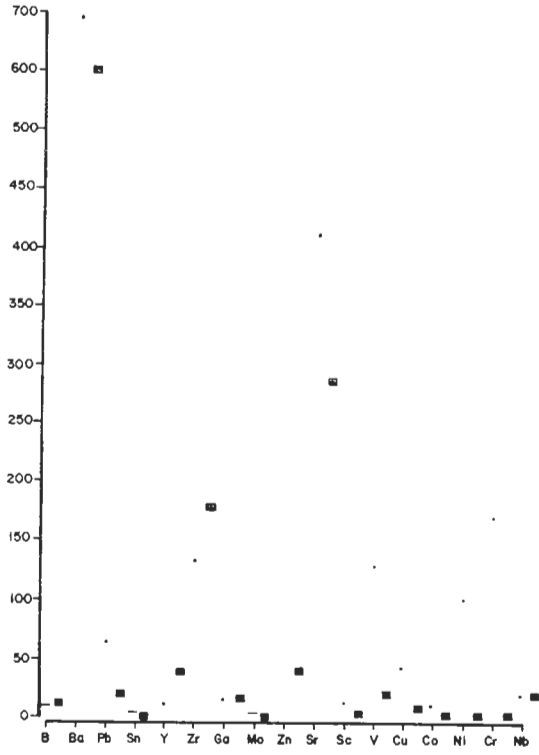


FIGURA - 17

• Xs

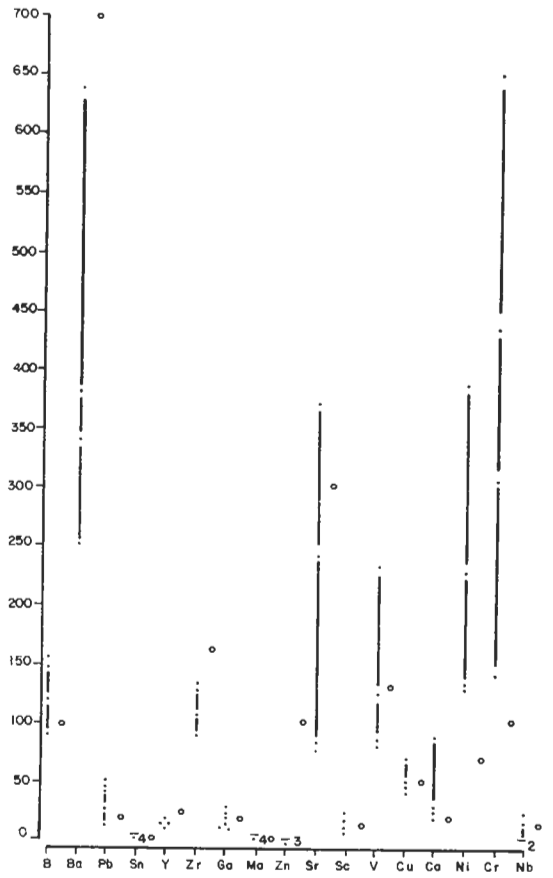


FIGURA - 18

• X1

GÊNESE DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA MINA DE RAPOSOS

Frederico Wallace Reis Vieira
Mineração Morro Velho S.A.

ABSTRACT

The Raposos Mine is situated near the city of the same name in the Quadrilátero Ferrífero. The gold is associated to stratiform sulphide orebodies with textures of replacement of epigenetic type in banded iron formation of carbonate and oxide facies. The ore is concentrated in shear, fracture and hinge zones and associated to alteration zones of carbonate, chlorite and sericite developed during the metamorphism.

INTRODUÇÃO

A Mina de Raposos está em operação desde 1910 quando foi adquirida pela St. John D'el Rey Mining Company Ltd. tendo atualmente 904 metros de profundidade. Tem como produto principal o ouro e como subproduto a prata. Está situada nos arredores da cidade de Raposos a 35 km de Belo Horizonte no Quadrilátero Ferrífero.

GEOLOGIA LOCAL

É correlacionável à Unidade Inferior de Oliveira et al. 1983 do Grupo Nova Lima cavalgada durante o primeiro evento deformativo sobre a Unidade Superior.

A Mina de Raposos é composta por uma sequência basal de vulcânicas ultramáficas de caráter komatiítico (X_3) correlacionáveis às ultramáficas da Formação Córrego dos Boiadeiros, com intercalações de

tufos riódacíticos (X_2) e BIF e uma sequência superior de andesitos (man e manx) com intercalações de BIF. Estas duas sequências compõem a Unidade Inferior que é sobreposta pela Unidade Superior composta por pelitos carbonáticos (X_1) e tufos riolíticos (X_3) (a nordeste). Este pacote foi cavalgado sobre a Unidade Superior (a sul), no local representada por pelitos carbonáticos (X_1) com intercalações de lapa seca (LS-formação de ferro carbonática).

A região foi afetada por pelo menos quatro eventos deformativos, os dois primeiros com dobras isoclinais anisópacas, xistosidade de transposição plano-axial e cisalhamentos dúcteis segundo a foliação. Os dois últimos com dobras abertas, isópacas, clivagem de fratura e cisalhamentos de tendência rúptil.

Os dois primeiros eventos foram acompanhados por metamorfismo dínamo-termal de baixo grau (fácies xisto verde-zona da clorita). Diques de diabásio intrudiram no final do segundo evento em zonas de cisalhamento no flanco das dobras D_2 produzindo metamorfismo de contato com temperaturas condizentes às de grau médio (zona da granada).

ZONAS DE ALTERAÇÃO

Processos de alteração do tipo carbonatação, silicificação, sericitização e cloritizações são comuns em Raposos, formando grandes corpos estratiformes, Fx carbonato-fucsita-quartzo filito com clorita, X_2 carbonato-sericita-quartzo filito, X_2 Cl carbonato-quartzo-clorita-sericita filito, manx clorita-quartzo-sericita-carbonato filito ou bordas dos diques de Md quartzo-clorita-carbonato-plagioclásio-sericita filito.

As zonas com larga cloritização (manx e bordas do Md) são as de menor alteração geralmente preservando a mineralogia e por vezes a textura primária. O X_2 Cl representa uma zona de alteração intermediária com larga carbonatação e cloritização que praticamente destroem as feições primárias. O X_2 e o Fx são as zonas de maior alteração com carbonatação, sericitização e vasta obliteração das feições primárias.

O zoneamento interno nas zonas de alteração pode ser detectado em diversos locais onde se tem uma zona de cloritização externa (X_2 Cl) e uma de sericitização interna (X_2). Processos similares foram descritos por Phillips 1986. Em alguns locais dentro do X_2 observa-se uma zona de Fx o que indica ser este um processo ainda mais acentuado de alteração. Uma discreta turmalinização e sulfetação é comum em todas as zonas de alteração.

Os processos de alteração são acompanhados por uma larga remobilização de elementos maiores e menores destacando-se o cromo visível pela presença de uma mica cromífera genericamente denominada de fucsita no Fx e ao redor dos boudins de quartzo nas zonas de cisalhamento do segundo evento.

A presença de zonas de alteração associadas aos cisalhamentos do segundo evento, discordantes do acamamento, a presença de carbonato, quartzo, sericita e clorita recristalizadas durante o metamorfismo e a presença de zonas de alteração nos diques indica que os processos de alteração são concomitantes ao metamorfismo.

O X_2 geralmente representa uma alteração de tufos riódacíticos e o Fx de vulcânicas ultramáficas entretanto eles podem se formar a partir de qualquer rocha. Tem sido identificado, por exemplo, X_2 formado a partir de andesitos (Mina do Faria), X_2 Cl transformando completamente estreitos diques de Md (Mina de Morro Velho), X_2 e X_2 Cl a partir de basaltos (Mina de Cuiabá).

A presença destas zonas de alteração ao redor dos corpos sulfetados, espessas na base e delgadas no topo, com teores de Au erráticos por volta de 04 g/t nas porções mais sulfetadas tem indicado uma associação entre os processos de alteração e a mineralização.

CORPOS SULFETADOS

As mineralizações auríferas na Mina de Raposos estão todas associadas a corpos sulfetados excetuando o corpo Ouro Preto em zona de quartzo.

Os corpos sulfetados são grosseiramente estratiformes, hospedados em BIF das fácies carbonato e óxido.

Vial 1980 sugere uma origem singenética vulcano-exalativa apoiada por Vieira 1985, entretanto as feições observadas em diversos corpos indicam que a mineralização é tipo epigenética. Uma origem epigenética foi proposta por Tolbert 1962 onde os sulfetos teriam se formado por soluções hidrotermais substituindo as bandas de siderita.

O minério em Raposos pode ser dividido em dois tipos resultantes de diferentes condicionamentos tectônicos. Um essencialmente pirrotítico associado a zonas de cisalhamento e o outro constituído por pirita e arsenopirita em zonas de fraturamento. Os sulfetos, em ambos os casos, se formam pela interação de enxofre, carregado em soluções silicosas, com os minerais de ferro (siderita e magnetita) da BIF. A formação de sulfeto a partir da magnetita só foi observada no caso do minério pirrotítico.

O primeiro tipo, minério pirrotítico, está associado principalmente a zonas de cisalhamento do primeiro evento, paralelas a S_0 , o que cria uma falsa impressão de sulfeto singenético. Ocorre subordinadamente em zonas de cisalhamento do segundo evento. A pirrotita apresenta frequentes inclusões de carbonato estando muitas vezes envolta por quartzo o que indica que ela consumiu a maior parte do carbonato da rocha. A pirrotita amolda-se aos fragmentos de BIF que se encontram dobrados, boudinados e com relictos do acamamento (leitos de siderita).

A ganga das porções sulfetadas é essencialmente carbonática sendo que a siderita primária (extremamente fina) predomina nas porções pobres em sulfeto e a calcita secundária (fina a média) predomina nas porções mais sulfetadas. A calcita, por vezes pigmentada por óxidos de ferro, forma bolsões monominerálicos sendo resultante do cálcio liberado da siderita durante a cristalização dos sulfetos. Considera-se que a siderita teria originalmente uma pequena quantidade de cálcio e magnésio. A clorita tem pleocroísmo acentuado estando em contato ou inclusa nos opacos o que indica que ela se formou por material segregado durante a formação de sulfetos.

Dentro do primeiro tipo ocorrem veios de quartzo concordantes ao cisalhamento indicando que o enxofre foi carregado por soluções quartzosas. Os sulfetos, principalmente a pirrotita, se formam também por substituição de fácies óxido onde a pirrotita se encontra envolvendo os grãos de magnetita. A própria paragênese pirrotita, pirita, magnetita já é um indicador epigenético pois estes três minerais se precipitam em condições de Eh e Ph bastante diferentes. A presença de bruscas mudanças laterais e verticais de fácies entre sulfetos e óxidos é também indicador epigenético.

O segundo tipo, minério a pirita e arsenopirita, apresenta as mais típicas feições epigenéticas. O sulfeto migra à partir de fraturas plano-axiais a D_2 substituindo as bandas de siderita, resultando assim em um sulfeto bandado. O conduto de ascensão dos fluidos (fraturas D_2) está preenchido por quartzo, por vezes sulfetos, caracterizando as soluções silicosas. As bandas substituídas por sulfetos são geralmente simétricas em relação às fraturas com dimensões que variam de centimétricas a métricas dependendo das dimensões do conduto de ascensão.

A pirita e a arsenopirita ocorrem em substituição a bandas constituídas essencialmente por siderita. O contato lateral entre a zona sulfetada e a banda carbonática é abrupto. A ganga na porção sulfetada é rica em quartzo indicando introdução de sílica, calcita segregada da siderita e alguma clorita. Nestas porções é comum o desenvolvimento de

quartzo lamelar perpendicular às bordas dos opacos, intercrescido com calcita crescendo em diferentes direções caracterizando portanto uma orla de pressão. O quartzo lamelar é um bom indicativo de sulfetos recristalizados ou epigenéticos. Os sulfetos, mesmo envoltos por quartzo lamelar apresentam diversas inclusões de carbonato o que confirma a sua formação à partir da siderita.

Nas zonas de metamorfismo de contato, próximas aos diques, onde as temperaturas foram condizentes com as da zona da granada ou biotita, portanto mais elevadas, o sulfeto é constituído basicamente por pirrotita, com menor proporção de calcopirita, arsenopirita e blenda. Os sulfetos apresentam inclusões de cumingtonita-grunerita indicando recristalização durante o metamorfismo de contato. Como seria de se esperar a pirita está ausente nas zonas de temperatura elevada dando lugar à pirrotita.

O ouro foi portanto solubilizado em complexos de enxofre tipo H Au (HS)₂ conforme modelo proposto por Phillips 1984. Estes complexos se desestabilizariam em contato com a siderita ou magnetita cristalizando os sulfetos e o ouro simultaneamente. O ferro da siderita se cristalizaria como sulfeto e o cálcio como calcita. Estes complexos ascenderiam juntamente com soluções silicosas relacionadas ao metamorfismo em zonas permeáveis como fraturas D₂ e cisalhamentos D₁ e D₂.

A diferença entre os dois tipos de minério é interpretada como resultante de diferentes condições tectônicas onde a pirrotita está associada a zonas de tensão e a pirita em zonas de alívio de tensão. Segundo Ramdohr 1980 a pirrotita é comum em zonas cataclasadas enquanto a pirita ocorre aparentemente livre de efeitos deformativos. Quando a concentração de ferro é muito alta (fácies óxido) dá-se também a cristalização preferencial de pirrotita que apresenta uma relação Fe/S maior do que a da pirita. Baseado em Ramdohr 1980 quando a relação Fe/S se encontra entre 1,00 a 0,90 cristaliza-se pirrotita e entre 0,90 e 0,75 o par pirrotita pirita.

Baseado no fato de que as fases fluídas tendem a migrar para as zonas de alívio de tensão, é de se supor que as soluções tardias mais ricas em enxofre e arsênio migrassem preferencialmente para as fraturas com alívio de tensão favorecendo a cristalização de pirita e arsenopirita.

A presença de sulfetos estirados segundo S₁ (minério tipo 1) indica que grande parte da mineralização está associada ao primeiro evento. Concentrações de sulfetos em charneiras D₂ e sulfetos barrados por fraturas D₂ indicam que o sulfeto foi largamente remobilizado durante o segundo evento.

Um sulfeto de aspecto singenético foi encontrado por sondagem em uma passagem de filito grafitoso sulfetado com teores de ouro abaixo de 01 g/t. O sulfeto é essencialmente uma pirita com ganga quartzosa em bandas alternadas com filito grafitoso. É semelhante à pirita de precipitação coloidal denominada por Ramdohr 1980 como "Melnikovite-pyrite" ou "Colloform pyrite" formada em depósitos sedimentares de baixa temperatura.

As principais características que sugerem origem coloidal são:

- Ocorre em agregados de grãos dispostos em bandas ou em estruturas circulares milimétricas (flóculos).
- Os grãos individuais são circulares ou irregulares e cimentados por pirita.
- Galena, blenda e calcopirita ocorrem no cimento.
- Os grãos tem cor amarela amarronzada enquanto o cimento apresenta a cor amarela típica da pirita.
- A pirita apresenta alto teor de arsênio.

Entretanto a larga predominância de grãos irregulares sobre os arredondados, com encaixe perfeito tipo "quebra-cabeça" e a ausência de estruturais radiais e circuncêntricas favorecem mais a uma hipótese de bandas de pirita fraturadas e preenchidas por uma pirita rica em arsênio (soluções semelhantes ao tipo 2). As formas arredondadas seriam resultantes da reação com as soluções percolantes.

MINERAIS METÁLICOS

Pirrotita: Está em grãos poligonizados com 180 micras em média, variando de 30 a 750 micras, formando agregados de formas irregulares. Ocorre em menor proporção em xenoblastos abaixo de 50 micras dispersos em meio ao carbonato. Está por vezes estirada segundo a xistosidade. No minério tipo 1 (pirrotítico) a pirrotita varia de 98 a 55% dos opacos com inclusões de carbonato e arsenopirita. No minério tipo 2 (pirita/arsenopirita) a pirrotita varia de 02 a 00% em xenoblastos menores do que 30 micras inclusos na pirita.

Pirita: Ocorre em grãos hipidioblásticos variando de 20 micras a 7,0 mm. Apresenta inclusões dos demais opacos e carbonato, o que indica que a pirita foi o último opaco a se cristalizar. No minério tipo 1 a pirita varia de 40 a 00% com granulação média de 400 micras. No minério tipo 2 varia de 75 a 60% com

granulação média de 750 micras. Os grãos tem formas bastante irregulares com grande número de inclusões.

- Arsenopirita:** É hipidioblástica variando de 05 micras a 2,0 mm. Está inclusa na pirita ou pirrotita com fraturas preenchidas por pirrotita o que indica ter sido o primeiro sulfeto a se cristalizar. No minério tipo 1 varia de 05 a 00% com granulação média de 50 micras. No minério tipo 2 varia de 40 a 23% com granulação média de 500 micras.
- Calcopirita:** No minério tipo 1 a calcopirita é xenoblástica com granulação entre 15 a 500 micras variando de 0,5 a 2,0% estando largamente associada à pirrotita. Nas zonas de metamorfismo de contato atinge até 15%. No minério tipo 2 está em xenoblastos com menos do que 30 micras inclusos na pirita. Varia de 00 a 0,5% o que confirma a maior afinidade com a pirrotita.
- Magnetita:** É o constituinte essencial de fácies óxido em grãos xenomórficos, por vezes octaédricos, com granulação média de 300 micras, podendo atingir até 1,0 mm. Ocorre em relictos envoltos por pirrotita no minério tipo 1.
- Acessórios:** São geralmente xenomórficos com granulação abaixo de 30 micras. Foram identificadas a hematita/ilmenita, blenda e galena associadas à ganga, pirrotita ou pirita.
- Ouro:** Está em grãos xenomórficos, inclusos ou na interfície dos minerais formando com a prata um electrum na razão aproximada de 6:1. No minério tipo 1, 53% do ouro está associado à pirrotita em grãos que variam de 03 a 90 micras prevalecendo o ouro na faixa de 40 micras. 44% está associado à ganga, variando de 1 a 60 micras predominando grãos abaixo de 10 micras. 03% está associado à pirita com aproximadamente 20 micras. No minério tipo 2, 95% do ouro está associado à pirita em grãos que variam de 03 a 65 micras predominando o ouro na faixa de 25 micras. 05% está associado à ganga em grãos que variam de 1 a 8 micras. Portanto o ouro de granulação mais fina está na ganga, o de granulação média na pirita e o grosseiro na pirrotita.

CONCLUSÃO

As mineralizações em Raposos apresentam texturas de substituição,

tipo epigenético, onde soluções silicosas ricas em enxofre, arsênio e ouro teriam percolado em armadilhas tectônicas (cisalhamentos, fraturas e charneiras) substituindo os minerais de ferro (siderita e magnetita) na BIF. As soluções mineralizadas estariam associadas aos processos de alteração tipo carbonatação, sericitização, silicificação e cloritização desenvolvidos durante os dois eventos tectono-metamórficos.

Duas hipóteses podem ser levantadas para a origem do Au, S e As, ou seja, eles teriam sido remobilizados das diversas litologias do Grupo Nova Lima ou a partir de sulfetos singenéticos na BIF. Embora não hajam evidências seguras, a segunda hipótese parece ser a mais provável. O intenso tectonismo, metamorfismo e processos de alteração que atingiram as rochas da região poderiam ter obliterado totalmente as feições primárias da mineralização. A abundância de rochas vulcânicas bem como a presença de tufos riódacíticos na base da BIF compõem um ambiente típico para mineralizações vulcano-exalativas. A possibilidade de processos de alteração de origem vulcânica também pode ser considerada sendo difícil com os recursos disponíveis separar processos de alteração vulcânicos dos metamórficos.

AGRADECIMENTOS

Aos geólogos Paschoal Luiz Caiafa Clemente, Mauri Lopes Ferreira, Antônio José de Amorim e Eduardo Jorge Machado Simões pela sugestões e críticas, a Paulo C. P. Couto pelos desenhos, a Rozemeri C. da Silva pela datilografia e a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- OLIVEIRA, G.A.I.; CLEMENTE, P.L.C.; VIAL, D.S.-1983 - Excursão à Mina de Ouro de Morro Velho. Anais do II Simp. Geol. M.G., SBG, Bol. 3, Belo Horizonte, p 497-505.
- PHILLIPS, G.N.-1986 - Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie. Economic Geology V. 81, p 779-808.
- PHILLIPS, G.N.; GROVES, D.I.-1984 - An epigenetic origin for archean banded iron formation-hosted gold deposits. Scientific Communications, Economic Geology, V.79, p 162-171.
- RAMDOHR, P.-1980 - The ore minerals and their intergrowths, 2nd. ed. in two volumes. International series in earth sciences, V. 35,

Berlin, 1207 p.

TOLBERT, G.E.-1962 - Structure and ore deposits of the Raposos Mine, Minas Gerais, Brazil. Doctorthesis Harvard University Cambridge, Massachusetts, 137 p.

VIAL, D.S.-1980 - Geologia da Mina de Ouro de Raposos. Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., SBG, V. 3, Balneário do Camboriú, p 1851-1866.

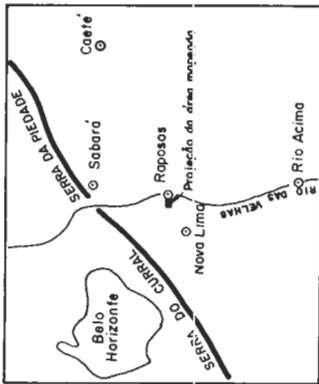
VIEIRA, F.W.R.-1985 - Geologia do Distrito 900 Morro das Bicas - Mina de Raposos. Relatório interno da MMV, Nova Lima, 21 p.

VIEIRA, F.W.R.-1987 - Atualização e Reinterpretação do Mapeamento Geológico do Nível 2400 - Mina de Raposos. Relatório interno da MMV, Nova Lima, 61 p.

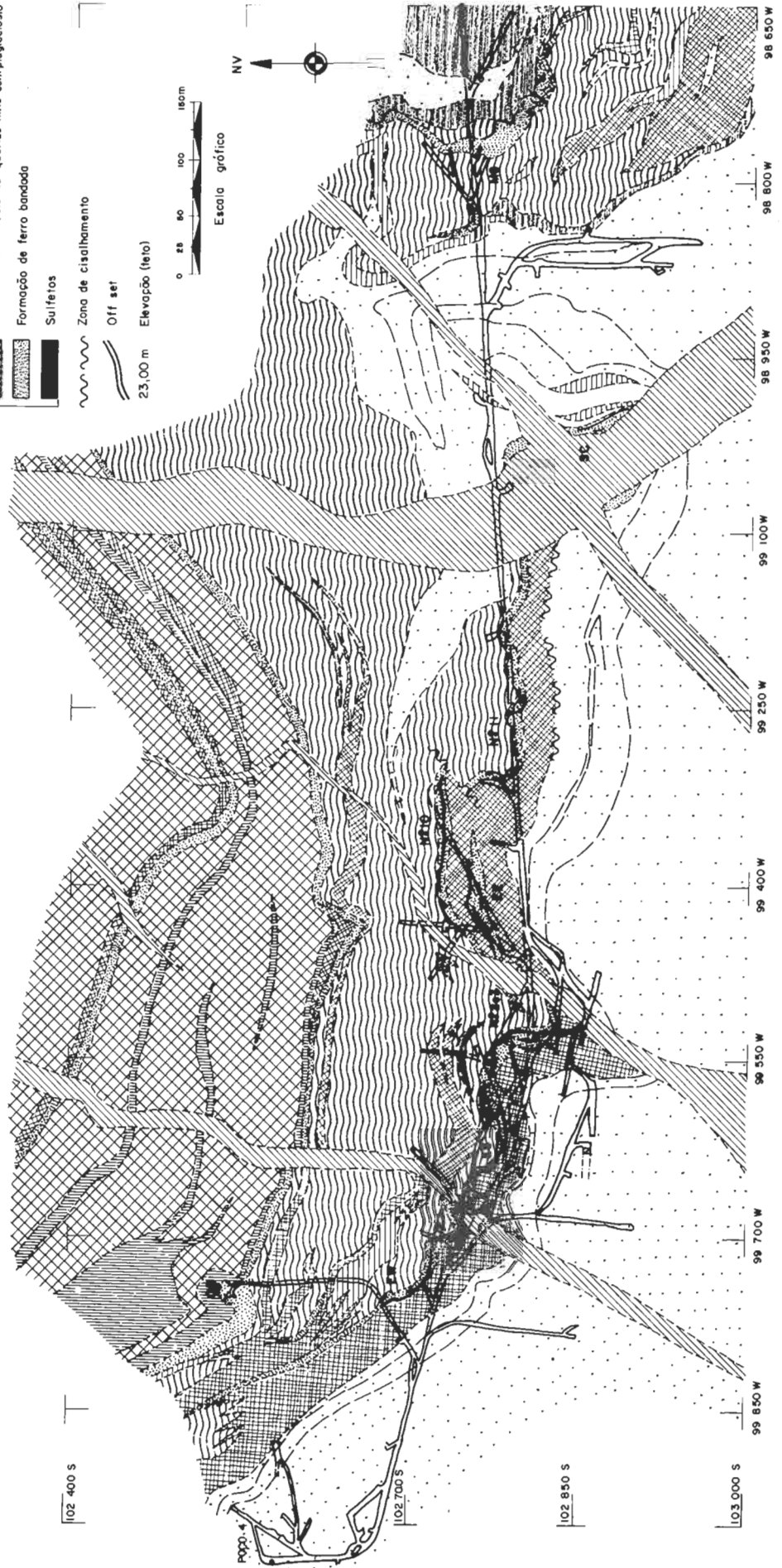
MINA RAPOSOS

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO NÍVEL 2400'

FIGURA - 01



- | | |
|------------------|--|
| Intrusivas | Metadiabásio |
| Unidade Superior | Quartzo-sericita-carbonato-clorita filito com plagioclásio |
| | Quartzo-carbonato-sericita filito com grafita |
| | Lapa Seca (formação de ferro carbonática) |
| Unidade Inferior | Clorita-quartzo-sericita-carbonato filito |
| | Epidoto-amfíbolio-clorita-quartzo-plagioclásio filito |
| | Clorita-biotita-carbonato-quartzo filito |
| | Clorita-carbonato-quartzo filito com taico |
| | Carbonato-quartzo-fuscito filito com clorita |
| | Carbonato-sericita/clorita-quartzo filito com plagioclásio |
| | Formação de ferro bandada |
| | Sulfetos |
| | Zona de cisalhamento |
| | Off set |
| | 23,00 m Elevação (leito) |



102 400 S
102 700 S
103 000 S
99 850 W
99 700 W
99 550 W
99 400 W
99 250 W
99 100 W
98 950 W
98 800 W
98 650 W

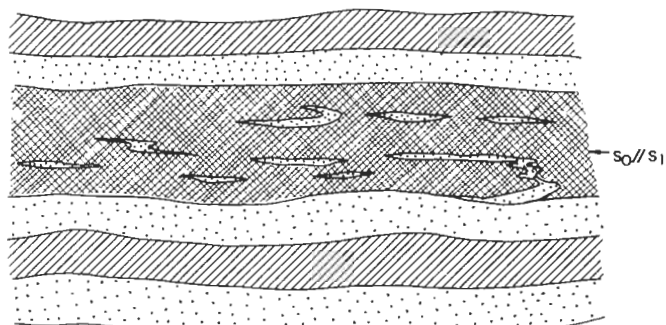


FIGURA - 02

SULFETO TIPO 1 - PIRROTITA EM ZONA DE CISALHAMENTO PARALELA AO ACAMAMENTO

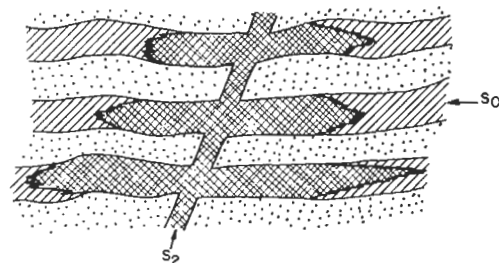


FIGURA - 03

SULFETO TIPO 2 - PIRITA E ARSENOPIRITA EM FRATURA SEGUNDO S_2

LEGENDA

	SULFETOS
	BANDAS DE CHERT
	BANDAS DE SIDERITA

TABELA 01 — CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA		
SIMBOLOGIA	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
Md	Metadiabásio	Diques de diabásio
Xs	Quartzo-sericita-carbonato-clorita filito com plagioclásio	Metatufos riolíticos
X ₁	Quartzo-carbonato-sericita filito com grafita	Metapelito carbonático
LS	Lapa Seca (formação de ferro carbonática)	Metasedimento químico
manx	Clorita-quartzo-sericita-carbonato filito	Metandesito cloritizado (xistoso)
man	Epidoto-anfibólio-clorita-quartzo-plagioclásio filito	Metandesito (maciço)
Bix	Clorita-biotita-carbonato-quartzo filito	Metabasalto komatiítico
X ₃	Clorita-carbonato-quartzo filito com talco	Metaultramáfica komatiítica
Fx	Carbonato-quartzo-fucsita filito com clorita	Rochas carbonatizadas e sericitizadas (geralmente transformação do X ₃)
X ₂	Carbonato-sericita/clorita-quartzo filito com plagioclásio	Rochas carbonatizadas, sericitizadas e cloritizadas (geralmente transformação de tufos riolíticos)
BIF	Formação de ferro bandada	Metasedimento químico
S	Sulfetos de ferro	Corpos de substituição

A LAPA SECA NA MINA DE MORRO VELHO: METAVULCANITOS ALTERADOS HIDROTERMALMENTE

Diógenes S. Vial, Mauricio G. Ferreira Jr. (Docegeo) e Pedro Gervásio Ferrari (Leme Engenharia)

ABSTRACT

The term Lapa Seca has been attributed to mappable units and different lithologies in the Nova Lima District, fueling the controversy regarding its character and origin.

The Lapa Seca is in fact an informal unit mappable in detailed scale in the Morro Velho Mine. It includes 3 subunits: micaceous Lapa Seca (LSmi); carbonate rich Lapa Seca (LScA), and quartzose Lapa Seca (LSqz). Each one of these units comprises one or more lithologies.

Petrographic evidence, field relationships and reinterpretation of previously published oxygen isotope data indicate that the Lapa Seca includes a suite of volcanic and volcanoclastic rocks, metamorphosed and hydrothermally altered.

INTRODUÇÃO

O estudo da sequência litológica que hospeda as mineralizações auríferas do Distrito de Nova Lima (porção NW do Quadrilátero Ferrífero) têm sido objeto de investigação por diferentes autores (e.g., Graton & Bjorge, 1929; Gair, 1962; Guimarães, 1965; Torres, 1975; Ladeira, 1980). Esses trabalhos variaram em escopo e metodologia, de tal forma que a base de dados presentemente disponível é marcadamente heterogênea dando margem à interpretações conflitantes.

Dentro deste contexto, a caracterização e origem da Lapa Seca permanecem como temas controvertidos. Essas questões tem relevância não só acadêmica, mas também econômica, uma vez que corpos de minério associados à Lapa Seca produziram cerca de 300 t de ouro.

Este trabalho apresenta uma descrição dos tipos litológicos considerados como Lapa Seca na Mina de Morro Velho, e discute a sua origem, baseado em evidências coletadas durante mapeamento geológico detalhado e estudos petrográficos das Minas de Morro Velho, Bicalho e Bela Fama, e reinterpretação dos dados de isótopos de oxigênio publicados por Ladeira (1980).

GEOLOGIA REGIONAL

O Quadrilátero Ferrífero é constituído por rochas Arqueanas (Super Grupo Rio das Velhas) e Proterozóicas (Super Grupos Minas e Espinhaço) segundo Dorr (1969).

O Super Grupo Rio das Velhas, hospedeiro da maior parte dos depósitos auríferos da região, compreende duas unidades, o Grupo Nova Lima mais antigo, ao qual pertencem as rochas do Distrito de Nova Lima e o Grupo Maquiné .

O Grupo Nova Lima é definido por rochas metavulcânicas e metassedimentares detríticas e químicas metamorfisadas no fácies xisto verde. Ladeira (1980) propôs a divisão do Grupo Nova Lima em três unidades:

- uma Unidade Metavulcânica, incluindo peridotitos komatiíticos, rochas máficas e félsicas;
- uma Unidade Metassedimentar Química, que incluiria a Lapa Seca;
- uma Unidade Clástica constituída por rochas metassedimentares detríticas impuras.

Oliveira et al. (1983) dividiram o Grupo Nova Lima, na área de Nova Lima-Rio Acima, em três unidades:

- Unidade Inferior, constituída por rochas metavulcânicas de composição intermediária a básica, com intercalações de formação ferrífera e filitos grafitosos;
- Unidade Média, composta por rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas ácidas, filitos grafitosos e raras formações ferríferas;
- Unidade Superior constituída por metassedimentos pelíticos com intercalações de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas ácidas e quartzo-anquerita xistos (**Lapa Seca**).

Esta última proposta é compatível com o quadro litoestratigráfico sugerido por Belo de Oliveira (1986) para a região de Caeté e é adotada neste trabalho.

GEOLOGIA LOCAL

De acordo com Ladeira (1980), a associação litológica típica da Mina de Morro Velho compreende um metassedimento químico (Lapa Seca), sobreposto a metabasaltos toleíticos espilitizados intercalados com metatufos xistosos máficos e félsicos, e sotoposto a metatufos xistosos intermediários a félsicos. Vial, in Oliveira et al. (1983), caracterizou o mesmo conjunto como metassedimentos químicos (Lapa Seca) associados à rochas metavulcanoclásticas intermediárias a ácidas, intercalados em metassedimentos pelíticos e rochas metatufáceas de composição riolítica (figuras 1 e 2).

LAPA SECA

Graton e Bjorge (1929) definiram a Lapa Seca como uma rocha carbonática resultante da transformação metassomática de um dique de diabásio. Ladeira (1980) concluiu que a mesma constitui um metassedimento químico. Vial (1980) definiu três fácies de Lapa Seca; Lapa Seca carbonática quartzo micácea laminada (LSca), Lapa Seca micácea (LSmi) e Lapa Seca quartzosa (LSqz), concluindo que a Lapa Seca é o resultado de processos vulcano-sedimentares. Oliveira et al. (1983) descreveram os mesmos três tipos de Lapa Seca postulando origens diferentes; a LSca seria um metassedimento químico carbonático, a LSqz um metachert e a LSmi uma rocha metavulcanoclástica ácida a intermediária.

A noção comum que se pode extrair destes trabalhos é que, considerando apenas a porção rica em carbonato (LSca), a Lapa Seca exhibe uma distribuição restrita e descontínua. Entretanto, quando englobamos as porções quartzosas (LSqz) e micáceas (LSmi), caracteriza-se um domínio cartografável. Cumpre destacar que há uma marcante interdigitação entre os três tipos de Lapa Seca.

Um outro aspecto saliente, é o tratamento da Lapa Seca ora como um tipo litológico bem definido, ora como uma unidade informal cartografável na escala dos trabalhos de mineração. O uso indiscriminado do termo impede o perfeito entendimento dos resultados daquelas investigações. No âmbito deste trabalho, o termo Lapa Seca refere-se à uma unidade cartografável em escala de detalhe na Mina de Morro Velho. O mesmo

termo, quando acompanhado por complemento (e.g., Lapa Seca micácea), designa sub-unidades constituídas por um ou mais tipos litológicos.

O presente trabalho mantém a designação das subunidades proposta por Vial (1980), Lapa Seca micácea, Lapa Seca carbonática, Lapa Seca quartzosa, mas sugere modificações substanciais quanto ao significado das mesmas.

LAPA SECA MICÁCEA (LSmi)

A LSmi é constituída predominantemente por quatro tipos litológicos assim caracterizados:

- Quartzo-clorita-sericita-carbonato filito verde escuro (clx)

Os constituintes essenciais são quartzo, clorita, biotita, sericita e carbonato. Subordinadamente ocorrem plagioclásio, epidoto e cloritóide. Os minerais acessórios são turmalina, zircão e opacos. Destacam-se as presenças de filmes grafitosos e sulfetos.

A textura é granolepidoblástica. A rocha é caracterizada por bandas alternantes quartzo-carbonáticas-micáceas, quartzo-micáceas e micáceas.

As bandas micáceas são formadas por clorita, sericita e biotita parda. Turmalina em cristais idioblásticos e microcristais de epidoto são frequentes, associados à porções ricas em clorita. O quartzo nos leitos micáceos é de granulação fina. Ocorrem ainda nestas bandas porfiroblastos de cloritóide intensamente pigmentados por grafita.

As porções quartzo-carbonáticas são de granulação fina. O carbonato está frequentemente orientado segundo a foliação da rocha, ocorrendo tanto em cristais isolados quanto em agregados policristalinos. O quartzo é de granulação muito fina a média. Os de granulação média ocorrem em agregados policristalinos grosseiros, de neoformação, associados ao carbonato.

O plagioclásio ocorre em todas as bandas em duas variedades. Uma de composição albita, neoformada, idioblástica e límpida. A outra, de composição andesina/oligoclásio, encontra-se parcial a totalmente alterada em carbonato, sericita, clorita; alguns

grãos evidenciam sua natureza vulcânica por apresentarem seções rômbricas.

Os sulfetos têm formas próprias e irregulares e associam-se às faixas quartzo-carbonáticas. Cristais subédricos de pirita, de natureza porfiroblástica, ocorrem bastante estirados e por vezes exibem sombras de pressão assimétricas.

- Quartzo-clorita-carbonato-sericita-biotita-plagioclásio filito cinza amarronzado (Bix)

É constituído essencialmente por quartzo, clorita, carbonato, sericita, biotita e, subordinadamente, plagioclásio. Os acessórios são opacos, turmalina e zircão .

A textura é granolepidoblástica. A rocha é caracterizada por bandas quartzo-carbonáticas alternadas com filmes ou lentes micáceas. O quartzo e o carbonato podem constituir vênulas de granulação grosseira. A clorita predomina sobre a biotita. A sericita ocorre em proporções variadas. O quartzo da matriz é de granulação fina. O carbonato e a sericita são derivados do plagioclásio (oligoclásio-andesina), os quais podem constituir fenocristais preservados. Salienta-se a neoformação de albita associada às vênulas quartzo-carbonáticas. Aos leitos micáceos associam-se opacos em microcristais e turmalina idioblástica. Os opacos são sulfetos, grafita e hematita.

- Sericita-quartzo-carbonato-clorita-plagioclásio filito cinza claro a esverdeado (ma)

Esta rocha é constituída essencialmente por sericita, quartzo e carbonato. Subordinadamente ocorrem clorita e plagioclásio. Os acessórios são zircão, turmalina e opacos. Macroscopicamente destaca-se a abundância de sulfetos muito finos disseminados pela rocha.

A textura é granolepidoblástica de granulação fina. Salientam-se os fenocristais de quartzo e plagioclásio vulcânicos em matriz quartzo-carbonática (Fig.3, A e B). O quartzo ocorre com granulação fina, formando uma matriz quartzosa tipo mosaico e em grandes cristais que exibem bordos com saliências e reentrâncias, com terminações agudas ou curvas, e por vezes bipiramidais, típicos de quartzos vulcânicos (Fig. 3A, 4A).

Localmente o quartzo ocorre em agregados policristalinos de dimensões maiores que os demais constituintes, apresentando feições características de recristalização dinâmica, gerando domínios que se assemelham texturalmente a metacherts. Os cristais de plagioclásio (oligoclásio-andesina) mostram-se alterados em carbonato, sericita e clorita (Fig. 3B). A sericita e a clorita estão perfeitamente orientadas, quer em palhetas isoladas, quer em bandas puramente micáceas. O zircão é idiomórfico e a turmalina idioblástica, formada quando da sericitização e carbonatização. O carbonato é xenoblástico, de granulação fina e disperso na matriz.

• Quartzo-clorita-sericita-carbonato xisto (mt)

A rocha tem aspecto maciço e cor cinza amarronzada. É composta essencialmente por quartzo, clorita, sericita, carbonato, plagioclásio e subordinadamente por grenalita, biotita, opacos e fragmentos de rocha.

A textura é granolepidoblástica de granulação fina, com orientação imposta sobre uma textura originalmente fragmental. A rocha é caracterizada por fragmentos de plagioclásio e quartzo vulcânico numa matriz de quartzo, carbonato, sericita, clorita, biotita e localmente grenalita. Os fragmentos de quartzo vulcânico exibem formas típicas com bordos corroídos. O plagioclásio (oligoclásio) vulcânico encontra-se alterado em carbonato e sericita. Ocorre também plagioclásio albitico associado ao quartzo neoformado com bordos suturados. O material micáceo e o carbonato encontram-se orientados. A sericita predomina sobre a clorita. Localmente, o plagioclásio foi totalmente sericitizado resultando em uma rocha micácea com fenocristais de quartzo. Ocorrem fragmentos de rocha vulcânica que exibem sarrafos de plagioclásio numa matriz quartzo-carbonática. Destaca-se a abundância de microcristais granulares de grenalita formando vênulas e lentes orientadas segundo a foliação. Sulfetos são infrequentes, de granulação fina a média com formas próprias.

LAPA SECA QUARTZOSA (LSqz)

A Lapa Seca quartzosa macroscopicamente é uma rocha maciça e de coloração cinza. Sua textura é granoblástica e contém predominantemente quartzo com carbonato subordinado. São comuns intercalações delgadas de clorita e sericita. O quartzo constitui a matriz que contém carbonato aprisionado ou intergranular. Geralmente os cristais de quartzo estão fortemente engrenados entre si, com contatos suturados, evidenciando recristalização sintectônica.

LAPA SECA CARBONÁTICA (LScA)

Macroscopicamente é uma rocha compacta, às vezes bandada. Apresenta cores cinza, cinza clara e cinza amarronzada. Tem sido caracterizada por diversos autores como um quartzo-ankerita xisto (e.g., Gair, 1962). Podemos distinguir dois tipos de LScA, um de coloração cinza e o outro amarronzada, refletindo variações composicionais, interdigitados gradacionalmente.

A LScA é constituída essencialmente por carbonato, quartzo e oligoclásio. Sericita e clorita ocorrem subordinadamente. Como acessórios encontram-se turmalina, rutilo, apatita, zircão, pirita, epidoto, leucoxênio, grafita, ilmenita, magnetita e estilpnomelana. Os carbonatos são dolomita, siderita e anquerita. Calcita é rara.

A mineralogia da LScA cinza é qualitativamente idêntica à da LScA amarronzada, diferindo apenas quantitativamente. Na LScA cinza, os principais minerais em ordem decrescente são: carbonatos >> quartzo > plagioclásio, enquanto que na LScA amarronzada plagioclásio > quartzo ≈ carbonato. Ressalta-se nesta, a presença de porfiroclastos de oligoclásio. A carbonatização extrema dos plagioclásios gera domínios essencialmente quartzo-carbonáticos. Os cristais maiores de carbonato, quartzo e plagioclásio sediam-se em matriz de granulação muito fina a microcristalina de composição idêntica.

As feições exibidas pela LScA amarronzada evidenciam uma variedade meta-vulcânica de composição intermediária. A semelhança entre as matrizes e a perfeita gradação entre as duas variedades de Lapa Seca carbonática sugerem uma origem vulcânica comum para ambas.

ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO

Estudos de isótopos estáveis de oxigênio em depósitos minerais proporcionam informações importantes acerca do processo mineralizante. A metodologia analítica é delicada e tediosa e, assim como na maioria dos métodos geoquímicos, um mesmo conjunto de dados pode fornecer interpretações diversas.

Em recente contribuição, Ohmoto (1986) salienta que "é importante reconhecer que o conhecimento dos princípios que governam variações isotópicas na natureza é ainda limitado, mas aumenta continuamente. Interpretações que pareciam razoáveis em um dado momento são agora passíveis de revisão de acordo com os novos conhecimentos acerca dos mecanismos de fracionamento isotópico".

Dentro desta ótica, o presente trabalho oferece uma reanálise do trabalho pioneiro de Ladeira (1980) acerca da sistemática de isótopos de oxigênio das mineralizações auríferas do distrito de Nova Lima.

GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO

Antes que se sejam comentários ou interpretações alternativas acerca dos dados, é necessário que se estabeleçam algumas premissas:

- a assinatura isotópica de rochas metamórficas é regulada essencialmente por 3 fatores:
 - a composição do protolito premetamórfico;
 - a composição de fluidos entrando (infiltração, e.g. hidratação e carbonatização) ou deixando o sistema (volatilização, e.g. desidratação e decarbonação);
 - a temperatura reinante durante essas reações.
- a assinatura isotópica de minerais em rochas metamórficas depende não só dos fatores acima, mas também de reações de troca isotópica entre as fases mineralógicas presentes.

Em depósitos minerais hidrotermais, as principais informações que podem ser obtidas a partir do estudo de isótopos de oxigênio são a temperatura de formação do depósito e a natureza do fluido envolvido no processo (e.g. marinho, meteórico, metamórfico, ígneo). Essas informações são normalmente derivadas a partir da determinação da composição isotópica de pelo menos dois minerais, supostamente em equilíbrio isotópico, para os quais hajam curvas experimentais de calibração do fracionamento (i.e. diferença) mineral-mineral em função da temperatura. Uma vez obtida a temperatura, deriva-se facilmente a

composição isotópica do fluido a partir de curvas de calibração do fracionamento mineral-H₂O X temperatura (vide revisão recente em Valley et al., 1986).

SISTEMÁTICA ISOTÓPICA DAS ROCHAS DO DISTRITO DE NOVA LIMA

Os dados de Ladeira (1980) estão sintetizados nas Tabelas 1 e 2. A característica mais saliente desses dados, já observadas por aquele autor, são:

- o intervalo relativamente restrito (15.96 a 17.36 %) definido pelas razões isotópicas de quartzo, independente de tipo litológico;
- as razões isotópicas elevadas em rocha total de amostras de xistos, tendo em vista sua provável filiação ígnea.

Estas feições foram interpretadas pelo mesmo autor, respectivamente, como:

- sendo o quartzo em ambos a Lapa Seca e xistos autigênicos, formados sob condições similares e posteriormente empobrecidos em ¹⁸O durante espilitização do pacote vulcano-sedimentar;
- resultado de enriquecimento em ¹⁸O resultante dos efeitos, combinados ou não, de espilitização e reação com fluidos geotermiais enriquecidos em ¹⁸O.

Estas interpretações implicam em que a assinatura isotópica das rochas associadas à mineralização no distrito de Nova Lima teria sido adquirida ainda nos estágios iniciais de sua evolução, durante o processo de alteração hidrotermal submarino (ciclo inalativo-exalativo). As mesmas interpretações emprestam consistência à hipótese veiculada por Ladeira (1980), segundo a qual, a Lapa Seca seria um metassedimento químico enriquecido em ouro de origem exalativa.

As conclusões de Ladeira, embora plausíveis, podem ser questionadas. A análise de um único mineral de uma assembléia polifásica não permite interpretações inequívocas a respeito da natureza do processo hidrotermal.

O intervalo de possíveis temperaturas de formação das rochas, nas quais o quartzo foi analisado, estão plotados na Figura 5 e relacionadas na Tabela 2. As temperaturas foram calculadas usando a curva de calibração do equilíbrio quartzo-H₂O de Clayton et al. (1972). As diferentes

simbologias representam temperaturas assumindo-se equilíbrio com fluidos de diferentes razões isotópicas e sob condições de razão fluido/rocha $\gg 1$, comuns em sistemas hidrotermais (Fyfe et al., 1978).

Assumindo-se a precipitação de quartzo autigênico em equilíbrio com a água do mar ($\delta^{18}\text{O} = 0\%$), de acordo com a proposta de Ladeira (1980), as temperaturas isotópicas oscilam entre 135 e 150°C. Essas temperaturas são comparáveis àquelas obtidas por métodos análogos em cherts retrabalhados ocorrendo em outros terrenos arqueanos (Knauth e Lowe, 1978). Entretanto, recentes estudos a respeito da sistemática isotópica de cherts antigos e recentes indicam que reequilíbrio isotópico durante aquecimento progressivo "apaga" a assinatura isotópica original e que os mesmos tendem a registrar temperaturas tardi-diagenéticas ou metamórficas (Ferreira e Talman, 1984; Gregory e Criss, 1986). Esta hipótese também não explica a concordância entre os valores obtidos para o quartzo da Lapa Seca, xistos e veios tardios. Esses últimos, de acordo com Ladeira (1980), estão encaixados de forma discordante interceptando ao menos duas foliações.

Temperaturas isotópicas variando de 528 a 680°C são obtidas assumindo-se equilíbrio com fluidos com composição isotópica de 15%. Essas temperaturas são incompatíveis com as assembléias características do fácies xisto verde, encontradas em rochas da porção oeste do Quadrilátero Ferrífero, e podem ser prontamente descartadas.

Temperaturas de formação entre 198 e 350°C podem ser estimadas assumindo-se equilíbrio com fluidos metamórficos ou ígneos (5 a 10%) e correspondem à área achuriada da Figura 5. O equilíbrio do quartzo com tais fluidos é compatível com a faixa de estabilidade das assembléias mineralógicas presentes e explica a concordância dos valores isotópicos do quartzo na Lapa Seca, xistos e veios de quartzo.

A análise dos pares quartzo-hematita (Tabela 3), realizada por Hoefs et al. (1982) em amostras de formação ferrífera do Grupo Minas próximas à Nova Lima, demonstra não só que reequilíbrio isotópico ocorre em rochas supracrustais metamorfizadas, mas também indica composição de fluidos predominantemente entre 5 e 10% e temperaturas dentro do intervalo 235 a 395°C.

A sistemática isotópica "per se" não discrimina se a mineralização e alteração hidrotermal em Nova Lima ocorreram em decorrência de processos singenéticos ou epigenéticos, pré ou sinmetamórficos. No entanto, as mesmas evidências, se combinadas com parâmetros texturais e

mineralógicas descritas nesse trabalho, favorecem uma origem sin-metamórfica para a Lapa Seca e a mineralização.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

A discriminação entre fatores locais e regionais relevantes para o condicionamento de mineralizações auríferas em terrenos metamórficos é frequentemente difícil. Em especial a diferenciação entre assembléias mineralógicas relacionadas ao metamorfismo regional e alteração hidrotermal é custosa, uma vez que as mesmas normalmente incluem as espécies mineralógicas idênticas (Ferreira & Fyfe, 1986). A observação de feições preservadas capazes de indicar de forma inequívoca a afiliação de uma dada litologia é quase que fortuita. No entanto, a contínua compilação, apreciação crítica e reavaliação de dados permite uma melhor compreensão dos processos geológicos que operaram em dada área. Evidências petrográficas e relações de campo necessariamente devem alicerçar a elucidação da origem e significado da Lapa Seca.

A presença de fenocristais de quartzo e plagioclásio sódico na LSMi indicam uma afiliação vulcânica félsica (vide Vernon 1986). A abundância de plagioclásio, os altos teores de Fe, Mg (evidenciados pelo elevado conteúdo de dolomita, siderita e anquerita) a ausência de fenocristais de quartzo indicam uma tendência mais máfica para a LScA. A LSqZ tem distribuição restrita e suas relações geométricas (discordantes a sub-concordantes) com os outros tipos de Lapa Seca sugerem uma origem hidrotermal, sob a forma de veios quartzo-carbonáticos recristalizados, ou como resultado da alteração extrema (silicificação e carbonatização) da LSMi e LScA.

A LSMi está confinada à base da Lapa Seca enquanto que a LScA ocorre principalmente junto ao topo (vide Fig. 1). Esta distribuição sugere que as variações mineralógicas foram ao menos parcialmente herdadas das litologias originais. Por outro lado, a semelhança das matrizes, independente de litologia, indica a operação de um único processo de alteração metassomática mediado por uma fase fluida.

Apesar do detalhamento microestrutural fugir ao escopo deste trabalho, deve-se ressaltar que as modificações texturais associadas à deformação mais evidente em lâmina, promoveram a diminuição da granulometria da rocha resultando por vezes em domínios quartzo-carbonáticos de grão muito fino que se assemelham a sedimentos químicos.

Petrograficamente, observa-se a presença de saussuritização, cloritização, sericitização, carbonatização, silicificação, turmalinização e sulfetação, gerando fases e assembléias mineralógicas relacionadas a, no mínimo, três processos distintos:

- processos vulcânicos;
- processos tectono-metamórficos;
- processos hidrotermais.

Embora estes não estejam adequadamente caracterizados e suas relações de idade perfeitamente discriminadas, é importante salientar que as evidências compiladas não suportam as interpretações previamente sugeridas acerca da origem da Lapa Seca.

Em síntese, evidências petrográficas, relações de campo e a sistemática de isótopos de oxigênio combinadas sugerem que a Lapa Seca na Mina de Morro Velho é uma unidade informal cartografável em escala de detalhe, constituída por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição variável, metamorfisadas e alteradas hidrotermalmente.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho sintetiza o teor das numerosas discussões travadas entre os autores e o Prof. Eduardo Ladeira acerca da geologia e metalogenia do ouro no Quadrilátero Ferrífero, e sem dúvida responde ao estímulo gerado por este eminente cientista.

As frequentes trocas de idéias com os colegas da Mineração Morro Velho e Docegeco contribuíram para o aprimoramento dos conceitos aqui sumarizados. Extendemos os nossos agradecimentos a: geóloga Maria Beatriz H. Vieira pelo apoio petrográfico; I. Vilela, pela produção gráfica e Nelma pela datilografia.

BIBLIOGRAFIA

BELO DE OLIVEIRA, O.A. - 1986 - As falhas de empurrão e suas implicações na estratigrafia e metalogenia do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Anais XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia (no prelo).

CLAYTON, R.N., O'NEIL, J.R. & MAYEDA, T.K. - 1972 - Oxygen isotope fractionation between quartz and water. Journal of Geophysical Research, 77, 3057-3067.

DORR II, J.V.N. - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. USGS Prof. Paper 641-A.

FERREIRA JR., M.G.F., & FYFE, W. S. - 1986 - Relative age of gold mineralization in Archaean terrains: the case for Hemlo. In: A. M. Chater, (ed.) Gold'86 Poster Paper Abstracts, 42.

FERREIRA JR., M.G.F., & TALMAN, S. - 1984 - $\delta^{18}\text{O}$ variations in deep-sea cherts: a reevaluation of data from DSDP Site 167. GAC-MAC Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, 9, 61.

FYFE, W.S., PRICE, N.J., & THOMPSON, A.B. - 1982 - Fluids in the Earth's crust. Elsevier, Amsterdam, 383p.

GAIR, J.E. - 1958 - Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. USGS Prof. Paper 341-A.

GRATON, L.C., & BJORGE, G.N. - 1929 - Report on the geology of the Morro Velho Mine and the Espirito Santo, Raposos and Morro das Bicas prospects. Rel. Int. St. John Del Rey Mining Company Ltd.

GREGORY, R.T., & CRISS, R.E. - 1986 - Isotopic exchange in open and closed systems. Reviews in Mineralogy, 16, 91-128.

GUIMARÃES, D. - 1970 - Arqueogênese do ouro na região central de Minas Gerais, DNPM-DFPM Boletim 133.

HOEFS, J., MULLER, G., & SCHUSTER, A.K. - 1982 - Polymetamorphic relations in iron ores from the Iron Quadrangle, Brazil: the correlation of oxygen isotope variations with deformation history. Contr. Mineral. Petrol. 79, 241-251.

KNAUTH, L.P., & LOWE, D.R. - 1978 - Oxygen isotope geochemistry of cherts from the Onverwacht group (3.4 billion years), Transvaal, South Africa, with implications for the secular variations in the isotopic compositions of cherts. Earth Plan. Sci. Letters, 41, 209-222.

LADEIRA, E.A. - 1980 - Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. Ph.D. Thesis, Univ. of Western Ontario, London, Ontario, Canada.

OHMOTO, H. - 1986 - Stable isotope geochemistry of ore deposits. Reviews in Mineralogy 16, 491-560.

OLIVEIRA, G.A.I., CAIAFA, P.L., & VIAL, D.S. - 1983 - Excursão a Mina de Ouro de Morro Velho, SBG - Nucleo MG Bol. 3.

TORRES, A. - 1975 - Geologia da Mina de Ouro de Bela Fama, Nova Lima, Minas Gerais. Tese de Mestrado Inst. Geoc. UFRJ.

VALLEY, J.W., TAYLOR Jr., H.P., & O'NEIL, J.R. (eds.) - 1985 - Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in Mineralogy 16, 570 pp.

VERNON, R.H. - 1986 - Evaluation of the "quartz-eye" hypothesis. Econ. Geol. 81, 1520 - 1527.

VIAL, D.S. - 1980 - Geologia da Mina de Ouro do Bicalho. Anais do XXXI Congresso Bras. de Geol., vol.3, 1835-1850.

FIG. 2: SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA DA MINA DE MORRO VELHO
(SEGUNDO VIAL, EM OLIVEIRA ET ALII, 1983)

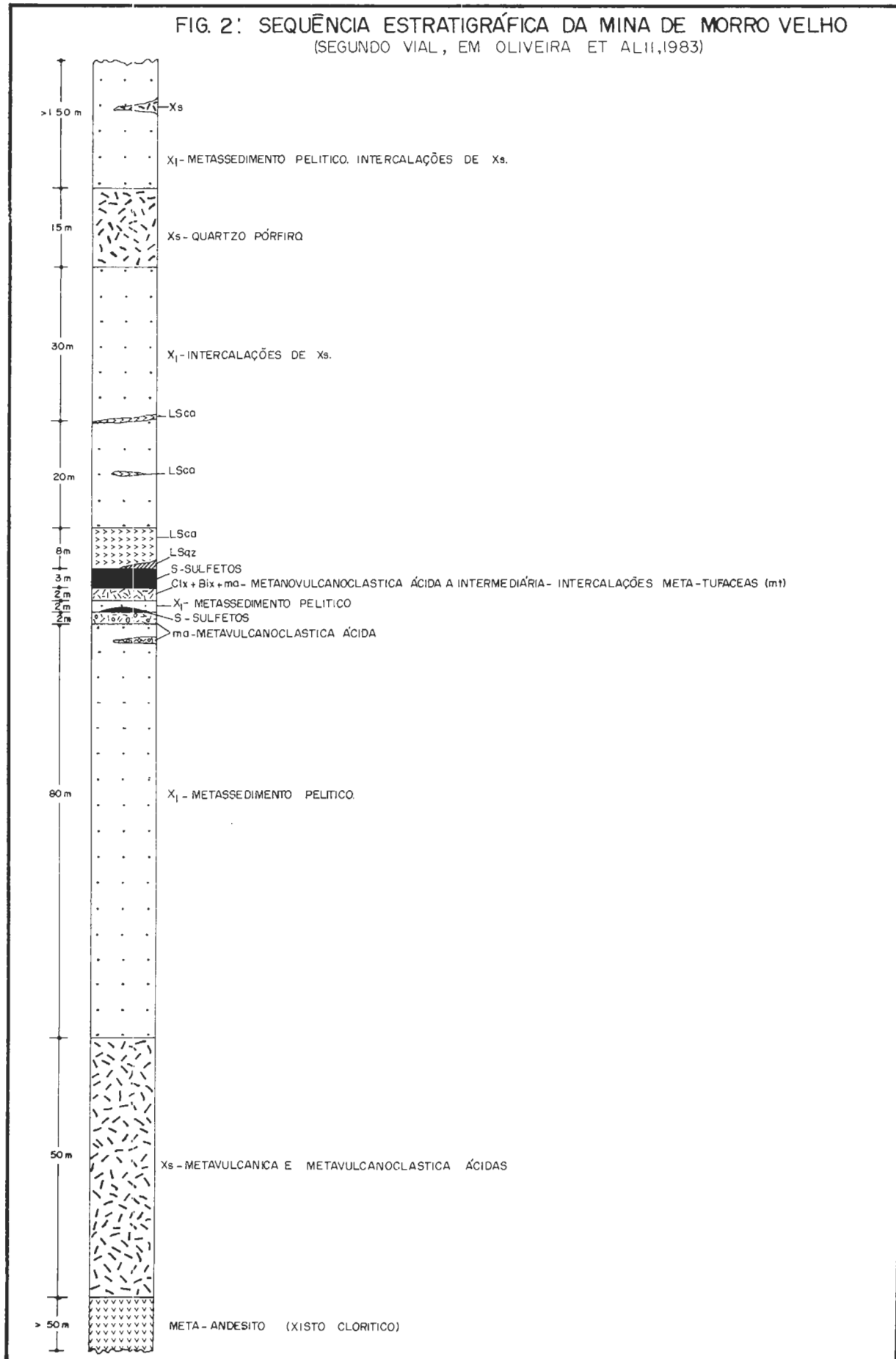
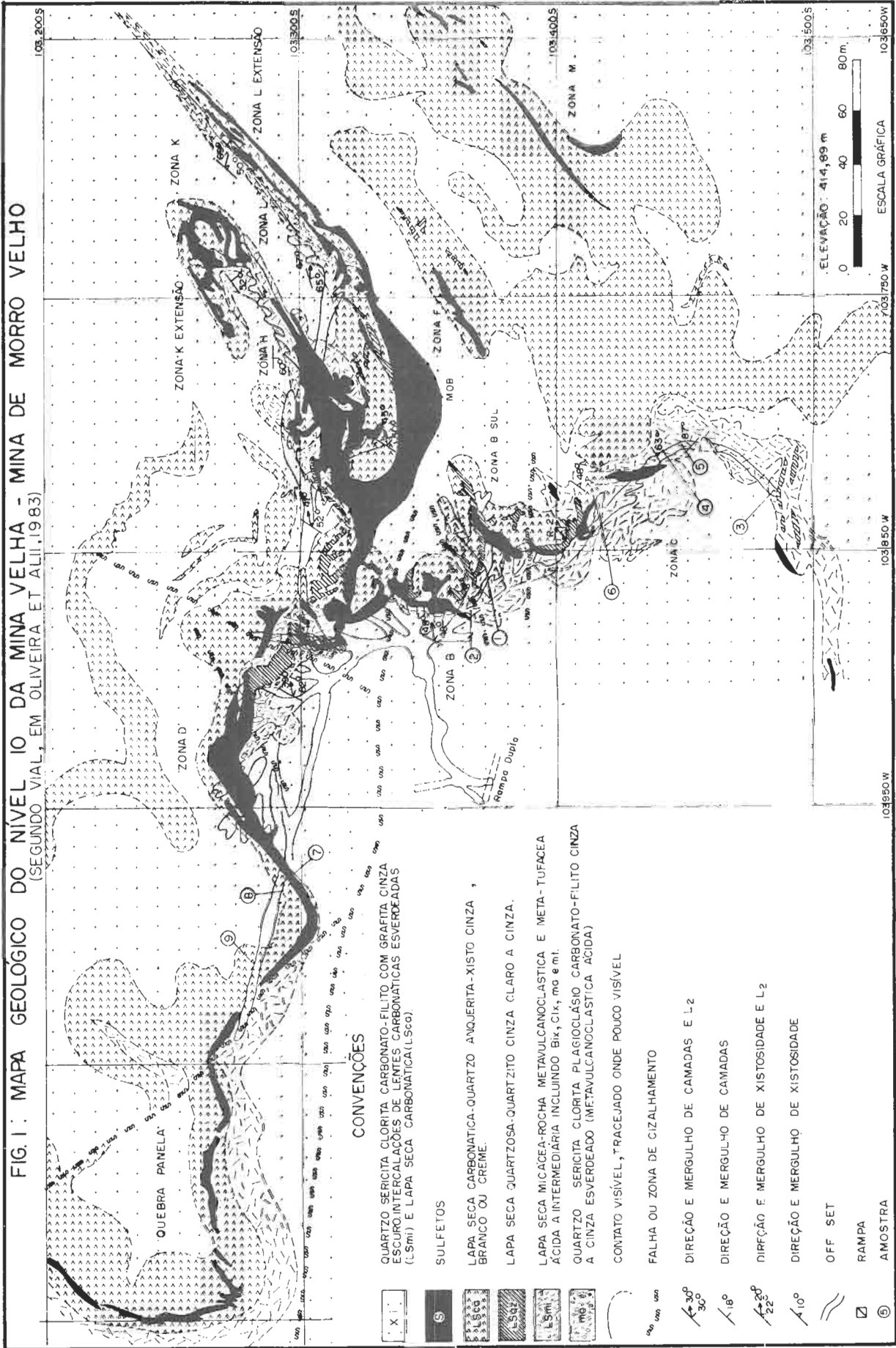


FIG. 1: MAPA GEOLÓGICO DO NÍVEL IO DA MINA VELHA - MINA DE MORRO VELHO (SEGUNDO VIAL, EM OLIVEIRA ET ALII, 1983)



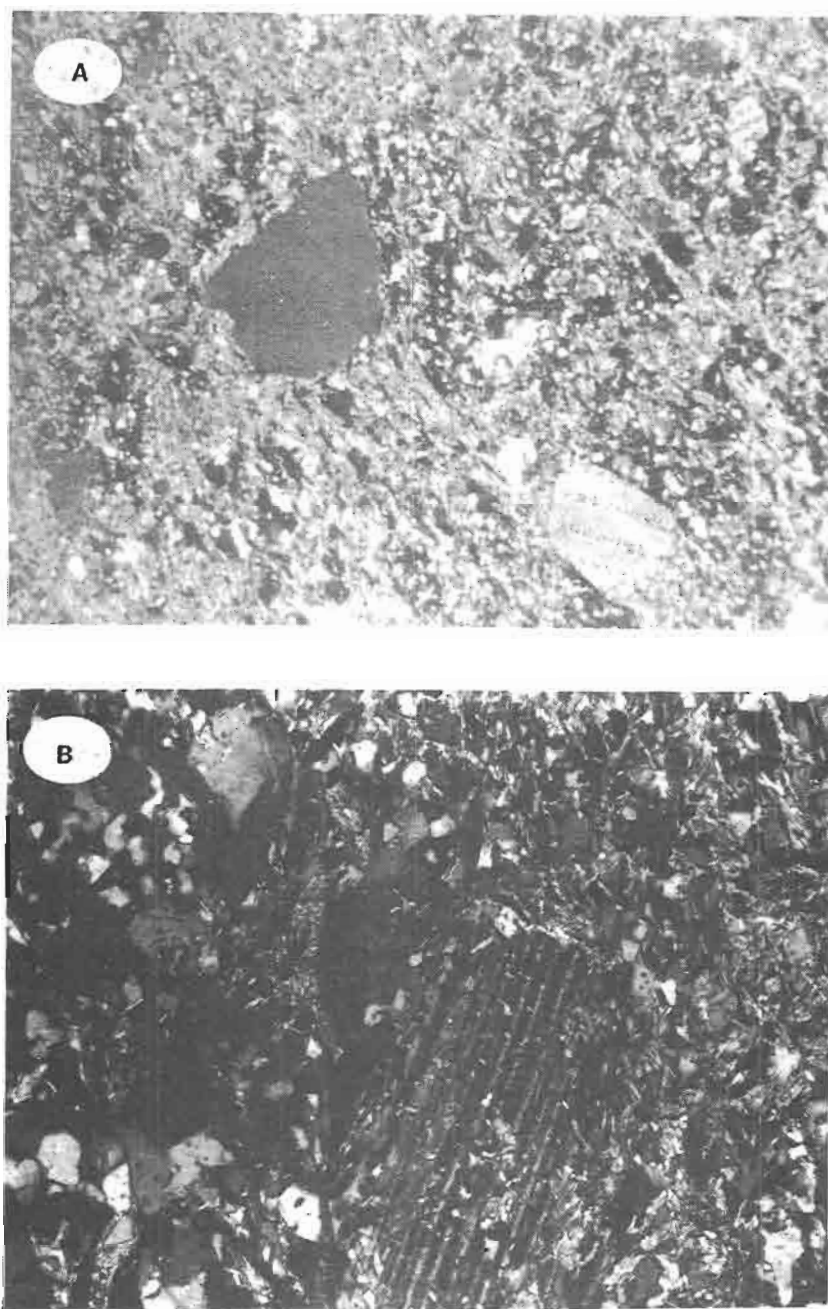


Figura 3. A) Amostra 02, pol. X. Lapa Seca micácea (LSmi). Fenocristais de quartzo vulcânico preservados, envolvidos pela matriz quartzo-micácea. Base da foto = 0.3 mm.

B) Amostra 02, pol. X. Lapa Seca micácea (LSmi). Porfiroclasto de oligoclásio com alteração incipiente a sericita, clorita e carbonato. Base da foto = 0.8 mm.

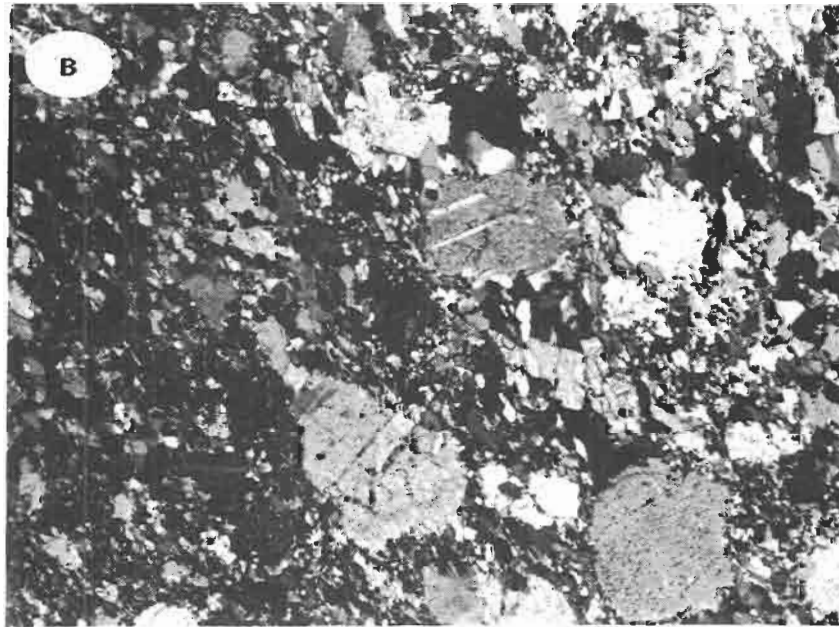
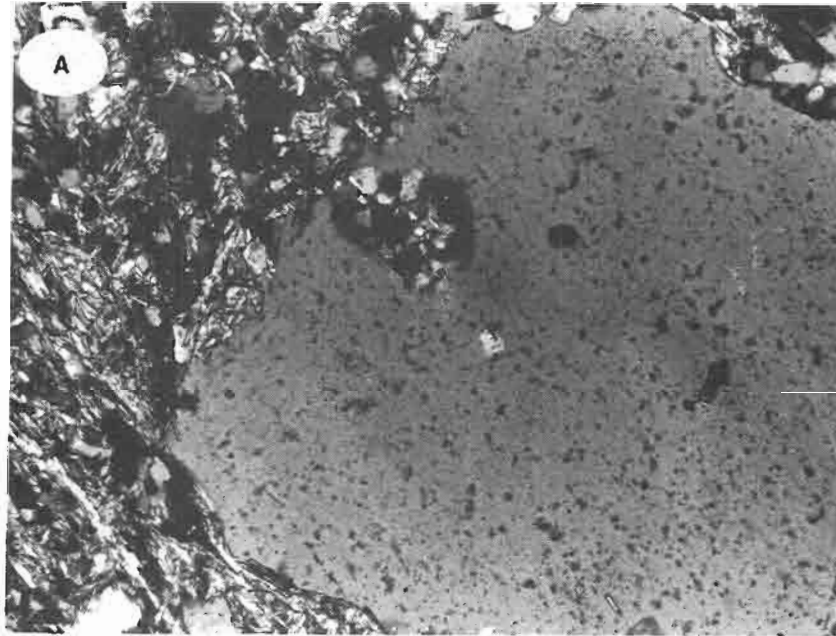


Figura 4. A) Amostra 01, pol. X. Lapa Seca micácea (LSmi). Fenocristal de quartzo com embaiamento preenchido por material idêntico a matriz. Base da foto = 0.3 mm.

B) Amostra 06, pol. X. Lapa Seca carbonática amarronzada, (LSca). Porfiroclastos ocelares de oligoclásio sericitizado e carbonatizado em matriz quartzo-sericítica-carbonática. Base da foto = 0.8 mm.

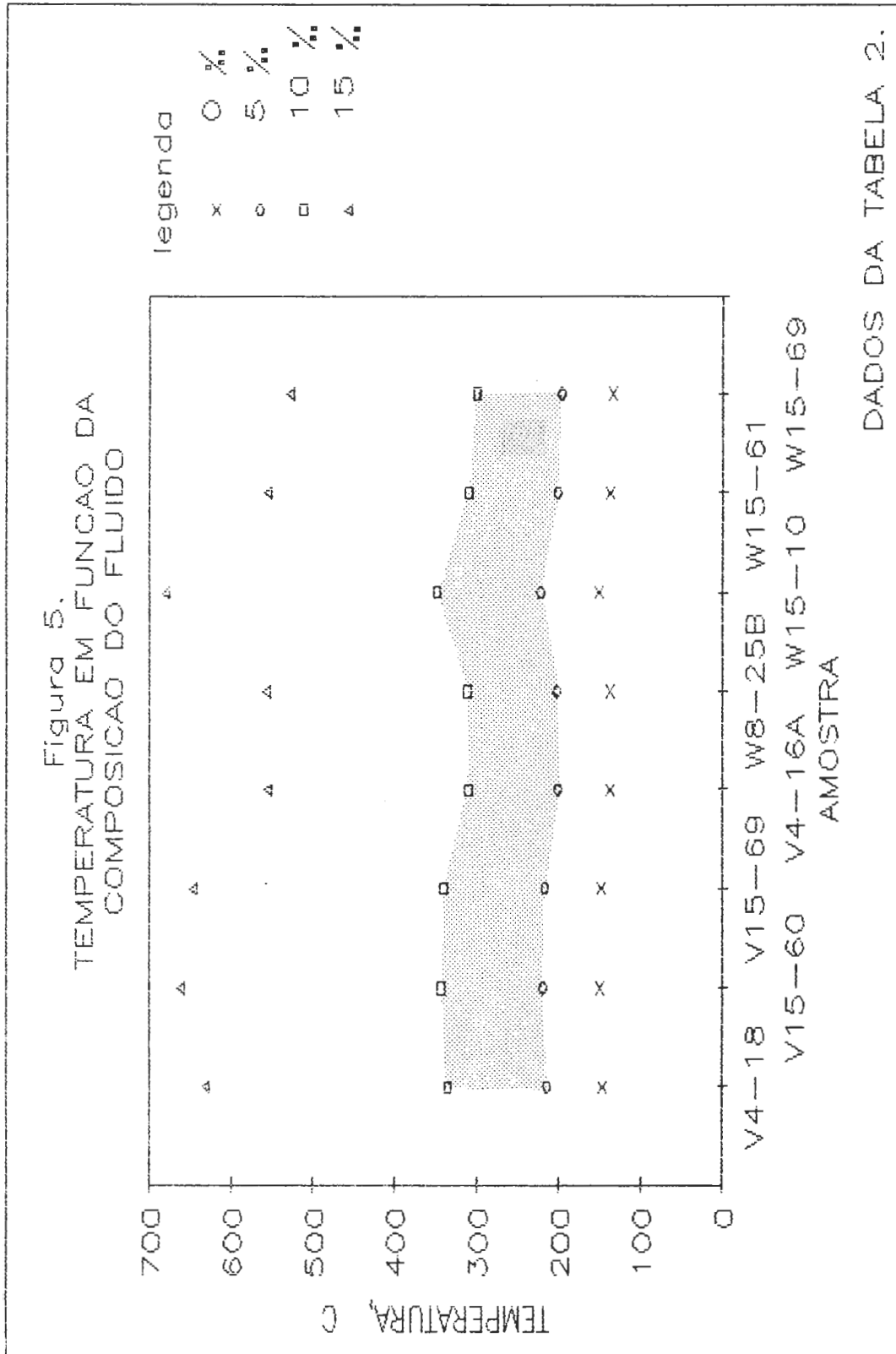


Tabela 1.
Determinações isotópicas de rochas da Mina de Morro Velho
extraídas de Ladeira (1980)

Amostra	$\delta^{18}\text{O}$ *		observações
	quartzo %	r. total %	
V-4-18	16.23		veio em Lapa Seca (qz,do,tu)
V-15-60	15.96		veio em Lapa Seca (qz,do,ca)
V-15-69	16.09		veio em qz-cl-cb xisto(qz,do,ca)
W-4-16A	17.02		Lapa Seca mineralizada
W-8-25B	17.00		Lapa Seca mineralizada
W-15-10	15.82		qz-clo-ab xisto
W-15-61	17.02	12.81	qz-mu-cl-ab xisto
W-15-69	17.36		qz-mu-cl-ab xisto
W-11-79		12.75	cb-mu-ab-cl xisto
W-15-57		13.66	cl-mu-ab xisto
W-15-91		13.07	cl-qz-ab-mu xisto

* Valores relativos a SMOW.

Tabela 2.
Temperaturas isotópicas calculadas assumindo equilíbrio com fluidos de diferentes composições.

Amostra	$\delta^{18}\text{O}$ qz* %	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) +			
		$\delta^{18}\text{O}$ H ₂ O (%)			
		0.00	5.00	10.00	15.00
V-04-18	16.23	147.19	215.94	335.30	631.51
V-15-60	15.96	150.19	220.68	344.50	662.61
V-15-69	16.09	148.74	218.38	340.02	647.24
W-4-16A	17.02	138.77	202.81	310.57	555.70
W-8-25B	17.00	138.98	203.13	311.16	557.39
W-15-10	15.82	151.77	223.19	349.44	680.06
W-15-61	17.02	138.77	202.81	310.57	555.70
W-15-69	17.36	135.30	197.48	300.81	528.46

* Determinações de Ladeira (1980)

+ Temperaturas isotópicas calculadas a partir da curva quartzo-H₂O de Clayton et al. (1972).

Tabela 3.
Determinações isotópicas de formações ferríferas próximas a Nova Lima
 extraídas de Hoefs et al. (1982)

Amostra	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta_{\text{qz}} - \delta_{\text{hm}}$ %	T(qz-hm) °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ %
	quartzo %	nematita %			
AC-267	15.60	5.30	10.30	235.00	5.41
AC-268	16.90	0.90	16.00	280.00	8.75
AC-268B	17.10	1.40	15.70	285.00	9.15
AC-270	18.60	7.00	11.60	390.00	13.81
AC-271	16.80	4.50	12.30	365.00	11.40
AC-284	16.40	4.20	12.20	370.00	11.13
AC-W46A	16.20	1.40	14.80	300.00	8.81
AC-MU298	14.00	0.30	13.70	330.00	7.61
TA-13.8	13.80	2.40	11.40	395.00	9.13
SG-306	14.00	1.30	12.70	365.00	8.60

- Obs: 1. Razões isotópicas relativas a SMOW.
 2. Temperaturas e razões isotópicas do fluido calculadas a partir das curvas magnetita-H₂O de Becker (1971) e quartzo-H₂O de Clayton et al. (1972)

ESTRATIGRAFIA E PARAGÊNESE DO MINÉRIO AURÍFERO DA MINA DA PASSAGEM, MARIANA, MG

Beatriz Paschoal Duarte, Gilson Ferreira Soares e Rosely de Araújo
Marçal
Instituto de Geociências - UFRJ

ABSTRACT

The current work aims to describe the lithological sequence of the Passagem mine and the ore's paragenesis so that a visual picture of the order of deposition of the metallic phases might be obtained. The stratigraphy was defined on the basis of field observations and analyses of thin sections. The opaque minerals were determined by means of petrographic analyses of polished sections. Moreover, some metallic phases were analysed by means of the microprobe set in the Metallurgy Department of the Federal University of Rio de Janeiro.

The lithological sequence of the mine is composed of quartzites, phyllites, dolomites, amphibolites and itabirites. The ore body consists of a milky quartz vein rich in sulphides, connected with a tourmalinite also rich in those minerals. The ore body may present itself as concordant, subconcordant and discordant in relation to the sequence of metamorphic rocks in which it is emplaced. The metallic phases that constitute the ore are: arsenopyrite, pyrite, pyrrhotite, calcopyrite, rutile, minerals of bismuth (bismuth tellurides and bismuthinite) and gold. The gangue consists of tourmaline, quartz, feldspar, carbonates, biotite, chlorite, muscovite and sericite.

INTRODUÇÃO

A Mina da Passagem localiza-se entre as cidades de Mariana e Ouro Preto, distando destas 3 e 7 km, respectivamente. Situa-se no extremo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Ocorrem na área rochas do Grupo Nova Lima e do Supergrupo Minas, este representado pelas formações Moeda, Batatal, Cauê, Gandarela e rochas do Grupo Piracicaba.

As jazidas primárias de Passagem foram descobertas em 1719. No período de 1819 a 1859, o Barão W. L. von Eschevege construiu o engenho e estabeleceu o primeiro plano de lavra subterrânea.

De 1864 a 1927, a mina esteve sob o controle de empresas estrangeiras. Neste período foram produzidas 27.210.208 gramas de ouro, ao teor médio aproximado de 8,0 gramas por tonelada de minério.

De 1927 a 1973, a mina esteve sob o controle do Grupo Ferreira Guimarães, que formou a atual Companhia Minas da Passagem (CMP). Neste período foram produzidas 7.488.974 gramas de ouro, ao teor de 5,54 gramas por tonelada de minério.

Em 1976, a mina passa ao controle acionário de Walter Rodrigues e atualmente encontra-se sob a administração de seus herdeiros. Desde então, houve várias tentativas de retomar a produção. No entanto, em geral, foram infrutíferas. Atualmente a mina encontra-se desativada.

Este trabalho é o resultado parcial de um estudo sistemático que envolve mapeamento em escala 1:100 das galerias da mina correspondentes a PIA Nova (ou PIA 4 = Plano Inclinado de Acesso nº 4, fig. 1) e que vem sendo realizado desde março de 1986.

ESTRATISGRAFIA LOCAL

Os veios mineralizados da Mina da Passagem encontram-se encaixados em uma sequência de rochas metamórficas, constituída de filitos, quartzitos, dolomitos e itabiritos (Ferrand, 1894; Hussak, 1898, Derby, 1911, Cabral, 1940; Bensusan, 1916; Barbosa e outros, 1948; Fleischer, 1971 e Duarte e Soares, 1986). Através do mapeamento detalhado que vem sendo feito, a seguinte estratigrafia foi identificada (fig. 2):

- 1) Quartzitos sericíticos: Correspondem ao nível estratigráfico mais inferior exposto nas paredes da área da mina em questão. A mais espessa exposição destas rochas chega a ter, aproximadamente, 3m. Sua co

loração é acastanhada. Megascopicamente pode-se observar uma alternância de leitos quartzosos, recristalizados, com leitos sericíticos. Microscopicamente, estes quartzitos apresentam-se recristalizados e finamente granulados. É observada uma alternância de leitos milimétricos quartzosos e sericíticos. Ocasionalmente ocorrem leitos também milimétricos, enriquecidos em carbonatos e minerais opacos.

Em direção ao topo, estes quartzitos apresentam-se mais micáceos. Em vários locais, dentro e principalmente no topo deste quartzito, observa-se níveis de um quartzito de coloração branca levemente esverdeada, cuja espessura varia desde poucos centímetros a aproximadamente, 1m. Megascopicamente, estes quartzitos claros apresentam uma alternância de leitos centimétricos de quartzo com leitos milimétricos de sericita esverdeada. Ocorrem comumente no contato do quartzito sericítico acastanhado com veios de quartzo leitoso. Microscopicamente, observa-se que o quartzo encontra-se bastante recristalizado.

2) Sericita-quartzo-filito: Ocorre estratigraficamente acima do quartzito sericítico. Ocorre sob a forma de lentes de comprimento variando de poucos centímetros a pouco mais de 100m. Assim, localmente esta litologia pode estar ausente, colocando o quartzito sericítico diretamente em contato com os dolomitos estratigraficamente acima deste filito. Localmente, encontra-se este filito interdigitado com o quartzito de baixo e os dolomitos de cima. Apresenta uma coloração escura, quase preta e uma foliação bem marcante. Microscopicamente, a rocha é constituída de uma alternância de leitos quartzosos com leitos micáceos. Estes leitos apresentam espessuras milimétricas. Os leitos micáceos são constituídos predominantemente por mica branca, ocorrendo biotita, opacos e turmalina em menores quantidades. Os minerais opacos apresentam uma granulometria muito fina e ocorrem como uma "poeira" nos leitos micáceos.

Este filito apresenta espessura variando de poucos centímetros a pouco mais de 1 m.

3) Dolomitos: foram identificados 2 tipos de dolomitos na área em estudo:

a) Dolômito claro: Ocorre, estratigraficamente acima do sericita-quartzo-filito, podendo ocorrer também intercalado no dolômito escuro ou, até mesmo, acima deste. Possui uma coloração cinza clara, muito levemente esverdeada; com alternância de bandas centimétricas claras com bandas milimétricas escuras. Sua espessura varia de 20 cm a 2m, podendo estar ausente dentro do dolômito escuro e/ ou acima deste. Microscopicamente, observa-se que a rocha é constituída

da predominantemente de dolomita, ocorrendo também quartzo, sericita, opacos e turmalina. Por ser pobre em minerais foliados, seu aspecto megascópico é de uma rocha maciça.

Comumente esta rocha apresenta porções recristalizadas, onde houve condições propícias ao crescimento de cristais de carbonato. Nestas regiões os cristais de carbonato apresentam-se bem formados e suas arestas apresentam em média 2 cm de comprimento (já foram observados cristais com 6 cm de comprimento). É comum estas porções recristalizadas ocorrerem sob a forma de boudins.

- b) Dolomito escuro: Ocorre estratigraficamente acima, e por vezes também abaixo, do dolomito claro. Sua coloração é cinza escura. Apresenta intercalações filíticas (quartzo-carbonato-sericita-biotita-filitos) que possuem espessuras variando de milímetros a dezenas de centímetros. Sua espessura varia de 1 a mais de 3m e seu aspecto é de uma rocha bastante maciça. Comumente ocorrem intercalações de uma rocha silicosa bandada (encontra-se descrita mais abaixo). Em direção ao topo, estes dolomitos tornaram-se mais micáceos e apresentam intercalações de dolomitos claros. Microscopicamente este dolomito é constituído predominantemente de dolomita, ocorrendo também quartzo, mica branca, minerais opacos, turmalina e biotita. Sua granulometria é muito fina. O mesmo tipo de recristalização observada nos dolomitos claros, também o é nos dolomitos escuros.
- 4) Rocha Silicosa bandada: Ocorre sob a forma de lentes dentro do dolomito escuro. Possui uma coloração amarelada, com alternância de bandas claras (amareladas) e escuras (avermelhadas ou cinzas). Algumas bandas são constituídas de pirrotita maciça. Sua espessura varia de poucos centímetros a dezenas de centímetros. Por ser uma rocha muito competente, encontra-se boudinada. Comumente ocorre próximo ao contato do dolomito escuro com o dolomito claro estratigraficamente abaixo.

Acima destes dolomitos a sequência é diferente a leste e a oeste da PIA Nova, considerando-se as exposições do nível 315 (nível em que encontram-se expostas as rochas estratigraficamente mais superiores).

A leste da PIA Nova observa-se uma gradação composicional, variando desde dolomitos até itabiritos, passando por dolomitos ferruginosos e itabiritos dolomíticos. Esta variação composicional gradativa já foi citada por outros autores (Hussak, 1898; Cabral, 1940; Bensusan 1916; Barbosa e outros, 1948).

- 5) Dolomito ferruginoso: Ocorre estratigraficamente acima do dolomito es-

curo. Sua coloração é cinza amarronzado. Megascopicamente apresenta um bandamento, onde alternam-se leitos escuros com leitos de coloração creme. Nestes, no plano de foliação, observa-se a presença de um anfibólio fibroso com cor creme. Microscopicamente a rocha é constituída de dolomita, cummingtonita-grunerita, quartzo e minerais opacos (hematita e, subordinadamente, magnetita). Sua espessura varia de poucos centímetros a poucas dezenas de centímetros. Próximo à sua base ocorre um nível filítico, de poucos centímetros de espessura, constituído predominantemente de sericita, ocorrendo também quartzo, carbonato e biotita. Dentro deste nível filítico ocorre uma camada de 5cm constituída de quartzo e carbonato, com opacos disseminados. Esta camada apresenta um leito de granada em seu topo e em sua base.

Em direção ao topo, o dolomito ferruginoso vai se enriquecendo em hematita e empobrecendo-se em cummingtonita-grunerita e dolomita. Passa então a um itabirito dolomítico.

6) Itabirito dolomítico: Ocorre estratigraficamente acima do dolomito ferruginoso. Sua coloração é cinza escuro. Megascopicamente diferencia-se do dolomito ferruginoso por apresentar intercalações de leitos claros (de coloração creme) em menor quantidade. Microscopicamente a rocha é constituída de dolomita, hematita e quartzo. Apresenta menos dolomita e mais hematita e quartzo do que o dolomito ferruginoso. Sua espessura é de poucas dezenas de centímetros. Em direção ao topo a rocha vai tornando-se mais pobre em dolomita e cada vez mais rica em quartzo e hematita (e magnetita), passando a um itabirito.

7) Itabirito: Ocorre estratigraficamente acima do itabirito dolomítico. Possui uma coloração escura (quase preta) e um aspecto maciço. Microscopicamente é formada por uma alternância de leitos hematíticos com leitos quartzosos, de espessuras milimétricas. Sua espessura exposta nas paredes da mina chega a 1,5m.

Os itabiritos, em geral, constituem o teto da mina em questão.

A oeste da PIA Nova, ocorre um anfibolito acima dos dolomitos.

8) Anfibolito: Possui uma coloração bastante escura e um aspecto maciço. A rocha é rica em anfibólios escuros. Ainda não foram confeccionadas lâminas desta litologia.

A correlação destas rochas com a estratigrafia regio

nal é muito discutida. Segundo Dorr II (1969) e Dorr II e outros (1974), o corpo mineralizado de Passagem (com exceção da formação Jopling) está encaixado em rochas do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas). No entanto Fleischer (1971) e Fleischer e Routhier (1973, 1974) afirmam estar o veio mineralizado encaixado em rochas da Formação Batatal do Super Grupo Minas. Já a formação Jopling encontra-se encaixada no itabirito Cauê (Supergrupo Minas) que constitui a capa do corpo em questão.

Na Mina da Passagem ocorrem 2 níveis mineralizados principais. O presente trabalho aborda somente o estudo do minério do veio inferior que tem como capa o itabirito e como lapa, o filito sericítico ou o quartzito sericítico.

Estes veios apresentam espessura muito variável (de poucos centímetros a 4 m), sendo que a faixa mais comum está entre 1 a 2m. Segundo Barbosa e outros (1948), estes veios podem chegar a ter 15m de espessura, no entanto na área em questão, isto não foi observado.

A forma destes veios é bastante irregular, numa tendência geral de aproximarem-se da forma de boudins. Localmente encontram-se nitidamente boudinados, boudinagem esta que se deu em 2 direções principais, o que resultou em estruturas do tipo tabletes de chocolate (Fleischer, 1971; Fleischer e Routhier, 1973 e Duarte e Soares, 1986). Os veios, em geral, variam de concordantes a subconcordantes em relação à foliação das rochas encaixantes. No entanto, são comuns ramificações destes veios, o que produz trechos bem discordantes. Devido ao processo de boudinagem e outros, o veio é descontínuo (fig. 2).

Numa seção transversal à direção de mergulho do veio, a partir da rocha encaixante em direção aos veios tem-se: rocha encaixante inalterada, rocha encaixante com bandas milimétricas de turmalina, turmalinito, veio de quartzo leitoso com finas agulhas de turmalina e veio de quartzo leitoso quase puro. Os minerais metálicos concentram-se principalmente no turmalinito e nas bordas dos veios de quartzo. Estes apresentam fragmentos de rocha encaixante e turmalinito. É necessário um estudo mais detalhado destes veios para determinar os fatores e os componentes que controlaram a deposição do ouro.

PARAGÊNESE DO MINÉRIO

Este item aborda principalmente as fases metálicas que ocorrem no minério que são arsenopirita, rutilo, pirita, pirrotita, calcopirita, minerais de bismuto e ouro. Os minerais transparentes não foram individualizados, sendo tratados como minerais da ganga.

Minerais Opacos:

1) Assenopirita: É a fase metálica mais abundante no minério de Passagem. Quando fresca apresenta cor de prata. Adquire iridescência, coloração dourada ou avermelhada quando alterada. Foi identificada pelas seguintes características óticas: alta refletividade, cor amarelada (perto da pirrotita) e esbranquiçada (perto da pirita), leve pleocroísmo (de amarelado a creme), forte anisotropia (cores de interferência variando de azul a avermelhado), hábitos prismáticos e geminação de seus grãos. Ocorre em prismas idiomórficos a hipidiomórficos (foto 1) ou em agregados (foto 2). Os primeiros apresentam granulometria variando de 0,25 a 6mm. Ocorrem, em geral, associados à rocha encaixante (turmalinito), apresentando uma orientação preferencial concordante com a foliação do turmalinito. Alguns grãos apresentam-se geminados. Estes prismas apresentam-se pouco ou quase nada fraturados e possuem contatos retos com os outros minerais (não apresentam-se corroídos)

Os agregados ocorrem mais associados aos veios e menos ao turmalinito. Apresentam-se intensamente fraturados, o que leva a um aspecto brechóide nos limites de alguns agregados. Estas fraturas são preenchidas principalmente por carbonato e quartzo (fotos 2, 5 e 6).

A arsenopirita dos agregados apresenta contatos irregulares com os minerais transparentes possuindo também várias inclusões destes (fotos 9 e 10). Em geral, estas inclusões apresentam-se fraturadas; no entanto, outras não estão associadas a fraturamento.

Alguns grãos de arsenopirita são parcialmente substituídos por minerais da ganga e seus contatos originais são conservados (foto 3).

As relações da arsenopirita com rutilo são claras. Este substitui inclusões naqueles mantendo contatos regulares. As relações com pirita, pirrotita e calcopirita são semelhantes. Estas também substituem minerais transparentes inclusos na arsenopirita. A pirrotita cresce também nos contatos entre arsenopirita e minerais da ganga, mantendo contatos retos com aquela e irregulares com estes.

O ouro e o mineral de bismuto ocorrem nas fraturas juntamente com minerais da ganga. (Foto 2), nos contatos entre a arsenopirita e os minerais da ganga (Foto 4) e também inclusos na arsenopirita (Foto 5).

2) Rutilo: Mineral comum no minério da área estudada. Apresenta baixa

refletividade, cor cinza escuro junto da arsenopirita e cinza claro junto ao mineral de bismuto. Sua dureza é bastante alta (é mais duro que a arsenopirita). É fortemente anisotrópico (cores de interferência variando de preto a cinza claro). Em muitos grãos foi observada a presença de reflexo interno, onde dominam os tons amarelados ocorrendo também tons avermelhados. Alguns grãos apresentam-se geminados. O mineral foi analisado pelo aparelho de microsonda, obtendo-se como resultado TiO_2 quase puro. Barbosa e outros (1948) parecem ter identificado este mesmo mineral como bertierita. Este mineral ocorre associado aos veios e ao turmalinito. Nos veios, apresenta-se sempre associado aos agregados de arsenopirita. Neste caso, em geral, seus grãos são prismáticos arredondados, tendendo a formas ovais (foto 6). Ocorre, incluso na arsenopirita, substituindo parcialmente antigas inclusões de minerais da ganga, deixando inclusões destes no rutilo. Comumente, ocorre também nos contatos entre a arsenopirita e os minerais da ganga (foto 7). Muitos prismas de rutilo atravessam da ganga para a arsenopirita (foto 6). Nos três casos, rutilo mantém contatos regulares com a arsenopirita. Em alguns casos, foi observada a presença de inclusões de arsenopirita no rutilo

Não foram observados contatos diretos com a pirita e a calcopirita, no entanto as relações com a pirrotita são claras: esta substitui parcialmente o rutilo, principalmente nas bordas de arsenopirita, ilhando fragmentos de rutilo na pirrotita

O mineral de bismuto e o ouro apresentam contatos bastante irregulares com o rutilo sugerindo substituição deste por aqueles.

No turmalinito, ocorrem em agregados com contornos irregulares, indicando substituição daquela rocha. Apresenta inclusões de minerais transparentes (foto 8).

Os grãos de rutilo por vezes apresentam-se bastante fraturados, enquanto outras vezes não apresentam relações com o fraturamento.

- 3) Pirita: É um mineral pouco frequente no minério estudado. Apresenta alta refletividade (ligeiramente maior que a da arsenopirita), cor amarelada junto da arsenopirita e da pirrotita. Mineral duro (dureza maior que a da arsenopirita), de difícil polimento (quando junto da arsenopirita, percebe-se seu relevo mais alto e superfície mais áspera). Além destas características, foi identificada por seu iso-

tropismo.

Ocorre, principalmente, inclusa na arsenopirita (foto 5), substituindo total ou parcialmente antigas inclusões de minerais da ganga naquele mineral.

As relações entre a pirita e as outras fases metálicas não são claras.

Foram observados grãos de pirita substituindo os minerais da ganga, conservando inclusões destes.

Os grãos de pirita apresentam-se pouco fraturados. Quando presentes, as fraturas são preenchidas por minerais da ganga. Estes também substituem a pirita.

- 4) Pirrotita: Mineral frequente no minério de Passagem. Apresenta alta refletividade, porém bem mais baixa que a da arsenopirita. Sua cor é rosada junto aos outros sulfetos. Sua dureza é menor que a da arsenopirita. Apresenta forte anisotropia, variando de tons esverdeados a tons rosados.

Ocorre comumente em agregados com contornos curvos (com a arsenopirita) e irregulares (com os minerais da ganga e rutilo). Substitui total ou parcialmente inclusões de ganga na arsenopirita (fotos 9 e 10). Substitui rutilo incluso e ao redor de grãos de arsenopirita, conservando inclusões daquele e contatos retos com este.

As relações com a pirita não são claras, no entanto os contatos entre estes dois minerais são regulares (não há relação de corrosão entre ambos).

Substitui os minerais transparentes do turmalinito, muitas vezes conservando inclusões destes (foto 9).

É parcialmente substituída pelos minerais da ganga.

Assim como a pirita, a pirrotita apresenta-se pouco fraturada, sendo suas fraturas preenchidas por minerais da ganga.

- 5) Calcopirita: Mineral pouco frequente no minério em estudo. Apresenta alta refletividade (maior que a da pirrotita e menor que a da arsenopirita), cor amarela e dureza menor que a da arsenopirita. Apresenta leve anisotropia, variando de tons amarelados a tons esverdeados.

Substitui inclusões de minerais da ganga na arsenopirita, conservando inclusões daqueles.

Cresce no contato entre pirrotita e minerais da ganga.

Não apresenta-se fraturado.

- 6) Mineral de Bismuto: Mineral comumente associado ao ouro de Passagem. Apresenta alta refletividade (menor que a da arsenopirita e ligeiramente maior que a da calcopirita); cor cinza claro, mole (dureza menor que a do ouro), forte anisotropia (cores variando de cinza escuro a tons amarelados). Quando imerso em óleo, sua refletividade tornou-se menor e seu pleocroísmo mais evidente. Por todas estas características, o identificamos como um mineral de bismuto (sulfetos e/ou teluretos). Através da análise de microsonda em poucos grãos, evidenciamos a presença de teluretos de bismutos (tetradimita e/ou telurobismutita). Estes minerais já foram citados por Fleischer (1971).

Este mineral ocorre em grãos com contornos irregulares (foto 11). Claramente substitui os minerais da ganga, na massa de turmalinito (foto 12), inclusos na arsenopirita e ao redor desta (foto 4). Seus contatos são irregulares com os minerais transparentes e regulares com a arsenopirita. Ocorre em fraturas na arsenopirita, substituindo minerais transparentes.

Substitui parcialmente o rutilo, atacando principalmente suas bordas e produzindo contatos irregulares com este mineral.

Apresenta pequenas inclusões de ouro e parece parcialmente substituído por este mineral.

- 7) Ouro: Mineral de refletividade muito alta, cor amarelo-alaranjada bem forte e baixa dureza (ocorre todo riscado devido ao polimento). Isotrópico (cor esverdeada - um verde musgo).

Ocorre frequentemente associado ao mineral de bismuto. Junto com este, substitui claramente os minerais da ganga como já descrito acima.

Não foram observadas relações entre o ouro e a pirita a pirrotita e a calcopirita.

As fotos 4, 11 e 12 indicam as relações entre o ouro e a arsenopirita já descritas anteriormente.

Minerais Transparentes:

Os minerais transparentes que ocorrem no corpo mineralizado de Passagem são: turmalina, quartzo, feldspato (raro), carbonatos, muscovita, biotita, clorita e sericita.

CONCLUSÃO

Com base no exposto acima, propomos com reservas, a seguinte sucessão mineral para o corpo aurífero de Passagem:

Ganga (quartzo, feldspato, turmalina, biotita) - Arsenopirita - fraturamento intenso - Rutilo - Pirita - Pirrotita - fraturamento - Calcopirita - ganga (clorita, muscovita, sericita e carbonatos) - minerais de bismuto - ouro.

A sucessão mineral das fases que compõem a ganga deve ser melhor estudada.

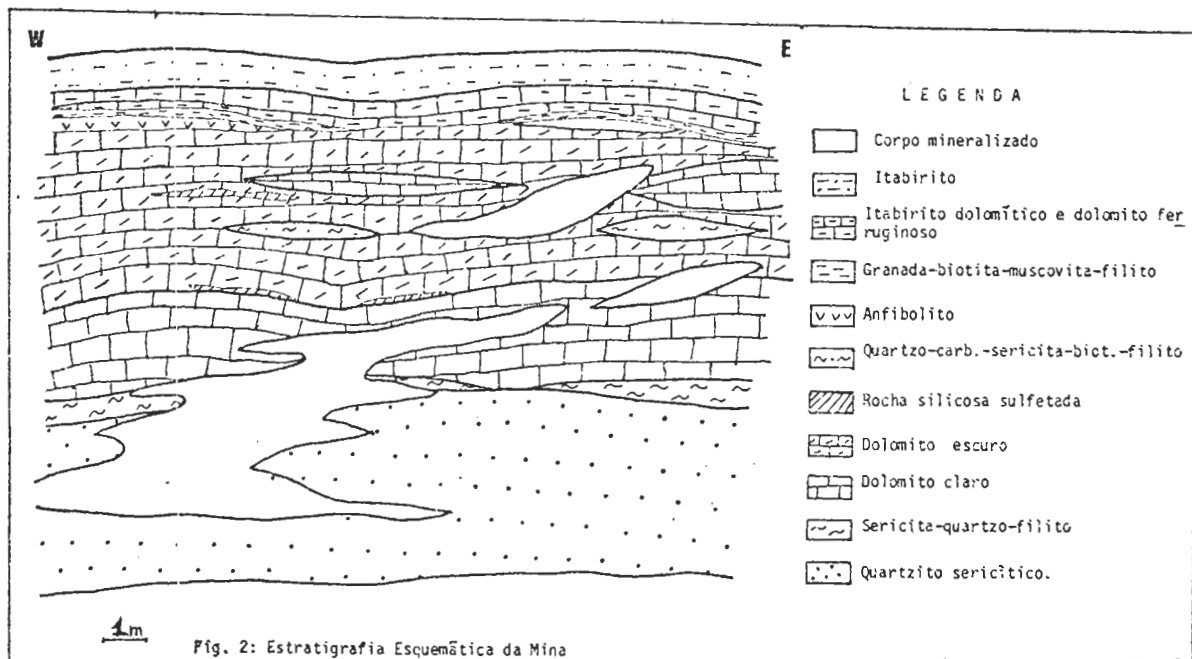
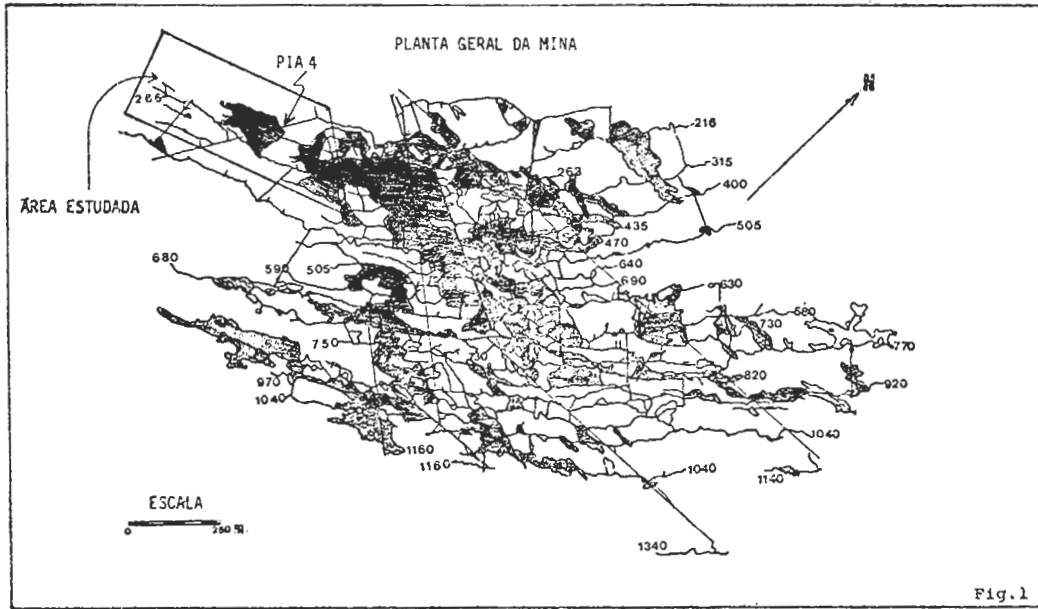
AGRADECIMENTOS

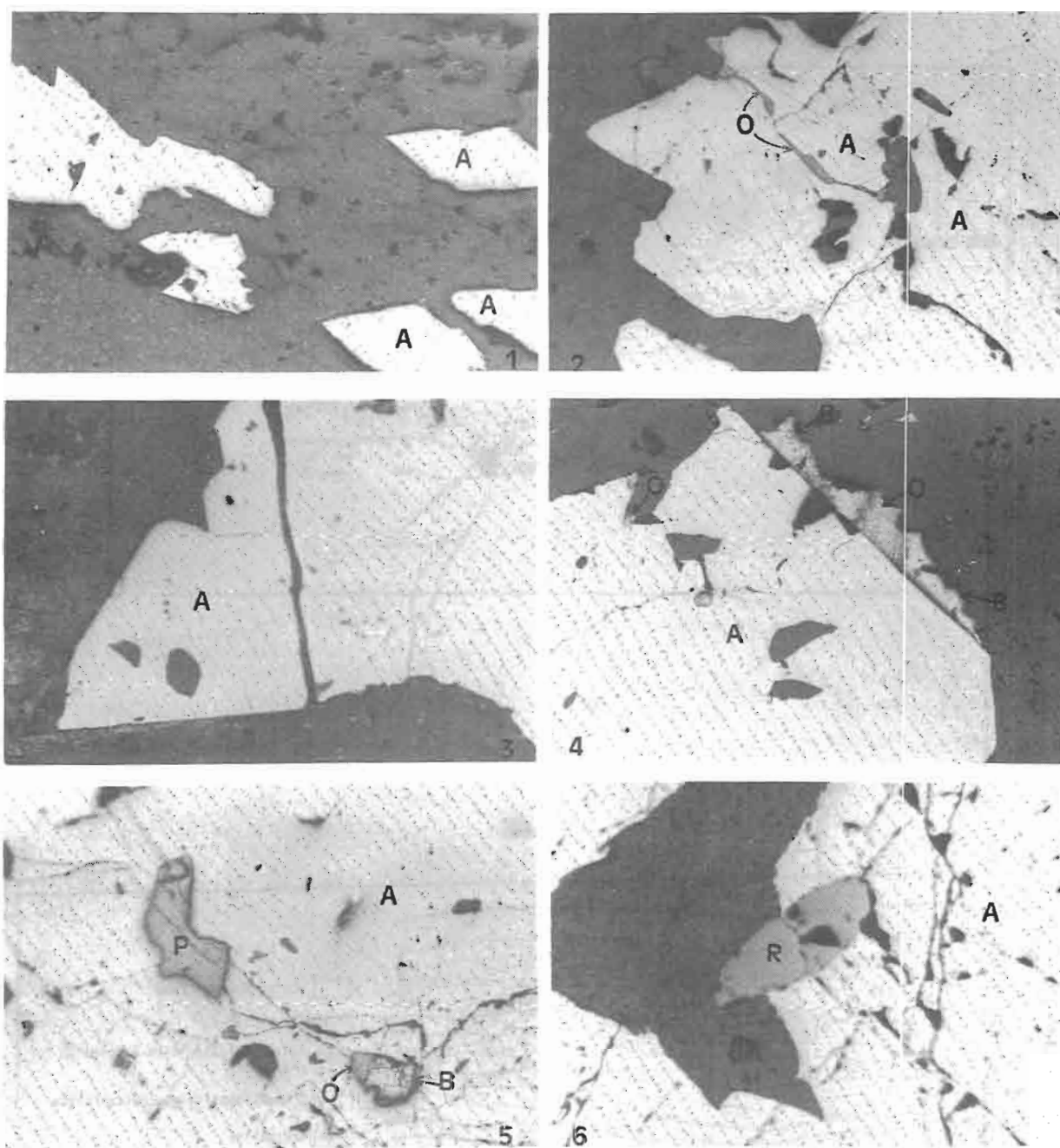
Expressamos nossos agradecimentos aos funcionários do CETEM - Engenheiro Ney Hamilton e Laminador Oswaldo - pelos trabalhos de preparação de lâminas e seções polidas. Agradecemos ao Osnilson do Laboratório de Microsonda do Departamento de Metalurgia da UFRS pela análise de alguns minerais. Somos, principalmente, gratos ao pessoal da República Quitandinha (Ouro Preto) pela acolhida durante os trabalhos de campo e ao Prof. Fernando R.M.Pires (UFRJ) pela orientação e incentivo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbosa, A.F.; Abrahão, B; Arroyo, A. - 1948 - Notas sobre minério da Mina da Passagem, MG. Mineração e Metalurgia, 13 (74): 101 - 110.
- Bensusan, A.J. - 1916 - A Mina da Passagem. Bol. Ministério Agr. Ind. Com., Anno V, p. 103 - 123.
- Cabral, G. - 1940 - Relatório dos Serviços de Sondagens - Relatório Interno Companhia Minas da Passagem. Inédito.
- Derby, O.A. - 1911 - Gold Bearing Lode of Passagem. Am Journal of Science, 32 (189): 185 - 190.
- Duarte, B.; Soares, G. - 1986 - Estratigrafia do nível 315 da Mina da Passagem, Mariana, MG. In: Jornada de Iniciação Cient. da UFRJ, 9, Resumos, p. 71.
- Dorr II, J.N.V. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS Prof. Pap. 641-A. 110 p.
- Dorr II, J.V.N.; Sad, J.H.G.; Barbosa, A.L.M. - 1974 - The "Consanguineous" Origin of the Tourmaline bearing Gold Deposit: Passagem de Mariana

- (Brazil). *Ec. Geol.*, 69 (3): 416 - 418.
- Fleischer, R. - 1971 - Le Gisement Aurifère à Tourmaline de Passagem de Mariana (Minas Gerais - Brésil) et son cadre. Influence de l'évolution structurale et du métamorphisme sur une minéralisation syngénétique familière. Tese de Doutorado, Fac. Ciências, Paris, 110 p.
- Fleischer R.; Routhier, P. 1973 - The "Consanguineous" Origin of a Tourmaline - Bearing Gold Deposit: Passagem de Mariana (Brazil). *Ec. Geol.*, 68 (1): 11 - 22.
- Fleischer, R.; Routhier, P. - 1974 - The "Consanguineous" Tourmaline-Bearing Gold Deposit: Passagem de Mariana (Brazil) - A Reply". *Ec. Geol.*, 69 (3): 418 - 422.
- Hussak, E. - 1898 - Der Goldführend, Kieseg Quarzlagergang von Passagem in Minas Gerais. *Zeitsch F. Prakt Geol.*, 5: 345 - 357.
- Ramdhor, P. - 1969 - The Ore Minerals and their Inter growths. Oxford, Pergamon Press, 1174 p.





- Foto 1- Cristais idiomórficos a hipidiomórficos de arsenopirita (A). 50X.
- Foto 2- Agregados de arsenopirita (A) fraturados. Fraturas preenchidas por minerais de ganga e ouro (O). 100X
- Foto 3- Arsenopirita (A) sendo substituída por minerais da ganga, preservando seus antigos contornos. 200X.
- Foto 4- Ouro (O) e minerais de bismuto (B) nas bordas da arsenopirita (A). 100X.
- Foto 5- Inclusões de pirita (P), ouro (O) e minerais de bismuto (B) na arsenopirita (A). 100X.
- Foto 6- Prismas ovais de rutilo (R) atravessando da ganga para a arseropirita (A).50X

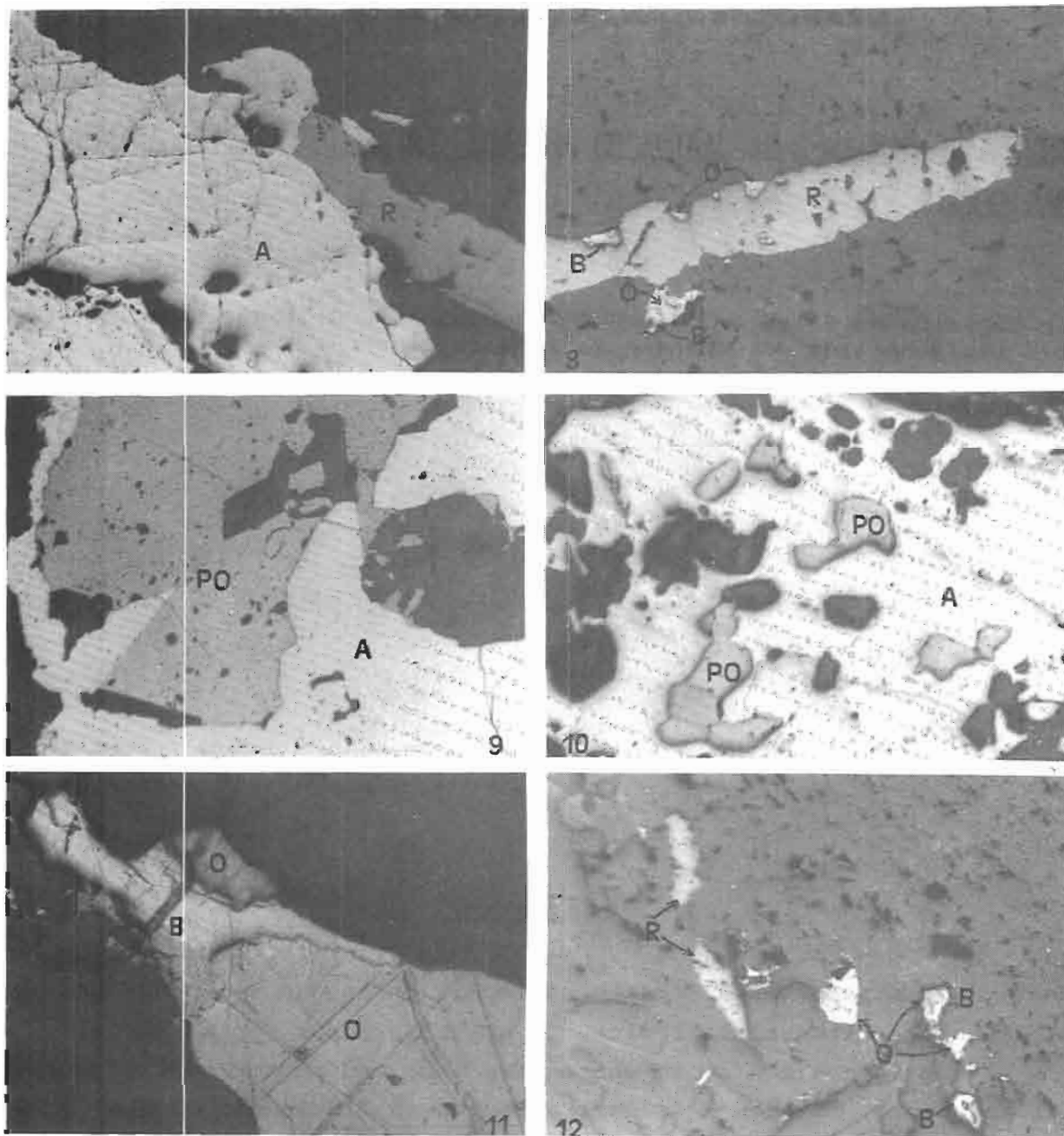


Foto 7- Rutilo (R) substituindo a ganga próxima à borda da arsenopirita (A). 50X.

Foto 8- Rutilo (R) com inclusões de minerais da ganga e sendo parcialmente substituído por ouro (O) e minerais de bismuto (B). 100X.

Foto 9- Pirrotita (PO) substituindo inclusões da ganga na arsenopirita (A). 200X.

Foto 10- Inclusões de minerais da ganga e pirrotita (PO) na arsenopirita (A). 50X.

Foto 11- Ouro (O) substituindo os minerais de bismuto (B). 100X.

Foto 12- Rutilo (R), ouro (O) e minerais de bismuto (B) na massa de turmalinito. 50X.

PESQUISA DE MANGANÊS NA JAZIDA DO PERUAÇU, EM JANUÁRIA E ITACARAMBI, MINAS GERAIS

Jair Carvalho da Silva Jr. (SONGEO - Sondagens e Geologia Ltda), e
Fábio Lúcio Martins Jr. (Mineração Peruaçu Ltda)

ABSTRACT

This paper is a first hand report on manganese occurrence in the Januária - Itacarambi region, in northern Minas Gerais state.

The deposit has the shape of a long and narrow belt of colluvial manganese, related to silicite bodies in limestones of the Bambuí Group, in the banks of the medium course of the Peruaçu River.

The definition of the ore body was performed by means of trenches excavated by a back-hoe.

Exploration works revealed about 200,000 metric ton of iron-alloy grade ore.

The authors postulate a hypothermal origin for the primary mineralization, without correlation with deposits reported in the available bibliography.

INTRODUÇÃO:

Neste trabalho procuramos descrever os serviços de pesquisa desenvolvidos na ocorrência de minério de manganês, do médio rio Peruaçu, que possibilitaram definir uma jazida, aqui denominada Jazida do Peruaçu.

As reservas conhecidas, até o momento, somam cerca de 200.000 toneladas de minério do tipo metalúrgico, com alta relação Mn/Fe e por isso considerado minério de adição para ferro-liga.

O depósito estudado apresenta-se como uma estreita faixa alongada, com direção NNW - SSE, de depósitos coluviais contendo matacões, blocos e seixos de minério. A mineralização está relacionada com corpos lenticulares de sílexito que cortam os calcários do Grupo Bambuí.

Devido a sua localização geográfica essa jazida poderá atender ao mercado doméstico mineiro e baiano em condições favoráveis, utilizando-se da navegação fluvial pelo rio São Francisco.

A pesquisa foi realizada pelo Grupo CONVAÇO, com parte dos recursos financiados pelo BDMG, através do Fundo de Desenvolvimento Mineral.

SITUAÇÃO GEOGRÁFICA:

As áreas pesquisadas situam-se no noroeste do estado de Minas Gerais, na micro região homogênea Sanfranciscana de Januária, entre os meridianos 44°19'30" e 44°20'50" de longitude oeste e os paralelos 15°00'00" e 15°02'50" de latitude sul.

A ocorrência abrange ambas as margens do médio rio Peruaçu que constitui o limite dos municípios de Januária e Itacarambi. A região situa-se no planalto, a uma altitude de 740 metros acima do nível do mar.

O local conhecido como Olhos D'água dista 66 Km de Januária e 42 Km de Itacarambi. O acesso é feito pela BR-135 até Fabião e daí pela estrada Fabião - Olhos D'água num percurso de 24 Km.

HIDROGRAFIA - CLIMA - VEGETAÇÃO:

Os afluentes do rio Peruaçu são córregos intermitentes, formando, em sua maioria, vales secos de drenagem pluvial.

O padrão de drenagem demonstra um controle estrutural segundo as direções preferenciais de fraturamento. A drenagem superficial é pouco desenvolvida pelo fato das águas pluviais serem captadas por dolinas, sendo, então, drenadas pelo lençol subterrâneo.

Na parte norte da área, o rio Peruaçu constitui uma vereda típica em vale aberto de fundo chato, constituindo um terreno pantanoso onde predominam as vegetações herbáceas, aquática e buritizais. Ao sul o rio Peruaçu, que corre encaixado com corredeiras, é mais adiante captado por sumidouros, passando a ter o seu curso subterrâneo a grande profundidade, com emergência próximo a Fabião.

O clima é tropical quente, com intensidade média de seca. A precipitação média anual é de 800 mm e a temperatura anual média é de 26°C a 24°C, sendo as menores temperaturas registradas nos planaltos.

A vegetação na área pesquisada é constituída por cerrado aberto e pastagens, com algumas árvores de médio porte e com predominância da vegetação herbácea arbustiva, em geral muito espinhosa. Veredas são formadas em locais de influência fluvial.

GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA REGIONAL:

Na região compreendida entre Januária e Itacarambi ocorrem poucas unidades lito-estratigráficas.

O embasamento pré-cambriano indiviso é constituído por gnais ses e plutonitos (tonalitos e granodioritos).

Os plutonitos são melhor expostos nos talwegues do Riacho da Cruz, na localidade de Cruz dos Araujos e Candial, assim como na margem esquerda da vereda do Peruaçu, ao norte da área pesquisada.

Sobre o embasamento, assenta-se diretamente o Sub-Grupo Paraopeba do Grupo Bambuí, Super Grupo São Francisco, de idade pré-cambriana superior.

Denomina-se Super Grupo São Francisco as unidades lito-estratigráficas depositadas no ciclo Brasileiro no Craton do São Francisco. Essa denominação é atribuída a Derby (1881).

O Grupo Bambuí teve a sua primeira divisão estratigráfica proposta por Branco & Costa (1961), tendo vários autores prosseguido os estudos em diversas regiões do Craton Sanfranciscano. Uma síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí foi apresentada por Dardenne (1978).

Segundo esse último autor, da base para o topo, distinguem -

se várias formações: Jequitai, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. O termo Sub-Grupo Paraopeba engloba um conjunto pelítico-carbonático abrangendo as Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade.

A formação Sete Lagoas é caracterizada por uma espessa sequência predominantemente calcária e dolomítica, que pode ser dividida em vários horizontes, individualizados em virtude das ocorrências de Pb, Zn, Ag e F, associadas a esta unidade.

Na região de Januária - Itacarambi pode-se distinguir, segundo Lopes (1979), cinco unidades lito-estratigráficas, da base para o topo:

Unidade A - Calcários dolomíticos bege e rosados.

Unidade B - Calcário cinza claro com nível de brechas lamelares.

Unidade C - Dolomito rosado, sacaroidal, com estiólitos, contendo as mineralizações sulfetadas e de fluorita.

Unidade D - Dolomito bege sublitográfico, contendo estromatólitos.

Unidade E - Siltitos plaqueados e calcários pretos.

A formação Serra de Santa Helena, em contato concordante e gradativo com a formação inferior, é constituída por uma sequência predominantemente pelítica composta por siltitos, argilitos, margas, ardósias e folhelhos, com intercalações de calcário cinza.

A formação Lagoa do Jacaré compreende uma sequência de calcários pretos a cinza com intercalações de pelitos e margas, sobrepondo-se, concordante e gradativamente a Formação Santa Helena.

A formação Serra da Saudade, constituída por uma sequência pelítica de cor esverdeada, e a Formação Três Marias, representada por um conjunto de siltitos e arcóseos verdes, não se encontram representadas na região de Januária - Itacarambi.

A formação Urucuia, na região situada a oeste do rio São Francisco, é formada por uma sucessão de camadas de arenito marrom, rosa a vermelho laterizado, às vezes, caulinizado, de idade cretácea, descritos por Moutinho da Costa et alii (1976).

Na região de Januária - Itacarambi a Formação Urucuia recobre discordantemente o Sub-Grupo Paraopeba formando o domínio dos Chapadões ou "tabuleiros", ou assenta-se diretamente sobre as rochas do embasamento, em uma superfície de discordância erosiva. Esta dis -

cordância, observada em vários locais como na bacia do rio Peruaçu , Riacho da Cruz e Borrachudo, não é suficientemente evidenciada na literatura geológica existente.

Estruturalmente a região se insere na unidade denominada Craton do São Francisco, porção caracterizada pela inexistência de dobramentos. Os acamamentos são horizontalizados, sendo proeminente nessa faixa o intenso sistema de falhamentos ortogonais de direção NE-SW e NW-SE, principalmente gravitacionais.

Estruturas dômicas de natureza granítica aparecem realçadas topograficamente na margem esquerda do rio São Francisco.

Geomorfologicamente ocorrem duas unidades denominadas Depressão Sanfranciscana e Planaltos do São Francisco. A Depressão Sanfranciscana constitui dois domínios, o domínio das planícies de acumulação recentes, constituída pelos sedimentos quaternários, aluviões e coluviões do rio São Francisco, e o domínio das depressões pediplanadas, constituídas por superfícies de aplanamento interplanálticas e periféricas.

A faixa interplanáltica constitui relevo em geral escarpado, bordejando a depressão do São Francisco, representada pelas rochas carbonáticas da Formação Paraopeba, cujo topo é uma superfície tabular ondulada, com desenvolvimento de formas cársticas.

Os planaltos do São Francisco são formados em estruturas sedimentares concordantes modeladas em diferentes níveis topográficos sobre arenitos da formação Urucuia, rochas do Grupo Bambuí e domos granito-gnaíssicos. Em faixas mais afastadas do rio São Francisco, uma paisagem de mesas pode-se formar pela erosão diferencial, onde os arenitos cretáceos se encontram assentados diretamente sobre o embasamento.

A região apresenta áreas de modelados cársticos, concentrados nos patamares marginais do Chapadão, que por vezes apresentam formas interessantes tais como grutas, pontes cársticas, sumidouros, ressurgências e relevos ruiformes.

GEOLOGIA LOCAL:

Nas áreas pesquisadas ocorrem calcários e granodioritos, ambos recortados por diques de silixito.

Quase a totalidade da área é composta por calcários. As rochas granodioríticas ocorrem na extremidade nordeste da área e se es-

dem para norte e nordeste da área estudada.

Os arenitos da formação Urucuia são encontrados a cerca de 2 a 3 quilômetros, a oeste e norte da área, nas cotas mais elevadas.

O granodiorito do embasamento, descrito apenas macroscopicamente, é mesocrático a leucocrático, de coloração cinza claro, textura porfirítica, constituído por plagioclásio, em cristais centimétricos, quartzo intersticial anédrico, biotita e hornblenda como máficos. Os afloramentos mais frescos se encontram na margem esquerda do Peruaçu.

Os calcários da Formação Sete Lagoas do Sub-Grupo Paraopeba, Grupo Bambuí, são calcários calcíticos de granulação fina e cor cinza-azulada e afloram principalmente na parte oeste da área.

Seus afloramentos são pouco expressivos, geralmente formando lajedos ao nível do solo, e raramente constituindo afloramentos isolados com expressão topográfica. Apresentam-se semi-horizontalizados com pequena vergência para leste.

Tanto o calcário quanto o granodiorito estão recortados por diques e lertes de silexitos, dispostas em rosário, formando morrotes, onde apresentam grande potência.

Os principais alinhamentos desses corpos se faz segundo a direção NW, balizando o rio Peruaçu pela sua margem direita. Um outro sistema tem direção NE, sendo aproximadamente perpendicular ao anterior. Veios menores envolvem o calcário nas imediações dos diques, formando uma trama e indicando um caráter intrusivo para essa litologia. A espessura dos corpos de silexito é variável, geralmente de 10 a 20 metros e, em alguns locais, superiores a 50 metros.

O silexito é geralmente de cor branca, criptocristalino a microcristalino, às vezes colofome (calcedônia). Quando alterado fica poroso e lixiviado, com baixa densidade e pode se desfazer em um silte branco como trípoli. Quando fresco é maciço, duro, tenaz e com fratura concóide.

Perções de óxidos de manganês pulverulento são encontradas dentro dos blocos de silexito, quando lixiviados e, frequentemente, esses blocos apresentam-se externamente revestidos com um filme de óxido de manganês.

Parte do silexito e calcário se encontram recobertos por uma camada elúvio-coluvial de minério de manganês em faixa de direção NW, concordante com a direção do sistema principal de diques. O sistema transversal secundário apresenta apenas traços de manganês. Na margem esquerda do rio Peruaçu, os diques mineralizados são os de direção NE.

Nos trabalhos de pesquisa, em trincheiras transversais ao co

lúvio de minério, foram encontradas lentes e veios de chert manganésífero de cor negra, com direção concordante com o alinhamento da faixa eluvial e dos corpos de silexito. Na margem direita tem direção NW e na margem esquerda direção NE. Em uma das trincheiras foi interceptada uma brecha de silexito contendo fragmentos angulosos de chert negro e marrom claro, provavelmente goetítico.

Os corpos de minério "in situ" encontrados são na verdade veios de chert manganésífero duro, negro, com fratura concóide e brilho sub-metálico, com alto teor em bário, que constitui o proto-minério deste jazimento.

GEOLOGIA ECONÔMICA:

O minério de manganês do Peruaçu é de cor negra intensa, com crecionário, com superfície rugosa e quando aflorante é muito rico em manganês, e ainda com aspecto maciço e brilho semi-metálico. As análises desse minério superficial chegam a atingir teores de 48,2% de Mn, 68,58% de MnO_2 , 1,2% de Fe, 2,7% de SiO_2 , 0,42% de Al_2O_3 , 0,07% de P, 0,14% de CaO, 12,5% de Ba e 0,10% de TiO_2 .

A medida que se aprofunda na camada eluvial o minério torna-se cavernoso, contendo seixos de silexito alterado e friável, empobrecendo-se gradativamente com aumento de teor de sílica.

Os minerais principais de manganês determinados por difração de raios X são a hollandita ($BaMn_8O_{16}$), psilomelana, pirolusita ($PbMnO_2$) e criptomelama (KMn_8O_{16}).

As faixas de minério coluvial, em grande parte aflorantes, apresentam blocos, matacões e seixos de manganês constituídos por concreções aglomeradas e cimentadas por colóides de óxido de manganês.

Esse minério apresenta contaminações por englobar seixos de silexito e concreções pisolíticas de limonita.

As camadas eluviais, sobre os morrotes de silexito, raramente ultrapassam um metro de espessura. Já as camadas coluviais, nas encostas, podem atingir até três metros de espessura. As maiores espessuras de colúvio são encontradas em fendas junto ao calcário.

Nas bordas da faixa de rolado existe um capeamento de solo areno-argiloso transportado, com pouca espessura (entre 0,2 m e 1,0 m), onde também pode ser encontrada uma camada delgada de pisólitos de limonita. Uma característica da área é a ausência de minério pulverulento.

Os minerais de ganga que contaminam o minério são o silexito alterado, a limonita e solo areno-argiloso. O silexito e limonita se en

contram liberados nas frações de minério mais fino, abaixo de 1/4 de polegada.

O minério apresenta teores médios de 38,5% de Mn; 3,5% de Fe; 9% de SiO₂; 4,5% de Al₂O₃; 0,06% de P e 10% de Ba.

A recuperação do minério acima de 1/2" é superior a 40%, sendo a recuperação total (acima de 1,25 mm) de cerca de 87% em peso.

O chert manganífero, que certamente constitui o proto minério, apresenta-se maciço e fraturado, com cor negra intensa, brilho semi-metálico a sub-vítreo, com ligeira irização causada pelos pigmentos de óxido de manganês, fratura quase conchoidal, arestas cortantes, dureza de silex, traço preto e densidade elevada. Em secção polida mostra distribuição coloforme de óxido de manganês e apresenta cavidades e fendas, contornadas por filme de quartzo microcristalino de recristalização.

Esse chert possui alto teor de manganês, podendo atingir 33% de Mn, 37% de sílica e 7% de Ba.

GENÉSE DO MINÉRIO:

A origem do minério do Peruaçu não é conhecida, e não se encontra na literatura disponível descrição de jazida semelhante.

Estudos preliminares realizados durante a pesquisa indicam uma origem hipotermal primária, seguida por processos de intemperismo e lixiviação, com deposição e enriquecimento secundário de manganês.

A origem hipotermal é indicada pelo relacionamento com o silexito, provavelmente intrusivo, pela presença do mineral holandita, que indica temperaturas superiores a 500°C, pelos altos teores de bário e, finalmente, reforçada pela proximidade de plutonitos do embasamento.

A gênese do proto-minério não está ainda estabelecida conclusivamente, aguardando estudos e evidências mais concretas. No entanto, a origem secundária do enriquecimento é incontestável.

O temperismo atuando sobre as exposições de silexito permitiu a liberação e lixiviação dos óxidos de manganês, contidos no proto-minério (chert manganífero), com conseqüente migração de soluções coloidais de óxidos.

A presença de calcário calcítico, como encaixante do silexito, tem importância fundamental na constituição dos depósitos secundários superficiais, pois a brusca mudança de alcalinidade do meio, onde percolam as soluções ácidas coloidais de manganês, causa a precipitação

dos óxidos, formando concreções nas imediações da fonte.

A erosão contínua dos afloramentos intemperizados veio formar e incrementar os depósitos coluviais existentes.

SERVIÇOS DE PESQUISA:

Um acampamento composto por duas casas pré-fabricadas de madeira foi construído na área provendo a infraestrutura necessária para a pesquisa.

Uma linha-base topográfica foi lançada ao longo da área de ocorrência de minério e a prospecção feita inicialmente com furos de trado. Poços orientativos foram realizados com retro-escavadeira e toda a delimitação do depósito foi feita com trincheiras abertas transversalmente à faixa mineralizada, em espaçamentos de 50 e 100 metros.

LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO:

O levantamento plano-altimétrico se restringiu às faixas mineralizadas tendo sido feito simultaneamente ao trabalho topográfico de locação das linhas-base e seções transversais orientadas para os serviços de pesquisa. Esse levantamento possibilitou a obtenção de um mapa plano-altimétrico em escala 1:2.000 com curvas de nível com intervalos de 2 metros.

LEVANTAMENTO GEOLÓGICO:

Foi feito um reconhecimento preliminar da área utilizando várias trilhas e aceiros de cercas, que se posicionam transversalmente ao rio Peruaçu, com vistas principalmente a determinação das faixas de ocorrência de minério, seus limites e direcionamento.

Esse reconhecimento foi suficiente para orientar o método de pesquisa a ser utilizado.

O levantamento geológico com maior detalhe foi feito apenas na faixa mineralizada, considerando o caráter superficial do jazimento.

POÇOS MECANIZADOS:

Os poços foram executados segundo as seções transversais e como orientação para a abertura de trincheiras.

Picadas com destocamento, ao longo das seções, foram abertas para o acesso da máquina, uma retro-escavadeira leve HWB-660M.

Foram executados na área cerca de 245 poços, quase todos negativos com profundidade variável entre 1 e 3 metros, imediatamente aterrados com a própria máquina.

Quando encontrado o minério, os poços foram prolongados em trincheiras.

TRINCHEIRAS:

As trincheiras foram executadas mecanicamente por retro-escavadeira com ótimos resultados.

A máquina trabalha preferencialmente dos pontos altos do terreno para os mais baixos, aproveitando-se da gravidade para melhorar sua capacidade de trabalho.

Os serviços foram iniciados a partir de um afloramento, nos pontos altos, ou de um poço positivo inicialmente executado pela máquina.

Foram executadas 95 trincheiras, algumas descontínuas, perfazendo 2.703 metros lineares, com profundidade de 0,5 a 3,0 metros e largura proporcional. O volume escavado é estimado em 6.314 m³.

AMOSTRAGEM E ANÁLISES:

A amostragem do minério foi realizada através de canaletas verticais contínuas abertas nas paredes laterais das trincheiras.

O minério foi recolhido numa lona estendida no piso da trincheira, removido, homogenizado e quarteado. Uma das metades foi descartada e a outra ensacada, etiquetada e levada para o acampamento onde foi processada.

Uma análise granulométrica foi feita determinando-se a recuperação do minério nas frações acima de 1/2", entre 1/4" e 1/2" e entre 1/4 e 1,25 mm. As amostras de cada fração foram então moídas e quarteadas para análise química.

Nas amostras foram dosados Mn, Fe, SiO₂, Al₂O₃ e Ba e em algumas amostras também P em lugar de Ba. Foram analisadas cerca de 200

amostras com 1010 dosagens químicas.

RESERVAS:

Em decorrência do tipo de pesquisa executado, as reservas foram calculadas pelo processo de seções e distâncias de influência.

A densidade do minério "in situ", considerada como 2,21, foi avaliada pela média de 6 ensaios, utilizando-se o método de escavação de pequenos poços com pesagem de todo o material e determinação do volume com areia lavada e peneirada.

Todos os dados obtidos foram agrupados em tabelas e o Quadro Final de Reservas é dado a seguir:

MINÉRIO + 1/2"	Tonelagem	Mn	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃
Medido	63.913,2	39,6	2,4	8,8	3,8
Indicado	39.644,3	38,3	3,9	9,6	4,2
Total	103.557,5	39,1	3,0	9,1	4,0

MINÉRIO 1/4" a 1/2"	Tonelagem	Mn	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃
Medido	37.232,0	37,2	5,3	9,1	4,3
Indicado	23.281,1	36,1	5,6	9,8	4,8
Total	60.513,1	36,8	5,4	9,4	4,5

MINÉRIO 1,25 a 1/4"	Tonelagem	Mn	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃
Medido	26.653,5	37,2	6,3	8,8	4,8
Indicado	12.924,1	35,3	6,8	10,2	5,4
Total	39.578,2	36,6	6,5	9,3	5,0

O minério é do tipo metalúrgico para ferro-liga devido a seu baixo teor em ferro e alta relação Mn/Fe.

O minério fino foi somente peneirado e poderia ser facilmente concentrável, por métodos gravimétricos, com enriquecimento substancial em manganês.

O teor em alumina se encontra dentro da média das maiores reservas brasileiras.

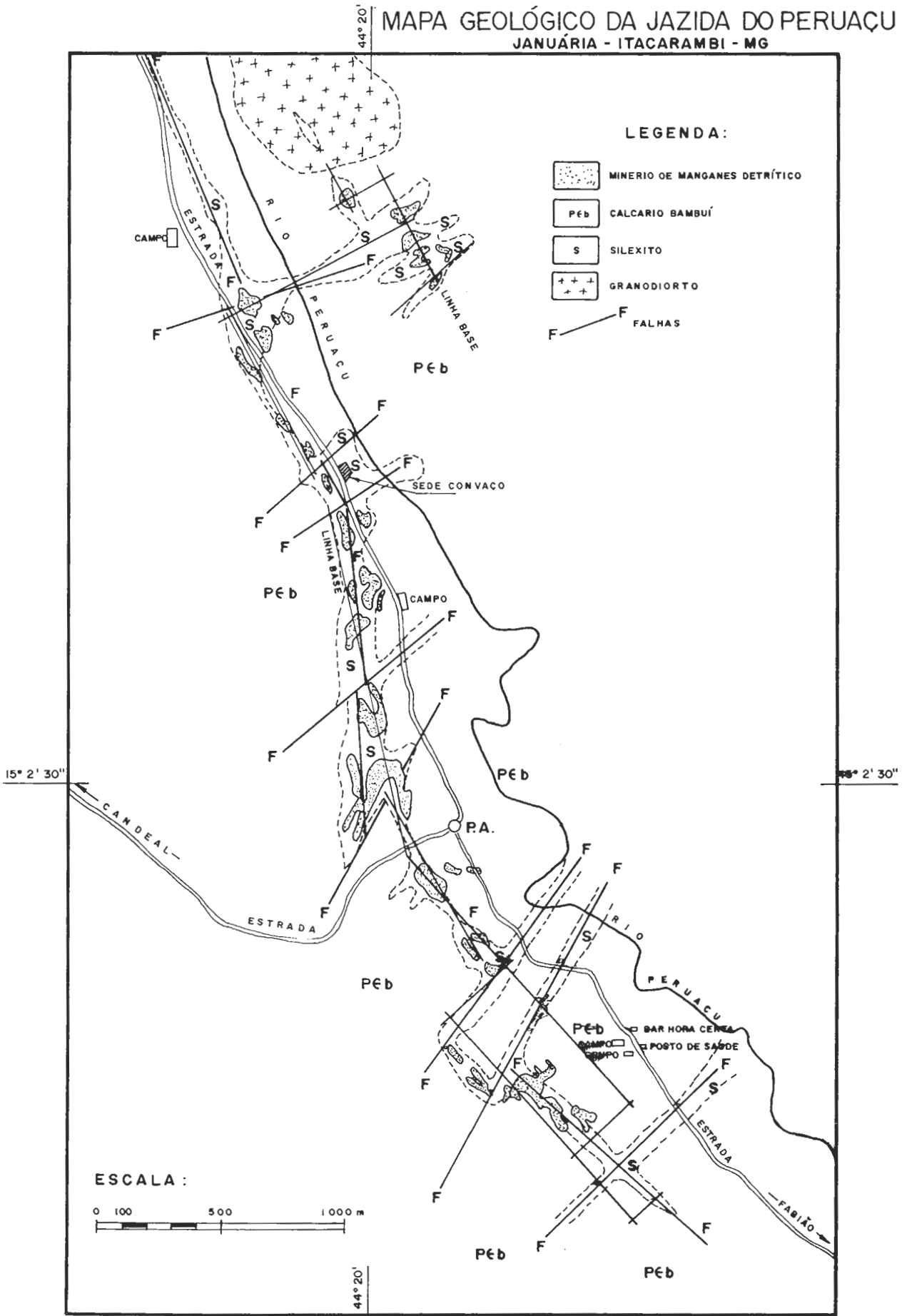
O bário, apesar de alto (10%), que impede a aplicação do minério em finalidades não metalúrgicas, não apresenta inconveniente para ferro-liga.

O minério dessa jazida é, portanto, de qualidade excelente como minério de adição, permitindo o consumo de minérios de outras minas, mais ricos em manganês e com menores teores de sílica, mas com relação Mn/Fe inferior a 6.

BIBLIOGRAFIA:

- BRANCO, J.J.R. & COSTA, M.T. - 1961 - Roteiro da excursão Belo Horizonte - Brasília In: CONGR. BRAS. GEOL., 14. Belo Horizonte, 1961. Roteiro das excursões, IPR - UFMG publicação 15.
- CETEC - 1981 - 2º Plano Integrado do Noroeste Mineiro: Recursos Naturais - CETEC - Publicações Técnicas - Belo Horizonte, 2v . 356 p.
- DARDENE, M.A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central In: CONGR. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978, Anais. Salvador SBG V.2 p. 597-610.
- DERBY, O.A. - 1881 - Contribuição para o estudo da geologia do vale do Rio São Francisco. Archivos do Musel Nacional Rio de Janeiro - Rio de Janeiro (4) p.87-119.
- FERNANDES, P.E.C.A.; MONTES, M.L.; BRAZ, E.R.C.; MONTES, A.S.L.; da SILVA, L.L.; de OLIVEIRA, F.L.L.; GUIGNONE, J.I.; SIGA JR., O.; de CASTRO, H.E.F. - 1982 - Geologia In: PROJ. RADAM BRASIL. Folha SD. 23 Brasília Rio de Janeiro - V.29 p. 25-204.
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENMAUS, C. ; HARALYI, N.L.E.; BRANCO, P.C. de A.; RAMALHO, R. - 1984 - O craton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí In: DGM. DNPM. Geologia do Brasil. Brasília, p. 153-248.
- LOPES, O.F. - 1979 - Mineralisations en el Plomb, Zinc et Fluorine en caissées dans le Groupe Bambuí du Protezoróique Supérieurs de lá region d'Itacarambi (Minas Gerais - Brésil). These de Doctorat de 3 e Cycle Universidade Pierre et Marie Curie (Paris VI), 190 pp.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. et alii - 1976 - Projeto Leste do Tocantins Oeste do Rio São Francisco; relatório final. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM / PROSPEC, Relatório do Arquivo Técnico da DGM. 2547-11v.
- ROY, SUPRIYA - 1968 - Mineralogy of the different genetic types of manganese deposits - Econ. Geol., V 63 p. 760-786.
- SAVAGE, W.S. - 1936 - Solution, Transportation and precipitation of manganese - Econ. Geol., V.31 (3). p. 278-297.

MAPA GEOLÓGICO DA JAZIDA DO PERUAÇU
JANUÁRIA - ITACARAMBI - MG



RECONSIDERAÇÕES VULCANOLÓGICAS SOBRE A HIPÓTESE DE CALDEIRA VULCÂNICA NO COMPLEXO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS, MG. PARTE I: ROCHAS SEDIMENTARES COMO CORPOS CAPTURADOS, FRAGMENTADOS E AFUNDADOS NO MAGMA FONOLÍTICO

Akihisa Motoki e Jorge Luís Souza Oliveira
Departamento de Geologia - UERJ

ABSTRACT

The mode of occurrence of the sedimentary rocks inside the Poços de Caldas Alkaline Complex Rock Body are studied. These sedimentary rocks are constituted by eolian sandstone and lacustrine siltstone with sandstone intercalations. The sandstone show high grade recrystallization due to thermal metamorphism to form a mosaic texture. These rocks occur as small bodies, ranging in scale from meters to kilometers, not as in-situ bodies, but captured, fragmented and sunken ones into phonolitic magma. The general dip of these rocks to the centre of the alkaline complex, which was discussed in previous works, is not found, but strikes and dips are random. The present denudation have reached to a shallow intrusive rock body level, upper portion of a magma chamber.

It is considered that the original geomorphology have been lost because of the erosion, and difficult to accept their preservation. The local geomorphology which likes a volcanic caldera can be attributed to simple differential erosion.

1. INTRODUÇÃO - TRABALHOS ANTERIORES

A presença de rochas sedimentares dentro do Complexo Alcalino de Poços de Caldas foi notificada anteriormente por Derby (1887), Barbosa (1936), Freitas (1943) e Barbosa (1948), e posteriormente pesquisadas por Ellert (1959) e Bjørnberg (1959). Esses trabalhos descreveram os corpos sedimentares como anteriores do magma alcalino, estando assim, distribuídos ao longo do contato com as rochas encaixantes na borda interna do complexo. Tais sedimentos foram considerados como de importância fundamental nesses trabalhos na hipótese de soerguimento durante a intrusão do diápiro alcalino e de abatimento de caldeira vulcânica após as principais atividades vulcânicas.

Em relação ao soerguimento e abatimento, um dos argumentos principais é o desnível entre as altitudes dos corpos sedimentares em algumas localidades dentro e fora do maciço alcalino. Segun

do Ellert (1959), na Serra do Mirante da Fartura, a nordeste de Águas da Prata (SP), os sedimentos encontram-se assentados em gnaisses do embasamento, sobrelevando-se uma altitude de mais de 1500 m, com ligeira inclinação para fora do complexo. Em Águas da Prata, na borda sudoeste do maciço, esses ocorrem na altitude de 850 m, com diferença de cota de pelo menos 700 m em relação aos da Serra do Mirante da Fartura. No lado interno do complexo, são descritos como ligeiramente perturbados, mergulhando para o interior deste. Estes dados de campo foram interpretados como consequência de abatimento.

2. TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo objetivaram principalmente o reconhecimento e interpretação ou reinterpretação de dados relacionados às rochas sedimentares estudadas por Ellert (1959), Bjørberg (1959) e Ulbrich (1984). Foram pesquisadas três áreas em detalhe: Andradas; a borda oeste-noroeste do maciço; e a Serra do Mirante da Fartura (Fig. 1). O maior enfoque foi dado ao esclarecimento do modo de ocorrência dessas rochas, seja de corpos in-situ e inclinados ligeiramente para o interior do complexo, ou capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico.

Ao norte de Andradas, segundo os trabalhos anteriores, encontram-se duas massas de rochas sedimentares de escala aproximadamente de 2 x 4 km. Entretanto, durante os trabalhos de campo, foi verificada a presença desses corpos mas não na forma descrita nos trabalhos acima citados. Os corpos sedimentares ocorrem na escala métrica até kilométrica, mais frequentemente de dezenas e centenas de metros, espalhados entre o Ribeirão do Caracol e a Fazenda Capão do Mel (Fig. 2).

No vale em que se situa a Fazenda Capão do Mel, os sedimentos são constituídos principalmente por arenitos não estratificados. Estas rochas não se assemelham aos arenitos da Formação Botucatu, devido a ausência de estratificações cruzadas de alto ângulo. O grau de recristalização pelo metamorfismo termal é alto, mostrando uma textura em mosaico. Neste local, a escala dos corpos é relativamente pequena, geralmente algumas poucas centenas de metros.

No vale vizinho, ao longo do Ribeirão do Caracol, e da serra entre os dois vales, encontra-se um corpo central de aproximadamente 2,5 x 1,5 km, composto principalmente de siltitos com intercalações de arenitos. Os siltitos apresentam estratificação bem desenvolvida e contínua, sem laminação cruzada, de camadas claras e escuras alternadas com o intervalo de 1 cm. Em torno desse corpo central, espalham-se corpos isolados de tamanhos menores. Os corpos acima citados são englobados por rochas fonolíticas.

Foram encontrados alguns contatos com rochas fonolíticas. Como por exemplo: Ao sul da Fazenda Capão do Mel no corte da estrada BR-146 (Loc. 1 da Fig. 2), onde um corpo sedimentar de siltito está em contato com fonolito, que apresenta margem de resfriamento. Na pedreira ao longo da mesma estrada, a oeste da Fazenda Capão do Mel (Loc. 2), ocorre um corpo de arenito de dimensão aproximada de 50 m, embutido em fonolito (Fig. 3). No Ribeirão do Caracol (Loc. 3 da Fig. 4), expõe-se ao longo do corte da estrada, contato vertical entre siltito e fonolito. A maioria dos afloramentos mostra re

lação sub-vertical de contato, não sendo encontrado nenhum, que representasse teto pendente.

As atitudes medidas desses corpos sedimentares são caóticas, e não demonstram uma boa tendência de caimento para o interior do complexo alcalino. O corpo central do Ribeirão do Caracol é inclinado 10 a 30 graus para oeste. Muitos dos corpos pequenos possuem inclinações maiores, no máximo 45 graus, com direções variáveis. De qualquer forma, não foi verificado um sentido preferencial de mergulho para o interior do complexo. Os corpos sedimentares apresentados nas Figs. 2 e 3 são aqueles cujas presenças foram confirmadas durante os trabalhos de campo, mas acredita-se que deve haver maior número desses corpos fragmentados.

Nessa área, o modo de ocorrência e mergulho dessas rochas sedimentares indicam sua gênese como corpos capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico. Assim sendo, considera-se que a exposição atual desses corpos não é sub-superficial, e o nível de denudação do Complexo Alcalino de Poços de Caldas é de uma profundidade razoavelmente grande, o que explicaria a ausência quase que total das rochas sedimentares fora do complexo, que possivelmente formaram a superfície anterior à intrusão do magma fonolítico.

Na borda oeste-noroeste, os trabalhos anteriores mencionaram a presença de uma brecha vulcânica ao longo da borda do maciço alcalino, e corpos sedimentares acompanhando essa brecha. Dentre os corpos areníticos, aquele que se situa em Cascata (SP) foi considerado como um fator importante na discussão sobre o abatimento da caldeira vulcânica (Ellert, 1959 ; Bjørnberg, 1959). Entretanto, publicações posteriores, como por exemplo Ulbrich (1984), não reconheceram a presença desse corpo, sem nenhuma justificativa sobre sua não constatação, apesar da sua importância geológica. Portanto, a verificação desse corpo tornou-se um dos objetivos principais de nosso trabalho de campo.

Nas observações de campo, o corpo acima mencionado não foi encontrado, ocorrendo apenas rochas fonolíticas e brechas vulcânicas naquele local. Por outro lado, foi constatado um afloramento com arenito e siltito intercalados, semelhantes aos da área de Andradas, e embutidos em rocha fonolítica no corte de uma estrada nova, na ocasião em construção (Fig. 5 ; Loc. 4 da Fig. 4). Esse corpo é sub-horizontal e mostra contatos superior, lateral e inferior com a rocha fonolítica, indicando captura e afundamento no magma alcalino. Esse é o único afloramento que manifesta tal tipo de siltito nessa área. As rochas sedimentares principais são arenitos com estratificações cruzadas de alto ângulo bem desenvolvidas, possuindo características típicas de sedimentos eólicos, provavelmente pertencentes à Formação Botucatu ou Caiuã. São altamente recristalizados devido ao metamorfismo termal. Em Veú das Noivas (Loc. 5), encontra-se um exemplo típico de tal arenito. A relação de contato entre estes arenitos e rochas fonolíticas não é muito clara, por causa da escassez de afloramentos. Mesmo assim, foi possível obter exposições de rochas fonolíticas, areníticas e brechas vulcânicas, formando um mosaico no mapa geológico (Fig. 4). As atitudes dos arenitos dessa área também não demonstram uma convergência de mergulho para o centro do maciço alcalino. Como por exemplo, na Fazenda Chiqueirão (Loc. 6), os arenitos expostos possuem alto grau de fragmentação e atitudes caóticas.

O modo de ocorrência dos exemplos acima citados indicam

sua gênese como corpos sedimentares capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico, em estado semelhante aos Andradas. Alguns corpos areníticos fragmentados que ocorrem no meio das brechas vulcânicas podem ser interpretados como xenólitos grandes, ou seja, corpos capturados no conduto vulcânico.

Na Serra do Mirante da Fartura, afloram as únicas manifestações conhecidas de rochas sedimentares exteriores ao complexo alcalino. Bjørnberg (1959) descreveu esses sedimentos como assentados em gnaisses do embasamento, mas mencionou também, a possibilidade de serem enquadrados dentro de rochas alcalinas, devido à presença de blocos fonolíticos no talude da referida serra.

Durante os trabalhos de campo, foram encontradas rochas sedimentares, constituídas principalmente por arenitos e parcialmente por siltitos, no topo da Serra do Mirante da Fartura, formando tabuleiro na escala aproximada de 1,5 km x 0,3 km. Essas rochas são semelhantes às de Andradas: arenitos com acamamento muito pouco desenvolvido e siltitos bem laminados sem estratificação cruzada. O acamamento dessas apresenta suaves ondulações cuja envoltória é sub-horizontal. Topograficamente o topo achatado da serra apresenta um ligeiro declínio para fora do complexo alcalino, porém o ângulo de mergulho é desprezível, menos de 1 grau, apesar da proximidade do contato com o complexo alcalino. A espessura desses sedimentos não ultrapassa 50 m. Os aspectos dos siltitos indicam uma baixa energia de sedimentação, como por exemplo de ambiente lacustre, e a ausência de estratificação cruzada nos arenitos não aponta origem eólica. Isto é, as rochas sedimentares das áreas de Andradas e Serra do Mirante da Fartura não correspondem às características da Formação Botucatu do Grupo São Bento e da Formação Caiuã do Grupo Bauru. Aparentemente, eles se assemelham às formações inferiores da Formação Botucatu: como por exemplo, a Formação Corumbatai. Foram, também, encontrados blocos e afloramentos fonolíticos em alguns determinados locais da talude da serra, e eles apresentam o modo de ocorrência de diques.

No topo da Serra do Deus Me Livre, vizinha da Serra do Mirante da Fartura, acham-se também, arenitos com modo de ocorrência semelhante aos dessa última, mas a área de distribuição não alcança 200 metros quadrados e a espessura é inferior a 5 m.

O resultado dos trabalhos de campo desta área basicamente confirma as descrições dos trabalhos anteriores na Serra do Mirante da Fartura, que foi considerada como sendo um morro testemunho da Bacia do Paranã. A altitude dessa serra pode corresponder ao limite entre o gnaise do embasamento e a cobertura sedimentar desta região (Fig. 6).

3. NÍVEL DE EROSIÃO ATUAL DE POÇOS DE CALDAS ESTIMADO PELO MODO DE OCORRÊNCIA DAS ROCHAS SEDIMENTARES

Conforme o ítem anterior, os exemplos de Andradas e da borda oeste-noroeste do complexo alcalino, demonstram uma sequência de eventos tais como: captura, fragmentação e afundamento no magma fonolítico. Portanto, os níveis de denudação atual do maciço alcalino e dos sedimentos devem ser considerados como mais profundos do que havia sido proposto por trabalhos anteriores. A profundidade

não seria de um corpo superficial ou sub-superficial, mas sim de corpo intrusivo raso, ou de câmara magmática. A exposição atual corresponde ao perfil horizontal da parte relativamente superior de um corpo diapírico, constatado pela ampla distribuição de rochas fonolíticas.

Aceitando-se a hipótese de captura dos corpos sedimentares no magma fonolítico, pode-se dar uma explicação sobre a ausência dos corpos sedimentares no interior do complexo alcalino. O resfriamento de um corpo intrusivo diapírico inicia-se, provavelmente, a partir do topo e da borda. Portanto, a viscosidade do magma nesse estágio diminuiria gradativamente da borda para o núcleo, e os corpos capturados afundariam mais rapidamente no núcleo do que na borda. Conseqüentemente, a borda seria o local mais favorável, em relação ao núcleo, para ocorrer a consolidação antes que os corpos sedimentares capturados afundassem completamente (Fig. 6).

Os corpos capturados são constituídos quase que na sua totalidade por rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Paraná, e muito raramente encontram-se gnaisses encaixantes pré-cambrianos. Ao redor do complexo alcalino, as rochas sedimentares desse tipo se expõem apenas na Serra do Mirante da Fartura. Por que rochas gnáissicas aparecem muito raramente como corpos capturados, ao contrário das sedimentares?

Este problema pode ser resolvido referindo-se ao fato de que as rochas sedimentares cobrem o embasamento na altitude atual de 1500 ou mais: As cotas atuais do maciço de Poços de Caldas estão um pouco inferiores a essa altitude, dessa forma, é provável que tenha existido uma ampla cobertura de rochas sedimentares logo acima da cota máxima atual. Portanto, o teto da intrusão diapírica provavelmente esteve em contato com rochas sedimentares, que já foram eliminadas pela erosão, e não gnaisses; e que o diápiro alcalino tenha penetrado totalmente o nível dessas rochas cristalinas. Os blocos gnáissicos que foram capturados no magma fonolítico, devem ter afundado antes do estágio final de consolidação do magma (Fig. 6).

Por conseqüência, as rochas sedimentares ocorrentes dentro do complexo alcalino não podem ser considerados como exposição in-situ, ou seja, não representam o local original de sedimentação. Elas foram movimentadas para um nível inferior, através de afundamento parcial na câmara magmática alcalina.

4. PROBLEMAS RELATIVOS AO ABATIMENTO DA CALDEIRA VULCÂNICA

Os trabalhos de campo para o maior corpo sedimentar do Maciço Alcalina de Poços de Caldas, ocorrente em Águas da Prata, ainda estão em desenvolvimento, e portanto, os dados apresentados aqui são apenas parciais. Mesmo assim, esses dados parciais já verificam alguns fatos importantes em relação à hipótese de abatimento de caldeira vulcânica.

Em primeiro lugar, os modos de ocorrência dos corpos sedimentares não são in-situ, mas sim capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico. Portanto, as altitudes atuais desses corpos são aleatórias, e não relacionadas aos locais de sedimentação nem aos movimentos causados pelo suposto abatimento. Nesse senti -

do, a tentativa de utilizar as diferenças de altitudes entre os corpos sedimentares para justificar abatimento de caldeira, Bjørnberg (1959) e Ellert (1959), não nos parece adequada.

Em segundo lugar, as atitudes dos corpos areníticos são caóticas, não apresentando nenhum padrão específico de convergência para o interior do maciço alcalino, ou qualquer outra direção. Sob o ponto de vista de que tais corpos areníticos e siltíticos foram capturados e afundados no magma fonolítico, é natural que suas atitudes sejam aleatoriamente distribuídas. Mesmo aceitando-se a hipótese de Bjørnberg (1959), os arenitos não poderiam ter essa suposta tendência geral, pois os arenitos das Formações Botucatu e Caiuã são eólicos e apresentam frequentemente estratificações cruzadas de alto ângulo. Além disso, o mapa geológico apresentado junto ao referido trabalho, também, não descreveu essas atitudes gerais. Portanto, a discussão sobre o abatimento através das atitudes das rochas sedimentares não poderia ser considerada como muito significativa.

Em terceiro lugar, os arenitos são bem recristalizados pelo metamorfismo termal, mostrando uma textura de mosaico. Na Bacia do Paraná, são encontrados arenitos da Formação Botucatu em contato com derrames e condutos de lavas basálticas, mas o efeito de cozimento encontrado nesses afloramentos é geralmente muito pequeno, apenas de alguns centímetros. Excepcionalmente, acham-se blocos de arenito, de dezenas de metros de escala, altamente cozidos, mas esses ocorrem como rochas capturadas por sill ou pequeno corpo sub-vulcânico: como por exemplo no caso de um sill que se encontra na cidade de Pirajú (SP). A temperatura de um magma basáltico (aproximadamente 1100 graus) é muito mais alta do que um fonolítico (600 graus), e portanto, o efeito térmico de magma fonolítico deve ser menor do que basáltico. Mesmo assim, os corpos areníticos de Poços de Caldas são altamente cozidos, e esta recristalização ocorre em escalas quilométricas. Tal fato é difícil de ser explicado pelo metamorfismo de contato, mas sim pelo pirometamorfismo provocado através de captura no magma.

Em quarto lugar, os corpos areníticos e siltíticos capturados próximos a Andradas, são distribuídos tanto em baixo da Serra do Caracol como no interior do maciço alcalino, sem interrupção. Geomorfologicamente, a Serra do Caracol constitui uma parte da serra circundante (os autores chamam de "muralha") foi interpretada por Ellert (1959) como dique anelar ou restante de "caldera wall". Entretanto, variação petrográfica das rochas fonolíticas do interior do maciço para a muralha não é brusca, mas sim, gradativa. Se a muralha correspondesse ao dique anelar, deveriam haver diferenças na petrografia das rochas fonolíticas e na distribuição dos corpos capturados de forma brusca. Porém, o fato, é que o corpo principal siltítico no vale do Ribeirão do Caracol estende-se da muralha até o interior do complexo alcalino continuamente (Fig. 2). Nesse sentido, apesar da presença de uma topografia elevada, é difícil de se considerar a existência de um dique anelar na área de Andradas.

5. CONCLUSÕES

Os dados acima apresentados sugerem que o nível de denuda

ção atual da região de Poços de Caldas tenha atingido o corpo intrusivo raso correspondente à parte superior de uma câmara magmática. Assim, considera-se que a geomorfologia da Era Cretácea tenha sido eliminada totalmente pela denudação, tornando-se difícil de imaginar, mesmo sendo parcial, sua preservação até hoje. A geomorfologia que sugeriu uma caldeira vulcânica pode ser, na realidade, atribuída apenas ao resultado de erosão diferencial.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos professores H.H.G.J. Ulbrich do Inst. de Geociências da Univ. de São Paulo, P. Cesero, M.C.P.L. Heilbron e E. Zimbres do Dep. de Geologia/Geofísica da Univ. Est. Rio de Janeiro pelas sugestões e análises críticas ao texto.

BIBLIOGRAFIAS

Barbosa, O. (1936) - Notas preliminares sobre o Planalto de Poços de Caldas e suas possibilidades econômicas. Serv. Fom. Prod. Mineral, (Brasil), Avulso 8, 1-33.

Barbosa, O. (1948) - Sobre a idade das rochas alcalinas e origem do planalto de Poços de Caldas. Min. e Met., XII, 76, 235-237, Rio de Janeiro.

Bjørnberg, A.J.S. (1959) - Rochas clásticas do Planalto de Poços de Caldas. Fac. Filos. Ciênc. Letras, Univ. São Paulo, Bol. 237, Geologia 18, 65-132.

Derby, O.A. (1887) - On nepheline-rocks in Brazil - part I, with special reference to the association of phonolite and foyaite. Quart. Jour. Geol. Soc. London.

Ellert, R. (1959) - Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. Fac. Filos. Ciênc. Letras, Univ. São Paulo, Bol. 237, Geologia 18, 5-63.

Freitas, R.O. (1943) - As estruturas fósseis do Sistema de Santa Catarina no Planalto de Poços de Caldas. Bol. Assoc. Geogr. Bras., 3, 25-36.

Ulbrich, H.H.G.J. (1984) - A petrografia, a estrutura e quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Livre Docência, Inst. de Geociências da Univ. de São Paulo.

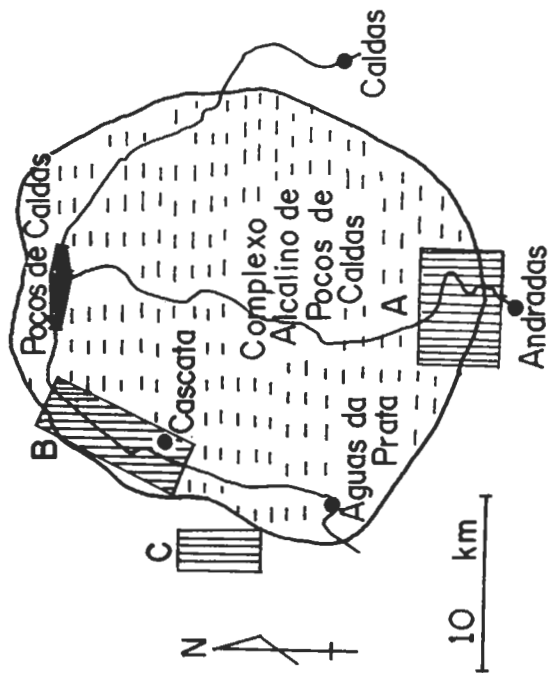
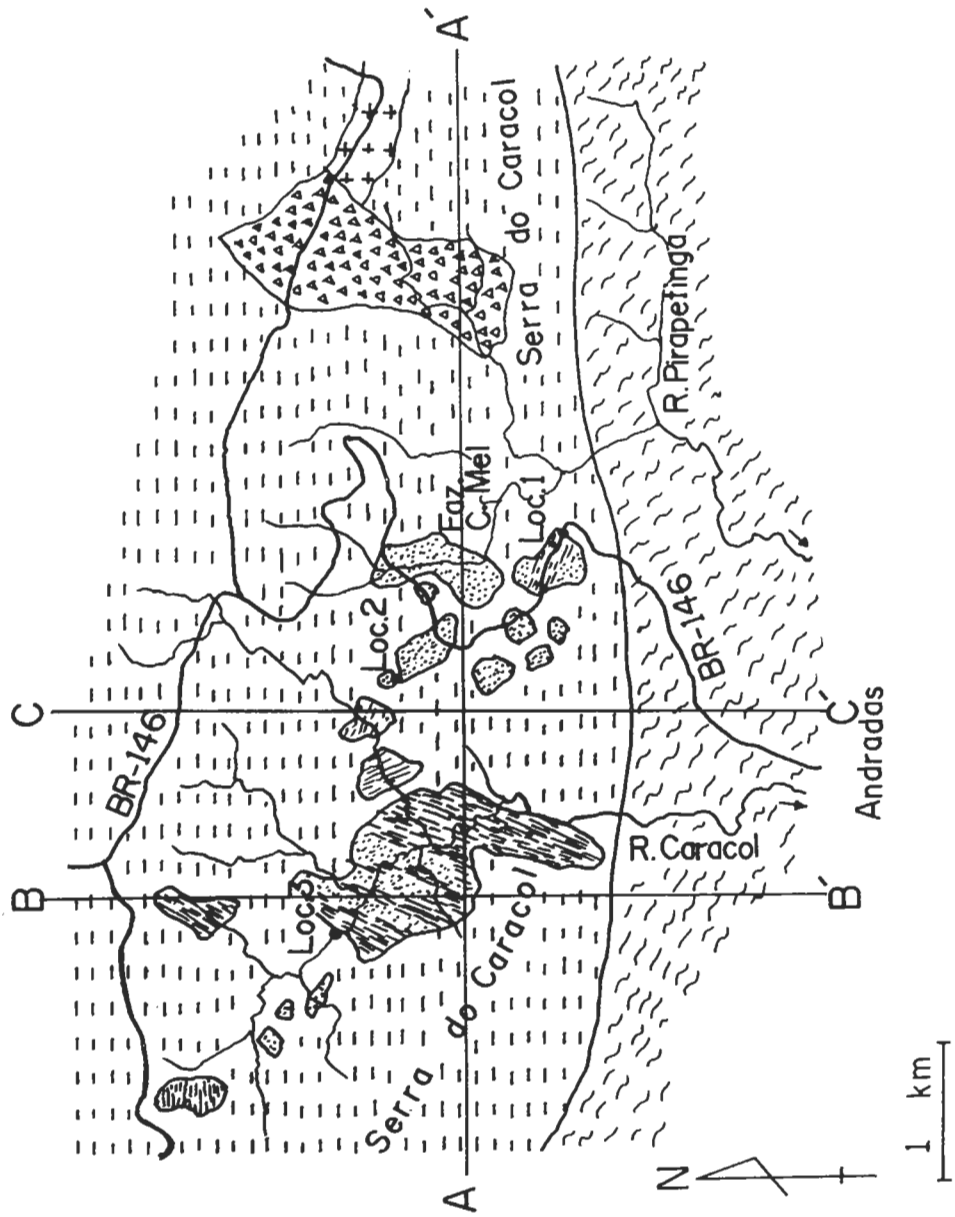


Fig. 1 : Mapa de localização das áreas pesquisadas no Complexo Alcalino de Poços de Caldas. A, Andradas ; B, borda oeste-noroeste do complexo alcalino ; e C, Serra do Mirante da Fartura.



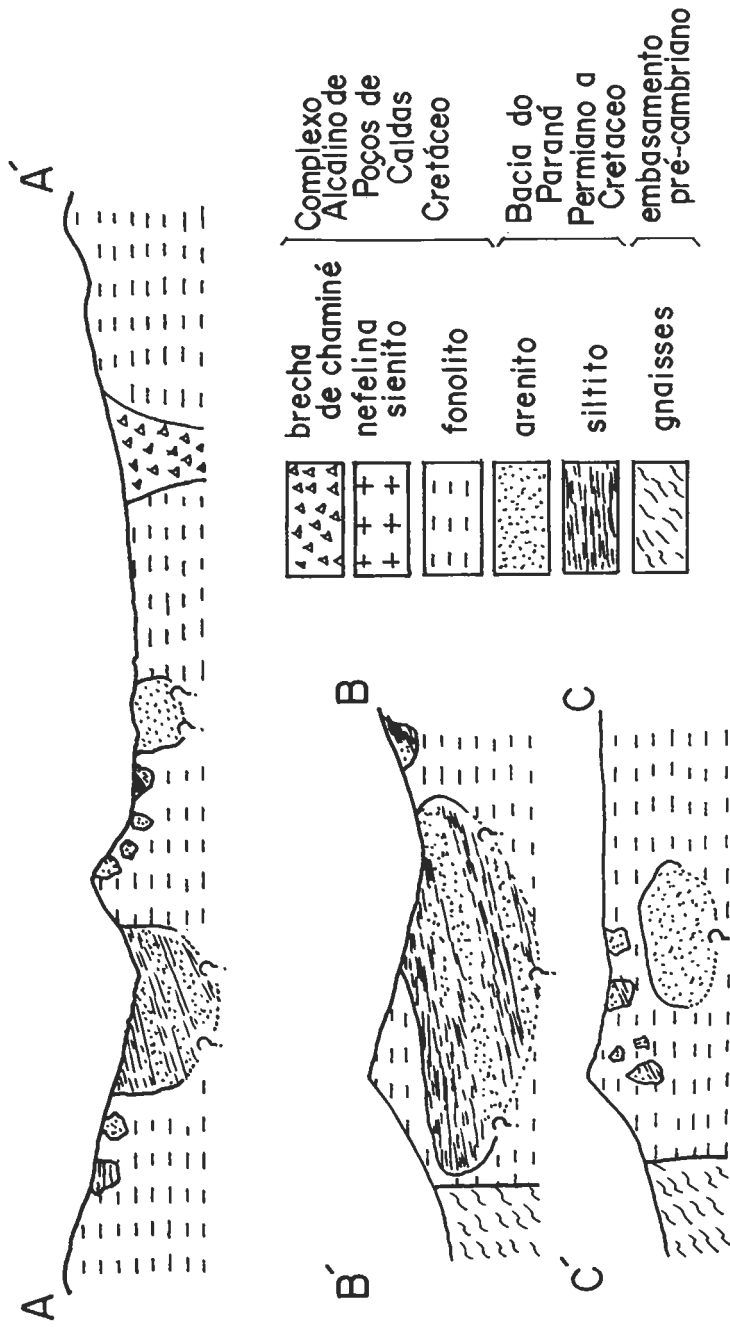


Fig. 2 : Mapa e perfis geológicos da área de Andradás

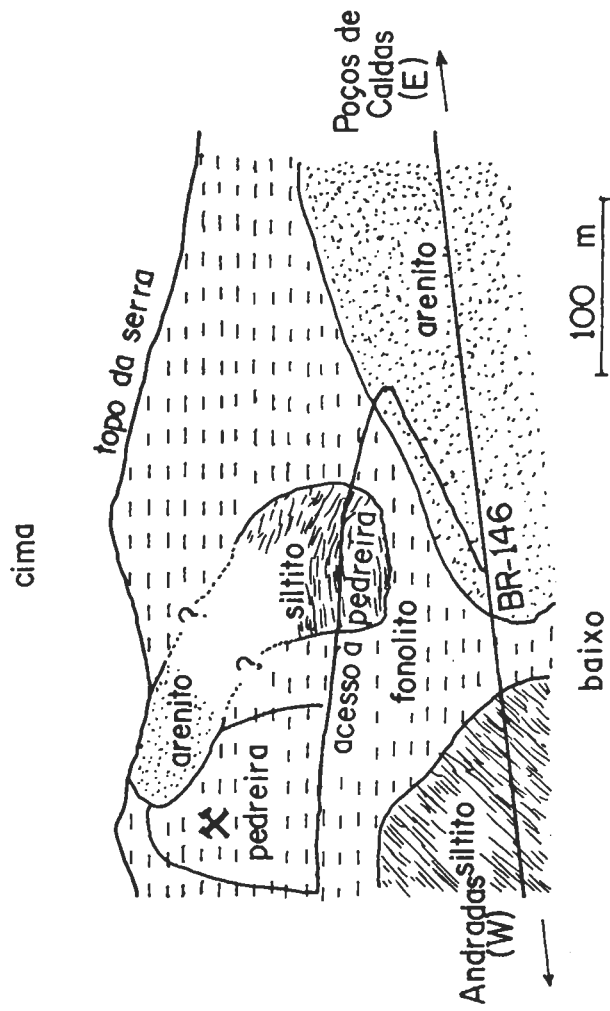


Fig. 3 : Perfil esquemático da Pedreira ao longo da estrada BR-146, próximo à Fazenda Capão do Mel, Andradas (SP).

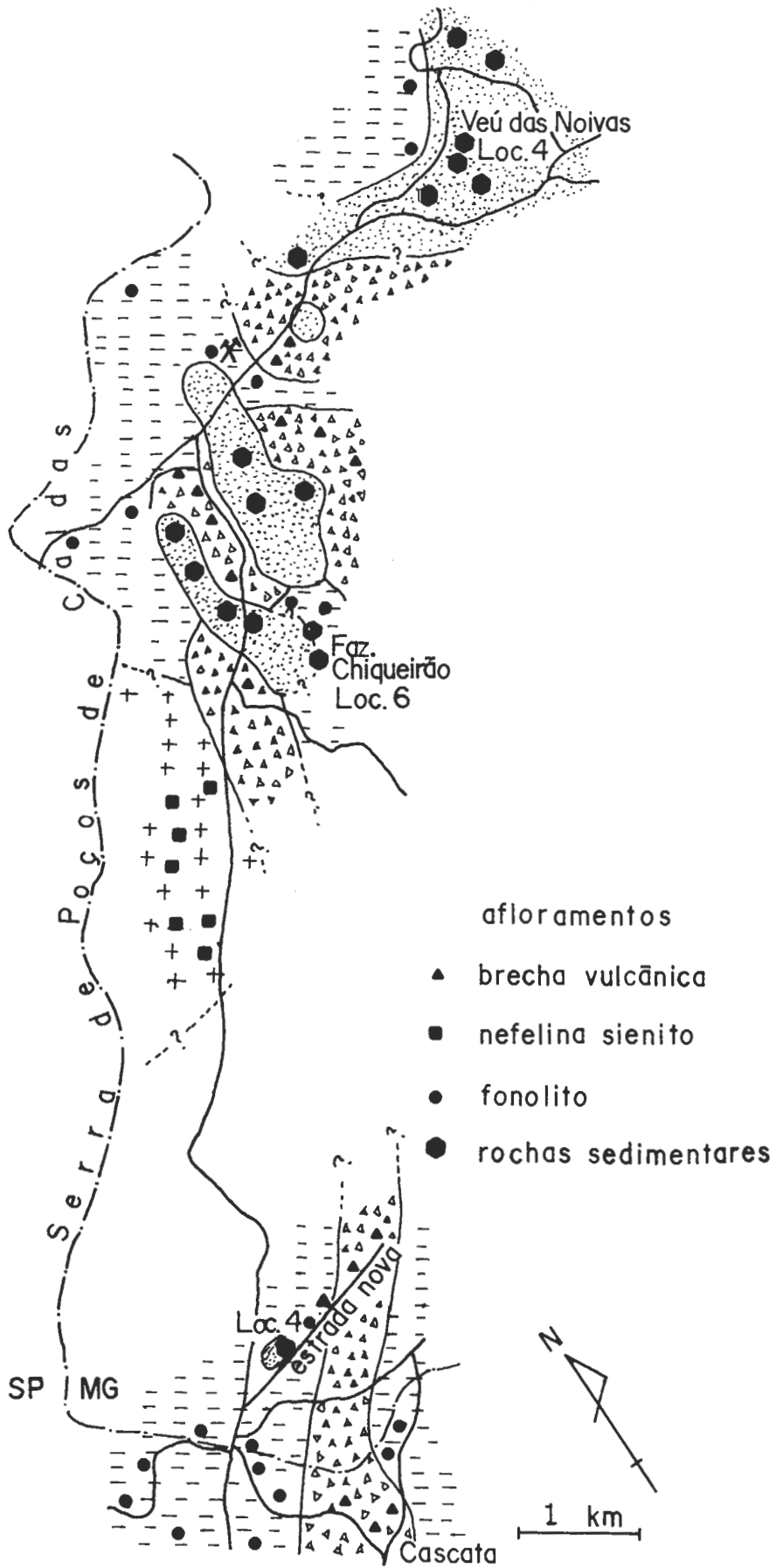


Fig. 4 : Mapa geológico da borda oeste-noroeste do complexo alcali no. Simbolos iguais à Fig. 1.

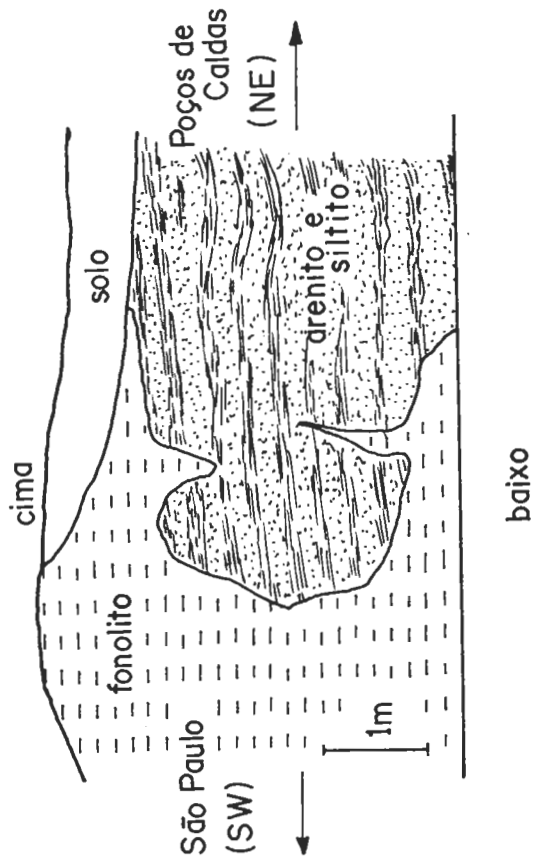


Fig. 5 : Esquema do afloramento aberto na ocasião de construção da estrada nova, próximo a Cascata (SP).

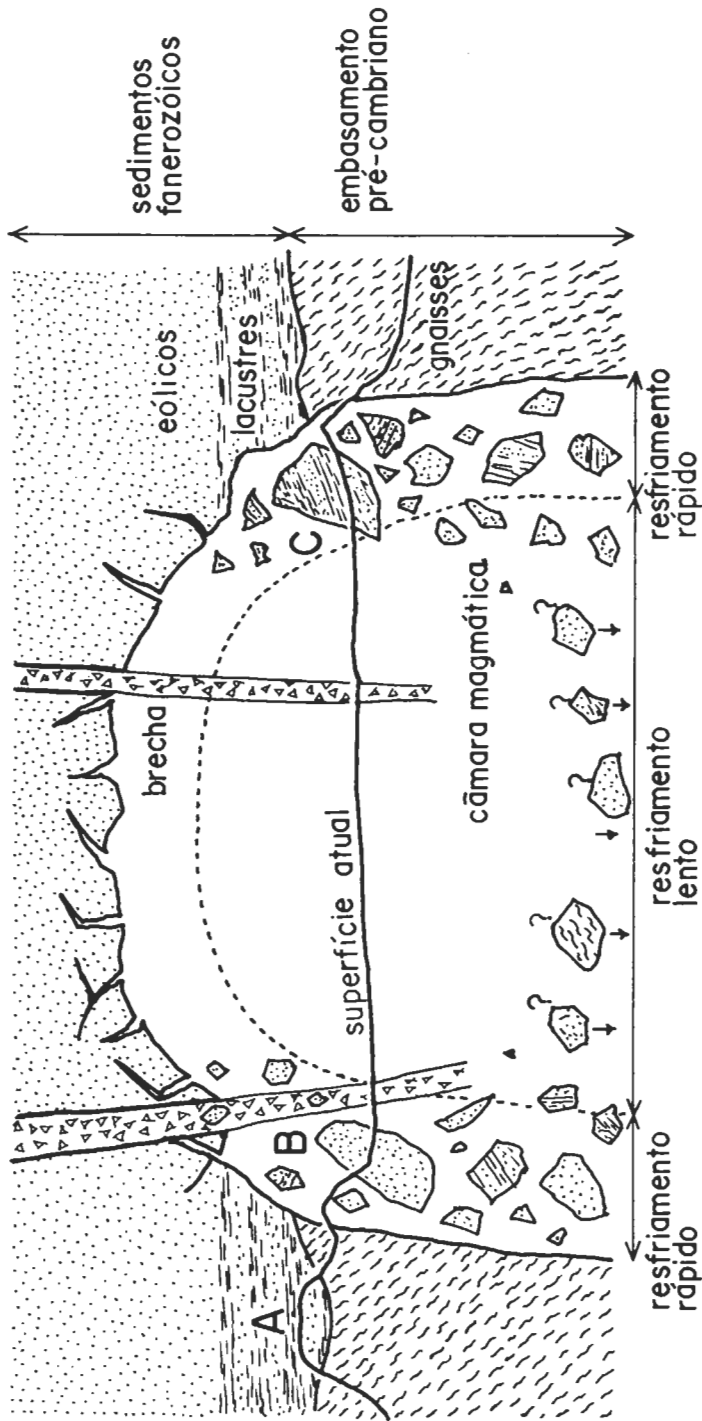


Fig. 6 : Modelo proposto para o modo de intrusão relativo ao Complexo Alcalino de Poços de Caldas, demonstrando captura e afundamento dos corpos sedimentares. Os locais A, B, e C mostram respectivamente, situações atuais esquemáticas das áreas da Serra do Mirante da Fartura, Águas da Prata, e Andradadas.

EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA QUATERNÁRIA DA REGIÃO DE GOUVEIA, SERRA DO ESPINHAÇO - MG

Allaoua Saadi e Roberto Célso Valadão
Departamento de Geografia/IGC - UFMG

ABSTRACT

The Ribeirão do Chiqueiro basin is the result of excavation of the Gouveia anticlinorium, molded in quartzite and meta-conglomerate sequences of the Espinhaço Supergroup, which unconformably cover the crystalline basement rocks over the schists of Rio Paraúna Super group. There have been detected four morphostructural domains, on the basis altimetric levels well defined: -above 1300m= residual relief of a Post-cretaceous surface; -between 1250 and 1300m= tabular surface which has graded the rocks of the two upper sequences; -between 1000 and 1100m= hills and interfluves, elaborated over a pediplanation level of Upper Tertiary; -below 1000m= valley floors sand and clay infilling. The Cenozoic deposits localized in the two more recent domains have been analysed: -to the Plio-Quaternary interface are attributed the rudaceous deposits composed of subrounded quartz pebbles and blocks and paleo-basins of sandy clay; -to the Lower and Middle Quaternary are correlated two terraces of rounded quartz pebbles, paleochannels with quartz pebbles found on the slopes and one deposit of coluvium siltic material; -to the Upper Quaternary belong several aluvial sequences, two coluviuns and two "stone lines".

* Trabalho realizado graças ao apoio do CNPq e do CPq/UFMG.

INTRODUÇÃO

Graças ao apoio logístico do Centro de Geologia Eschwege, o Núcleo de Geomorfologia do IGC-UFMG tem realizado várias pesquisas geomorfológicas sobre a porção mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional (VALADÃO, 1986; SAADI et al, 1986; SAADI & ALMEIDA ABREU, 1987). Objetiva-se neste trabalho divulgar uma síntese preliminar dos resultados obtidos até hoje sobre os aspectos estratigráficos e morfodinâmicos do Quaternário da região de Gouveia.

A revisão da literatura geomorfológica mostra que a região só foi abordada por três trabalhos de caráter geral. O "Mapa Geomorfológico de Minas Gerais" na escala de 1/250.000 (IGA, 1977), define as "Serras, Patamares e Escarpas do Espinhaço" como "testemunhos de superfícies de aplainamento que truncaram estruturas dobradas e falhadas". As obras de AB'SABER (1955) e KING (1956) oferecem alguns subsídios para a datação relativa dos níveis de aplainamento.

Apesar deste fato, valiosos trabalhos realizados em domínios lito-estruturais e bioclimáticos diferentes auxiliaram a abordagem metodológica e as interpretações. Destacam-se em primeiro lugar as obras de DE MARTONNE (1940) sobre os aspectos morfo-estruturais do Brasil Tropical Atlântico, as de FREITAS (1951) e de ASMUS & FERRARI (1978) sobre o fator tectônico. Assumiram também fundamental importância a controvérsia sobre o significado do "complexo da linha de seixos" ou "stone line" (SETZER, 1949; WAEGEMANS, 1953; HEINZELIN, 1955; CAILLEUX & TRICART, 1957; TRICART, 1958; RUHE, 1959; TRICART & CAILLEUX, 1959; AB'SABER, 1962 e 1966; MOUSINHO & BIGARELLA, 1965; PENTEADO, 1969; MEIS et al, 1975) e as sínteses do Quaternário Paulista (AB'SABER, 1969) e Paranaense (BIGARELLA, 1964; BIGARELLA et al, 1965). Por fim, os estudos das coberturas colúvias e de suas relações com os depósitos aluviais no Médio Vale do Rio Doce (MEIS, 1977; MEIS & MONTEIRO, 1979) e no Médio Vale do Rio Paraíba (MOURA & MEIS, 1981; MEIS & MOURA, 1984) esclareceram muitas dúvidas sobre os problemas do Quaternário superior.

METODOLOGIA

A abordagem metodológica da estratigrafia do Quaternário é determinada pela descontinuidade espacial dos depósitos aluviais e sobretudo coluviais. Portanto, precisou-se antes de tudo localizar as unidades geomorfológicas que tenham registrado o maior número de eventos morfológicos e que permitam a análise das relações entre as dinâmicas das encostas e dos leitos fluviais, unidades estas representadas pelos alvéolos fluviais bordejados por "complexos de rampas" de colúvios (MEIS & MONTEIRO, 1979). O mapeamento realizado através das fotografias aéreas a escala de 1/25.000 e dos reconhecimentos in-situ orientou a escolha de alguns alvéolos onde as voçorocas rasgam as encostas e tornam desnecessária a abertura de poços e/ou trincheiras para a delimitação tridimensional dos corpos lito-estratigráficos.

Numa segunda fase são feitos mapeamentos topográficos de detalhe (com teodolito a escala de 1/500) dos alvéolos escolhidos permitindo a elaboração das seções lito-estratigráficas, uma vez identificados os diversos depósitos. Por fim, a caracterização sedimentológica é feita por determinação da textura (peneiramento e pipetagem), morfoscopia das areias (frações 0,125 e 0,500 mm na lupa binocular), determinação dos minerais pesados (BROCHE et al, 1977) e morfometria dos seixos (índices de arredondamento e achatamento). A determinação de argilo-minerais está sendo feita por difração X e será objeto de divulgação posterior.

CONDIÇÕES GEOLÓGICAS

A área de estudo (FIG.1) é representada pela bacia hidrográfica do Ribeirão do Chiqueiro (coordenadas 18°20' a 18°34', 43°37' a 43°54' Gr.), localizada no Município de Gouveia-MG incluído na Microregião Mineradora de Diamantina.

Trata-se de uma depressão de direção N-S, circundando a cidade de Gouveia e escavada nas sequências Pré-Cambrianas da Serra do Espinhaço Meridional descritas por FOGAÇA e SCHOLL (1984). Segundo os autores, o embasamento Arqueano (mínimo de 2.8 b.a.) representado pelos migmatitos e granitos s.l. da Sequência Infracrustal aflora no eixo de um grande

anticlinório, tendo sido esta faixa axial perturbada por falhamentos de empurrão ou inversos dando origem a zonas milonitizadas ao longo dos contatos com xistos sobrejacentes. O Supergrupo Rio Paraúna, segunda sequência Arqueana (2.8 b.a. a Proterozóico Inf.), é constituído por dois grupos. O Grupo Pedro Pereira, que exhibe na região xistos verdes (unidade vulcano-sedimentar) fortemente dobrados e tectonicamente encaixados no embasamento, e o Grupo Costa Sena, constituído de duas unidades: quartzo-mica-xistos da Formação Barão do Guaicuí com contatos basais de caráter tectônico e quartzitos com lentes de metaconglomerados da Formação Bandeirinha.

Segundo os autores, as duas sequências Arqueanas formam o embasamento dos metassedimentos Proterozóicos do Supergrupo Espinhaço, representado na região pelas três formações inferiores (SHOLL e FOGAÇA, 1979):

- Formação São João da Chapada: quartzitos médios a grosseiros e filitos hematíticos;
- Formação Sopa-Brumadinho: filitos, quartzitos médios a grosseiros e metaconglomerados;
- Formação Galho do Miguel: até 500 m de quartzitos puros e finos com contato basal discordante em escala regional (SCHOLL, 1980).

As rochas destas três sequências foram intrudidas durante o Proterozóico (entre 1.8 e 1.1 b.a.) por corpos de metadiabásio, que sob a forma de diques e "sills" aproveitaram os sistemas de falhamentos de direções E-W, NW-SE e NE-SW.

Na borda sudeste da Serra, região de Serro-Conceição do Mato Dentro, a imbricação tectônica das espessas sequências de rochas metassedimentares e metavulcânicas dos Supergrupos Minas e Espinhaço (ALMEIDA ABREU et al, 1986) com rochas cristalinas da Sequência Infracrustal e um cinturão de rochas ultramáficas demonstram a imposição de uma tectônica de "nappes" com importante transporte de massa de Leste para Oeste. De acordo com estas observações e com ALMEIDA ABREU (com. verbal, 1987) o anticlinal de Gouveia, apesar de moldado nas sequências do Supergrupo Espinhaço, é consequência de um alto estrutural pré-Espinhaço derivado do reequilíbrio isostático do empilhamento de "nappes" da tectônica do Supergrupo Rio Paraúna. A tectônica Espinhaço estacionando novas "nappes" sobre este obstáculo, a epirogenia positiva é retomada e se prolon

ga até os dias atuais.

CONFIGURAÇÃO MORFO-ESTRUTURAL

A partir desta infra-estrutura geológica em constante soerguimento epirogênico, a ação seletiva do intemperismo e da dissecação determinada pelas vicissitudes paleoclimáticas e tectônicas conduziu ao escavamento gradual do anticlinório. Desta inversão de relevo resultou uma depressão de 300 m de profundidade encravada no assoalho granítico e inteiramente bordejada por escarpas quartzíticas e xistosas sub-verticais. Os marcos cronológicos da história geomorfológica são representados por quatro níveis altimétricos definindo domínios morfo-estruturais(FIG.2):

- acima da cota 1300 m: colinas tabulares e cristas monoclinais com altitude média de 1400 m representam relevos residuais modelados em tempos pós-cretáceos nos quartzitos e metaconglomerados do Supergrupo Espinhaço, a partir da dissecação de antigas superfícies. O alinhamento destes relevos ao longo das linhas de falhas atesta o controle tectônico da fase de dissecação;

- entre 1250 e 1300 m: uma superfície tabular (fini-Terciária?) dissecada trunca as rochas (diversas e diversamente inclinadas) dos Supergrupos Espinhaço e Rio Paraúna. A dissecação ainda em curso é controlada pelos lineamentos tectônicos;

- entre 1000 e 1100 m: colinas e interflúvios moldados nos xistos e granitos das duas sequências inferiores exibem topos nivelados em altitudes variando entre 1050 m e 1100 m. Características morfológicas e depósitos correlativos permitem reconstituir uma paleobacia (Plio-Quaternária?) resultando da coalescência de pedimentos cujas relíquias formam a base xistosa ou granítica de várias das escarpas periféricas;

- abaixo da cota 1000 m: os fundos dos vales apresentam uma sucessão de alvéolos espremidos entre trechos estreitos nos cursos médios e extensas planícies colmatadas por várias sequências aluviais do Quaternário superior e atuais nos cursos inferiores, isto em oposição com a clara tendência regional ao encaixamento dos talwegues no assoalho granítico.

OS DEPÓSITOS CENOZÓICOS

A evolução geomorfológica da região rica em eventos desnudacionais gerou grande número e diversidade de depósitos tanto Quaternários quanto pré-Quaternários. Portanto, apesar deste trabalho focar especificamente os eventos morfogenéticos de idade Quaternária, não podemos omitir uma abordagem sucinta dos depósitos pré-Quaternários.

DEPÓSITOS PRÉ-QUATERNÁRIOS

-Ao Norte dos limites da bacia, na altitude de 1300m, aflora uma canga constituída por fragmentos de filitos, xistos e quartzos envoltos numa matriz arenosa consolidada por óxidos de ferro, que conferem ao conjunto uma coloração vermelha escura. O contato basal de caráter erosivo e a estrutura do depósito fazem desta canga uma laterita de acumulação absoluta;

-No Km 470 da BR 367, colúvios e alúvios quaternários assentam-se sobre uma película conglomerática constituída de seixos quartzosos angulosos cimentados por uma matriz arenosa ligeiramente ferruzinizada;

-Sobre os topos das colinas e interflúvios graníticos e xistosos, em altitudes de 1050 a 1100m, ocorrem frequentemente dois tipos de depósitos:

.seixos e blocos (1m de espessura) de quartzo ferruginizados e semi-arredondados com alguns seixos de quartzito bem arredondados e muito intemperizados oriundos dos metaconglomerados. O contato basal discordante com os xistos e a estratificação incipiente proíbe a assimilação destes depósitos com veios de quartzo intemperizados e faz os atribuir a um terraço Tp relacionado com a base dos pedimentos do nível 1050-1100m.

.bacias decamétricas preenchidas por espessas sequências (3m) de areias e argilas brancas a cinzas, bem estratificadas e assentadas sobre pavimentos de seixos quartzosos e xistosos. Os estudos em curso incitam a concebê-las como testemunhos de uma rede de drenagem pós-pedimentos.

É ainda prematuro atribuir uma idade definitiva a estes dois tipos de depósitos, mas a correlação com as fases desnudacionais leva a posicioná-los temporariamente no interface Plioceno/Quaternário.

DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

As FIG.3 e 4 ilustram respectivamente as principais características geomorfológicas do alvéolo do Córrego dos Pereiras, uma das unidades mais

representativas da área de estudo, e as seções lito-estratigráficas nela levantadas.

Esta unidade geomorfológica é caracterizada por um alargamento do vale do Córrego dos Pereiras nas proximidades da confluência com o Córrego do Rio Grande. As encostas convexo-côncavas são modeladas nos quartzo-mica-xistos do Supergrupo Rio Paraúna sobrepostos aos granitos milonitizados da Sequência Infracrustal. As escavações abertas pelas voçorocas exibem coberturas coluviais fossilizando os xistos e, na base das encostas, de pósitos fluviais e flúvio-lacustres resultando de uma paleodinâmica de caráter meândrico. O fundo do vale é revestido por depósitos aluviais recentes constituídos por terraços parcialmente recobertos pelos cones aluviais oriundos das voçorocas.

SEÇÃO A-B (FIG. 4a)

Na extremidade da seção, o depósito localizado no topo da encosta representa um terraço Tp que foi relacionado no parágrafo anterior com os pedimentos do interface Plioceno/Quaternário.

Do mais antigo ao mais recente, a sequência cronológica dos depósitos Quaternários é a seguinte:

.fragmentos de um terraço Tc2 (altura aprox. 10m): seixos de quartzo leitoso sub-arredondados a arredondados em posição horizontal e discordante com a foliação dos quartzo-mica-xistos;

.terraço Tc1 (altura aprox. 1m): seixos de quartzo leitoso sub-arredondados a arredondados preenchendo escavações no embasamento cristalino e cronologicamente correlacionados com a base rudácea dos paleocanais que dissecaram as encostas rochosas e foram posteriormente fossilizados pelas coberturas coluviais;

.terraço T2 (altura aprox. 4m): sequência aluvial composta da base para o topo por areias ferruginizadas médias a finas com estratificações cruzadas e siltes e argilas com estratificações horizontais;

."stone line" inferior (SL2): areias e siltes de cor avermelhada preenchendo uma paleo-ravina com perfil em berço moldado no colúvio inferior;

.terraço T1 (altura aprox. 3m): sequência composta por camadas arenosas com lentes de seixos quartzosos, assentadas sobre um pavimento rudáceo contínuo e localmente recobertas pelos cones oriundos das voçorocas.

SEÇÃO C-D (FIG. 4b)

Nesta seção duas ocorrências importantes do ponto de vista estratigráfico:

.os seixos quartzosos do terraço Tc2 aparecem nas duas encostas opostas a mesma altura em relação ao talvegue, na mesma posição horizontal discordante sobre os quartzo-mica-xistos;

.na extremidade N da seção, no topo da encosta aparece parte de um dos paleocanais contemporâneos do terraço Tc1.

SEÇÃO E-F (FIG. 4c)

Esta seção segue a base da encosta formando a margem esquerda do vale, fornecendo portanto detalhes suplementares sobre a composição da sequência aluvial T2.

Sobre os granitos milonitizados ocorrem vários depósitos de seixos quartzosos que representam fragmentos do terraço Tc1. Em discordância sobre estes e sobre os granitos, o terraço T2 é contínuo mas apresenta variações laterais de fácies cuja representação é impossível no espaço do desenho: nas extremidades WNW e ESE da sequência, o material possui características francamente aluviais enquanto que na parte central adquire características mistas que lhe conferem uma fácies aluvial-coluvial. Localmente, ocorrem lentes com seixos de quartzo leitoso.

O fato novo é representado nesta seção pela presença, no topo da sequência T2, de argilas orgânicas de cor preta, estratificadas e preenchendo bacias com espessuras de até 2m. Estes depósitos possuem características flúvio-lacustres e se encaixam cronologicamente entre o terraço T2 e o colúvio inferior C2.

ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE AS ANÁLISES SEDIMENTOLÓGICAS

Textura dos Colúvios- A caracterização textural dos colúvios é dificultada pelo fato destes apresentarem, ao longo das encostas, variações significativas na composição granulométrica. Cientes deste problema, tivemos o cuidado de abordar a textura dos colúvios com base em amostras localizadas em vários pontos das encostas. Os resultados demonstraram que, apesar das variações locais, existe um gradiente granulométrico do topo para a base das rampas de colúvio. A FIG. 5 mostra que os dois colú

vios possuem textura mais grosseiras no alto das rampas (45%-55% areia, 15%-35% argila) do que na base das mesmas (30%-35% areia, 50% argila). Este gradinete resulta do papel do escoamento intermitente e do "splash" nos processos de coluvionamento.

Composição Mineral- A FIG. 6 ilustra a composição mineral (exceto o quartzo) dos depósitos finos, sendo os de origem aluvial caracterizados por três tipos de minerais pertencendo a uma faixa estreita de densidade relativa (2,8 a 4,7), fato devido a ação classificadora dos fluxos de água. Os colúvios, ao contrário, por serem gerados por processos diversos e de caráter descontínuo, possuem uma composição mineral mais diversificada, cobrindo uma faixa extensa de densidade relativa (2,6 a 5,2).

Morfometria dos seixos- A utilização das correlações entre os índices de achatamento e de arredondamento (CAILLEUX e TRICART, 1959) permitiu eliminar dúvidas sobre a origem genética de alguns depósitos rudáceos da área de estudo. Os resultados expressos pela FIG. 7 mostram diferenças morfológicas entre os seixos dos vários depósitos rudáceos e isolam nitidamente os de origem fluvial assimilados por outros colegas aos gerados por processos de encostas.

EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA

Posteriormente à pediplanação Plio-Quaternária, marcada na paisagem pelos topos das colinas e dos interflúvios e pelos depósitos rudáceos Tp, o Pleistoceno Inferior é caracterizado por uma fase de dissecação que encaixa as calhas fluviais até o nível ocupado hoje pelo terraço Tc2. Subsequentemente, enquanto as encostas estão submetidas a processos de pedimentação, as calhas são entulhadas por detritos que caracterizam os fragmentos do terraço Tc2. Talvez, esta primeira fase de dissecação tenha ocorrido em várias etapas, mas o estado atual dos conhecimentos sobre a região não permite tal afirmação.

Uma segunda fase de dissecação rebaixa as mesmas calhas ao nível do terraço Tc1 (1m acima do talvegue atual), enquanto que os pedimentos laterais estão sendo dilacerados por profundas ravinas a perfil em "V". Fundos de vales e de ravinas são posteriormente entulhados por detritos grosseiros e areias, marcando provavelmente o fim do Pleistoceno Médio.

O Pleistoceno Superior inicia-se pela deposição da sequência aluvial T2 que assorea todos os vales com mais de 2m de areias e argilas. A medida que sobem os níveis de base locais, os traçados fluviais adquirem as sinuosidades de meândros. Os canais abandonados evoluem em brejos e são preenchidos por argilas e matéria orgânica. O fim do Pleistoceno é marcado por duas fases de coluvionamento precedidas cada uma por uma fase de erosão superficial representadas pelos pavimentos das linhas de seixos. Este afogamento dos vales por material aluvial e coluvial eleva o nível de base de 10m em relação à última fase de dissecação. O Holoceno inicia-se com um encaixamento das calhas fluviais até 1m abaixo do nível de dissecação atingido durante o Pleistoceno Médio. Os depósitos holocênicos são todos de origem aluvial e são representados por dois terraços arenosos, que nos cursos inferiores, estão sendo recobertos por várzeas.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N.-1955-Problemas Paleográficos do Brasil Sudeste. Bol.Geog., 13(127):392-402.
- _____.-1966-Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. Not.Geomorf.11:59-80.
- _____.-1969-Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. Geomorf., USP, (18):1-23.
- ALMEIDA ABREU, P.A. et al-1986-Elementos da zona de cisalhamento dúctil da borda Oriental da serra do Espinhaço, MG. XXXIV Cong. Bras. Geol., (3): 1219-1231.
- ASMUS, H.E. e FERRARI, A.L.-1978-Hipótese sobre a causa do tectonismo Cenozóico na região sudeste do Brasil. Série REMAC, 4:7-24.
- BIGARELLA, J.J.-1964-Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. Bol. Paran. Geog. 10/15:211-223
- _____; MOUSINHO, M.R.; e SILVA, J.X.-1965-Process and environments of the Brazilian Quaternary. VII INQUA Congress, Imp. Univ. do Paraná.
- CAILLEUX, A. & TRICART, J.-1957-Termites et stone-line. C.R. Somm. Soc. Bio géogr., XXXIV, p. 12.
- DE MARTONNE, E.-1940-Problèmes morphologiques du Brésil Tropical Atlantique. Ann. de Geogr., XLIX, pp. 1-27 et 106-129.
- FOGAÇA, A.C.C. e SCHOLL, W.V.-1984-Estratigrafia e Tectônica das rochas Arqueanas e Proterozóicas da região de Guinda e Gouveia (MG). An. XXXIII Cong. Bras. Geol.
- FREITAS, R.O.-1951-Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. Rev. Bras. Geog., 13:171-222.
- HEINZELIN, J.de-1955-Observations sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. Publ. INEAC, Sér. Scient, nº64, 37 p..

- IGA-1977-Mapa Geomorfológico de Minas Gerais-1/250.000. IGA,SECT, Projeto Radar - MG, 2 folhas.
- KING,L.C.-1956-A Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geografia, 18(2):147-266.
- MEIS,M.R.M.-1977-As unidades morfoestratigráficas Neoquaternárias do médio vale do Rio Doce. An. Acad. Bras. de Ciências, 49:443-459.
- _____;MACHADO,M.B.;e CUNHA,S.B.-1975-Note on the distribution and origin of Late Quaternary ramps near RJ. An.Acad.Bras.Ciências,47(supl)
- _____ & MONTEIRO,A.M.F.-1979-Upper Quaternary ramps: Doce River valley Southeastern Brazilian Plateau. Zeit. Geomorph., 23(2):131-151.
- MEIS,M.R.M. & MOURA,J.R.S.-1984-Upper Quaternary sedimentation and hill slope evolution. Amer. Journal Science, 284:241-254.
- MOURA,J.R.S. e MEIS,M.R.M.-1981-Litoestratigrafia preliminar para os depósitos de encostas do Quaternário Superior do Planalto SE do Brasil. Rev.Bras.Geociências, 10:258-267.
- MOUSINHO,M.R. e BIGARELLA,J.J.-1965-Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. Bol. Paran. Geog., 16/17:43-48.
- PENTEADO,M.M.-1969-Novas informações a respeito dos pavimentos detríticos ("stone lines"). Not. Geomorf., 9(17):15-41.
- RUHE,R.-1959-Stone line in soils. Soil Sc., LXXXVII, pp.223-231.
- SAADI,A.;VALADÃO,R.C.;e LESSA,G.C.-1986-Depósitos Cenozóicos e evolução morfodinâmica da bacia do Ribeirão do Chiqueiro - Serra do Espinhaço, MG. An. II Simp. Geogr. Fís. Aplicada, (no prelo).
- SAADI,A. e ALMEIDA ABREU,P.A.-1987- Primeiras observações sobre a Neotectônica do Espinhaço Meridional, inédito.
- SCHOLL,W.V.-1980-Estratigrafia, sedimentologia e paleografia na região de Diamantina. Münst. Forsch. Geol. Paleont., (51):223-240.
- _____; e FOGAÇA,A.C.-1979-Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). Atas I Sim.Geol. Minas Gerais, (1):55-71.
- SETZER,J.-1949-Os solos do Estado de São Paulo. CNG, IBGE.
- TRICART,J.-1958-Division morphoclimatique du Brésil Atlantique Central. Rev. Geom. Dyn., IX, pp. 1-22.
- _____; e CAILLEUX, A.-1959-Zonas Fitográficas e morfoclimáticas do Quaternário no Brasil. Not. Geomorf., 4:12-17.
- VALADÃO,R.C.-1986-Estudo sedimentológico das Formações Superficiais da Bacia do Ribeirão do Chiqueiro - Espinhaço Meridional, MG. UFMG, IGC, publicação interna.
- WAEGEMANS,G.-1953-Signification pédologique de la "stone line" (note préliminaire). Bull. Agric. Congo Belge, XLIV, pp. 521-531.

FIG. 2 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA DOS DOMÍNIOS MORFO-ESTRUTURAIS NA BACIA DO RIBEIRÃO DO CHIQUEIRO

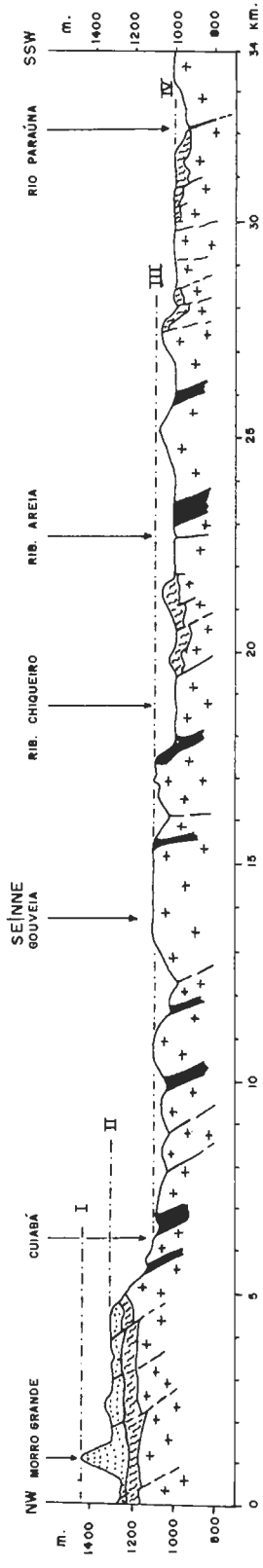
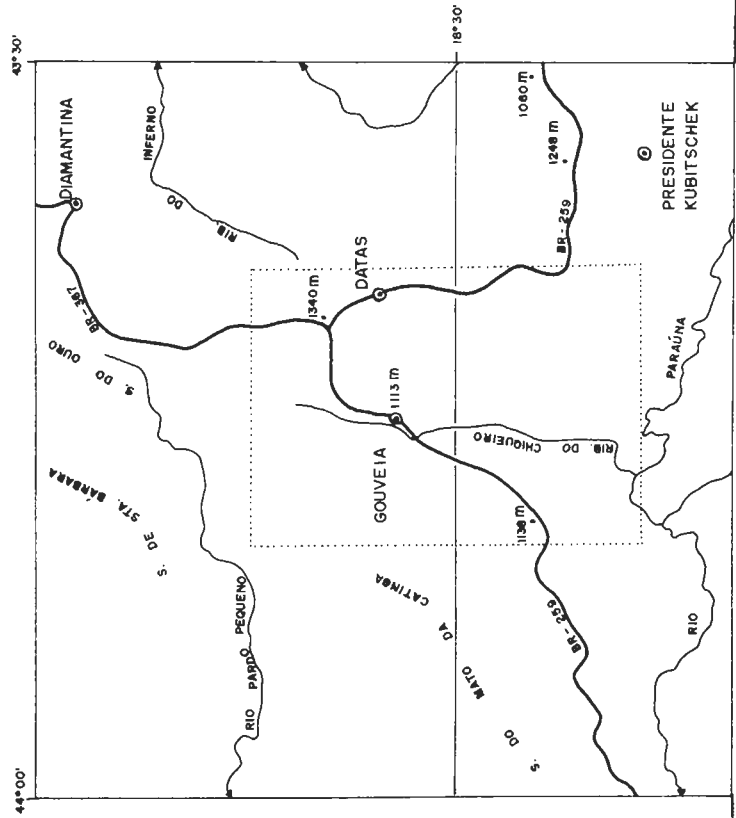
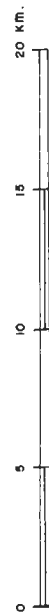


FIG. 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO



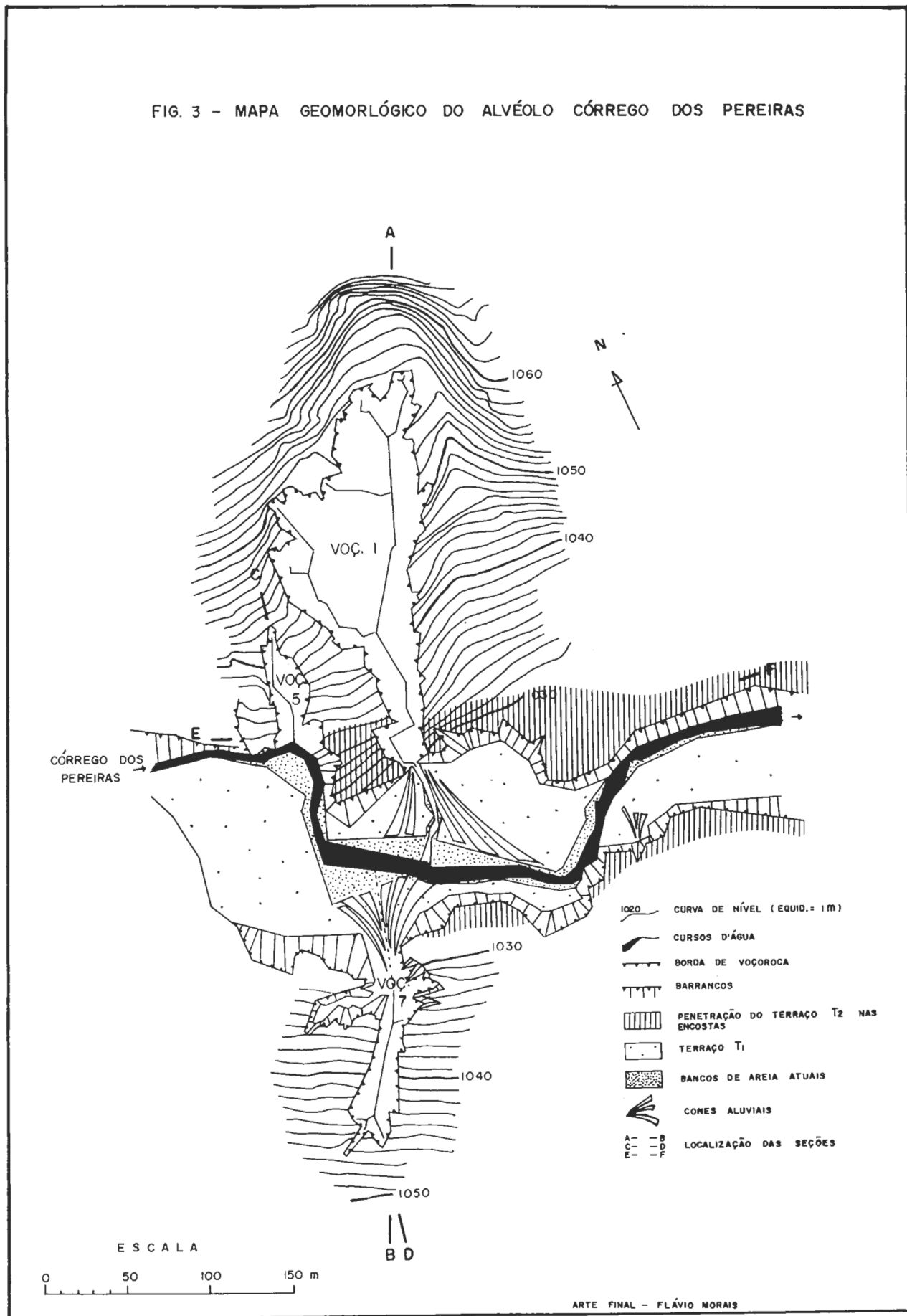
- SEQ. INFRACRUSTAL
- S. BR. RIO PARAÚNA
- S. BR. ESPINHAÇO
- INTRUSÕES BÁSICAS
- FALHAS
- I-IV NÍVEIS DE EROSIÃO

ESCALA



ARTE FINAL - FLÁVIO MORAIS

FIG. 3 - MAPA GEOMORFOLÓGICO DO ALVÉOLO CÓRREGO DOS PEREIRAS



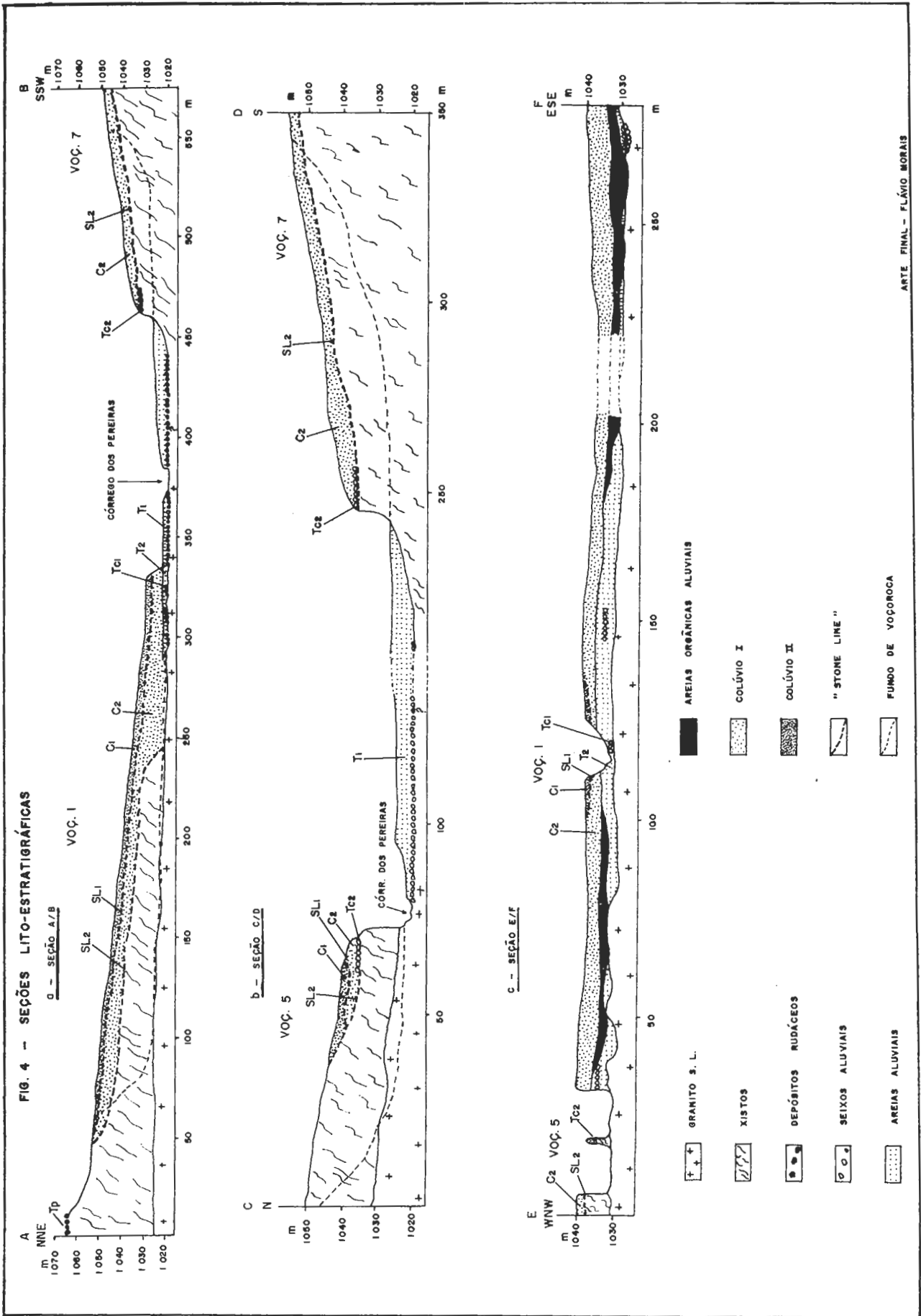


FIG. 5 - CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

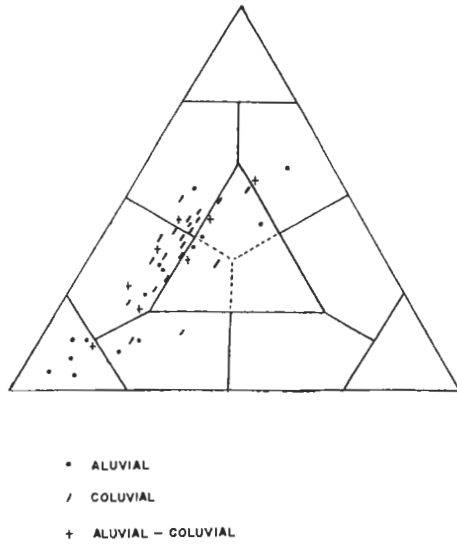
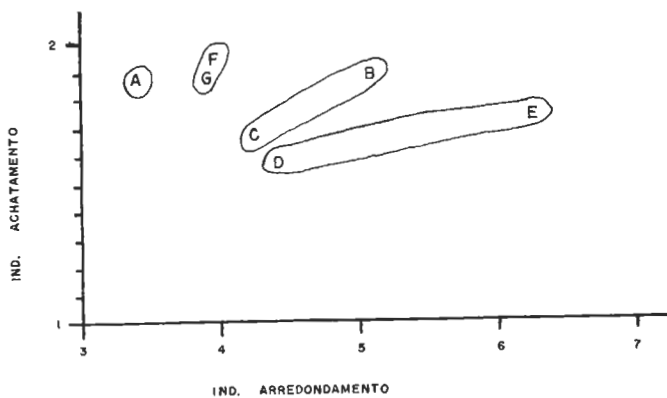


FIG. 6 - COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DOS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

MINERAIS / DENSIDADE RELATIVA	TIPO DE DEPÓSITO		
	ALUVIAL	ALUVIAL-COLUVIAL	COLUVIAL
CLORITA (2,8 - 3,3)			•
FELDSPATO (2,8)			•
MUSCOVITA (2,8)	•	•	•
AFRISITA (3,0 - 3,2)	•	•	•
ESPINÉLIO (3,6)			•
ZIRCÃO (4,0 - 4,7)	•	•	•
GOETHITA (5,2)			•
MAGNETITA (5,2 - 2,0)			•
PIRITA (5,0 - 5,2)			•
AMPLITUDE DA DENSIDADE RELATIVA	1,9	1,9	2,6

FIG. 7 - MORFOMETRIA DOS SEIXOS



- A - DEPÓSITO RUDÁCEO ANTIGO
- B/C - "STONE LINE"
- D/E - PALEOGANAI DE ENCOSTAS
- F/G - TERRAÇOS ALUVIAIS

POSSIBILIDADES (E NECESSIDADE) DE APLICAÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO AO PLANEJAMENTO URBANO

Edézio Teixeira de Carvalho
Instituto de Geociências - UFMG

ABSTRACT

Proper solutions for many problems related to urban development require Geological data at early stages of planning.

Newertheless this is generally overlooked even for some geologists, specially in Minas Gerais.

This issue aims to demonstrate how great are the unexplored possibilities in this field.

The author invites his colleagues of the State of Minas Gerais to think about it and to make efforts to change this situation.

INTRODUÇÃO

A aplicação do conhecimento geológico às obras de engenharia experimentou um surto muito grande no Brasil a partir dos anos 60.

O fenômeno foi, em larga margem, originado na forte demanda do setor hidrelétrico e, posteriormente, no de transportes.

Contribuiu muito para o atendimento, a nível razoável, dessa demanda, a desaceleração da demanda do setor mineral, reduzida, praticamente, ao crescimento vegetativo, já na década de 1970.

Na década atual, em parte como esforço de compensação do amortecimento gradual da demanda nos setores tradicionais de atuação da geologia de engenharia, assiste-se a uma diversificação das oportunidades de trabalho. Esta vem, de fato, na esteira de dois fenômenos con-

vergentes: por um lado, é na década de 1980 que um número significativo de geólogos de engenharia alcança aquela faixa de experiência profissional e até etária que torna difícil a busca de alternativas dentro da opção mesmo a custo de esforço adicional para abrir espaços novos; por outro lado, os problemas urbanos, acumulados em décadas de crescimento caótico das cidades, vêm, a cada dia com maior frequência, sendo reconhecidos como problemas que muitas vezes tem origem em aspectos da constituição geológica dos sítios urbanos, isto por profissionais de outras áreas.

Esta comunicação, apoiada numa experiência ainda muito limitada, pelo menos em base territorial, mas suficiente para dar suporte a uma convicção muito profunda, pretende alcançar dois objetivos centrais: esboçar um quadro geral das oportunidades naturais de aplicação do conhecimento geológico ao desenvolvimento urbano e expor uma opinião pessoal sobre como pode ser ocupado o crescente espaço que tais oportunidades representam.

1. A LOCALIZAÇÃO DAS CIDADES E A GEOLOGIA

Qualquer cidade, desde Babilônia até Brasília, teve sua localização determinada por fatores geográficos, explicitamente considerados e formalmente ponderados, ou por valores a eles ligados embutidos na base cultural dos povos.

Fatores de ordem econômica e geopolítica podem ter significado a escalas continentais ou pelo menos regionais; outros fatores geográficos terão significado a escalas locais decidindo, por exemplo, entre a ocupação dos vales ou das áreas mais elevadas. Fatores que outrora podem ter pesado decisivamente, como condições de acesso e abastecimento de água, seja impondo restrições, seja favorecendo a escolha dos sítios, podem ter seu peso diminuído ou acrescido diante de novos contextos políticos, sócio-econômicos, culturais e tecnológicos. O povoado fundado por Estácio de Sá, embrião da cidade do Rio de Janeiro, foi transferido de lugar com o objetivo de melhorar suas condições de defesa, e para que Recife suplantasse Olinda terá contribuído uma preferência dos holandeses pelas terras baixas, por força de um atavismo cultural.

No passado distante a influência de fatores geológicos sobre a localização das cidades prevelece naqueles casos em que a eles estavam associados expressivos traços de caráter geográfico, condicionadores diretos da exequibilidade da implantação ou de um interesse especial na localização. Legget (1973) em sua notável obra "Cities and

Geology" acentua que situações naturais como minas, bons materiais de construção, passos em áreas montanhosas, penhascos, bom suprimento de água, portos naturais e embocaduras de rios, assim como vaus, todas resultantes de condições geológicas locais, determinaram a localização de muitas cidades e feitorias antigas, como consequência do exercício de um raciocínio geológico muito elementar. É evidente que o aspecto geográfico (de fundo geológico) dominante não deixou, na maioria dos casos, espaço à consideração dos demais, tantas vezes muito importantes. O progresso técnico e outros tipos de mudança alteram as escalas de valores e são numerosíssimas as cidades que hoje nos exibem o pitoresco ou o que nos parece insensato à luz dos valores atuais, precisamente porque foram implantadas com base em critérios hoje destituídos de significado.

A evolução fez com que, no presente, sejam raros os fatores geológicos impeditivos da localização, dado o grande poder de intervenção do homem, capaz de modificar, às vezes drasticamente, as feições naturais, ou de adotar soluções sofisticadas para os problemas que elas representam. Daí não se deve concluir pela irrelevância do papel da geologia no planejamento urbano e, especialmente, na escolha do sítio.

Pelo contrário: muitos aspectos da interação das estruturas urbanas com o terreno dependem estreitamente de sua constituição geológica e, por consequência, assim também, as melhores soluções de planejamento. Desta forma, aspectos de segurança e economia são fortemente influenciados pela geologia local.

A participação na escolha do sítio de implantação de uma cidade planejada, e cuja localização está, em caráter preliminar, definida por critérios geográficos de amplitude maior, pode ser considerada, em princípio, tarefa das mais complexas e fascinantes que se pode encomendar à geologia. Entre outros encargos próprios dessa tarefa podem ser citados: avaliação de recursos minerais, especialmente situados a profundidades moderadas; avaliação de recursos em materiais de construção; avaliação da aptidão dos terrenos em relação ao problema de fundações; avaliação das condições de estabilidade dos taludes naturais e previsão do comportamento dos terrenos em taludes de escavação; avaliação de recursos hídricos, especialmente subterrâneos, e de sua vulnerabilidade à poluição e contaminação; estabelecimento (participação no) de previsões de cheias, erosão, assoreamento; estabelecimento de medidas de prevenção e controle do risco geológico em geral.

O desdobramento de cada bloco das atividades acima far-se-á, naturalmente, tendo em consideração as características do(s) sítio(s) em estudo. É fácil perceber que os aspectos geológicos presentes estão, na

turalmente, hierarquizados, alguns podendo ser determinantes da decisão de aprovar ou rejeitar o sítio e outros determinantes da forma de aproveitar ou de cuidados especiais a tomar.

São exemplos dessa aplicação integrada do conhecimento geológico ao planejamento urbano os estudos normalmente realizados pelos franceses no projeto de "villes nouvelles" em seu território e em outros países. Landry (1979) reporta interessante trabalho dessa índole na busca de sítio adequado para a implantação de centro urbano alternativo ao de Jizan (Arábia Saudita), severamente comprometido pela existência de grande domo salino no subsolo da cidade atual.

Não se perca de vista que (i) o aspecto geológico é um entre vários outros que devem ser considerados em conjunto no planejamento urbano, o que exige do geólogo uma clara percepção do valor relativo das diversas contribuições e que (ii) no planejar a implantação de uma cidade a flexibilidade é grande antes que se tomem as primeiras decisões, o que exige dele capacidade de hierarquizar corretamente seus dados. Desta forma, fica demonstrada a complexidade, acima referida, da tarefa, a par de sua importância, pela possibilidade que nela repousa de alcançar benefícios extraordinários para o empreendimento e uma recompensa profissional na razão direta do seu bom funcionamento.

Do ponto de vista das condições de segurança e economia os sítios planos ou suavemente ondulados, dominados por condições geológicas uniformes e monotonamente favoráveis são os mais desejados. Neles, entretanto, não repousa o desafio, representado pela diversidade das condições geológicas e topográficas que caracterizam, por exemplo, o sítio urbano de Belo Horizonte, onde está (ou esteve) à disposição do planejador a oportunidade de tirar partido dessa mesma diversidade para estabelecer as bases de uma cidade impar. Com efeito, essa diversidade enseja ao planejador a oportunidade de fazer um exercício de buscar correspondência entre aptidões e usos, o que, afinal implantado teria probabilidade maior de resultar em segurança, economia e equilíbrio e, sem dúvida, melhor qualidade de vida. Descrevo este aspecto e outros a ele relacionados em palestra apresentada em simpósio recente (1985), promovido pela Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, Núcleo Minas Gerais, em Belo Horizonte.

Os aspectos geológicos desfavoráveis nem sempre estão acompanhados de uma expressão geográfica, ou, mais propriamente, fisiográfica tangível, o que explica a localização inadequada, do ponto de vista geológico, de numerosas cidades notáveis. A cidade do México, maior do mundo atual, convive com dois desafios geológicos permanentes - a elevada sismicidade e a presença de espessos depósitos de argila compres-

sível. Um torna mais grave a influência do outro, mas nenhum deles, por razões diversas, foi capaz de inibir o aproveitamento feito pelos espanhóis da base deixada pelos astecas, aliás admiravelmente implantada, conforme acentua Mineiro (1978).

Essa cidade, que assombrou os europeus do século XVI, e que é um monumento de arrojo, audácia, arte e técnica dos engenheiros do século XX, encerra em pequenos trechos preservados os vestígios de uma arte que só este século pode apreciar constituídos por soluções extremamente inteligentes e "modernas" do onipresente problema de fundações. Hoje, entretanto, sobre ela paira a ameaça dos sismos, concretizada recentemente no de média gravidade ocorrido em 1985, e é pelas dificuldades de construir sobre os terrenos compressíveis que seus engenheiros de fundações granjearam o respeito e admiração do mundo técnico, sem no entanto convencer da adequabilidade do sítio, senão de que, não estando em questão o custo, praticamente todas as restrições geológicas são tecnicamente superáveis.

Analogamente, alguns problemas geológicos típicos do sítio urbano de Belo Horizonte não vêm sendo considerados "a priori" nos projetos de parcelamento e, à medida que se manifestam, vão sendo resolvidos caso a caso. Do mesmo modo que no caso do México, ressalvada, claro, a diferença na escala, as soluções particulares afinal encontradas não devem servir para a manutenção do descaso para com o problema geológico, mesmo porque é evidente que tais soluções são caras, seus custos não incidem exclusivamente na economia dos interessados diretos e numerosas vezes apresentam componentes visualmente desagradáveis para o ambiente urbano (gigantescos "band-aids" de concreto).

2. A GEOLOGIA E AS CIDADES

No capítulo anterior apresentou-se um comentário sobre a importância da geologia na localização das cidades, onde se procurou deixar evidenciado que a situação geológica não foi formalmente considerada salvo quando revestida de uma fisionomia geográfica imediatamente ponderável na decisão. Esta questão poderia ser dissecada muito mais profundamente em artigo que se propusesse a uma abordagem mais técnica. Entretanto, retenha-se, do que aí se registrou, que em geral o problema geológico não foi considerado como tal (isto é, como geológico) de forma sistemática na escolha dos sítios das nossas cidades, o que nos leva a ter sempre em conta que, salvo onde o acaso dispôs as coisas da melhor maneira, há muito que fazer neste campo.

FUNDAÇÕES

O problema poderia ser, esquematicamente, considerado, em relação às condições de solo e sub-solo, em quatro grandes grupos:

GRUPO I: Zonas de afloramento de rochas do substrato

GRUPO II: Zonas de coberturas sedimentares recentes

GRUPO III: Zonas de coberturas coluviais e "talus"

GRUPO IV: Zonas kársticas ou submetidas a mineração subterrânea a profundidade moderada.

Para todos os grupos, condições hidrogeológicas adversas podem introduzir significativa complexidade adicional.

No Grupo I está exposto à superfície em geral o solo residual resultante do intemperismo, com transição gradual ou brusca para a rocha sã. O problema de fundação, com frequência, resolve-se, sem dificuldade maior, pela determinação da profundidade a partir da qual a capacidade de carga do terreno é capaz de absorver as tensões transmitidas pelos elementos de fundação, o que se faz comumente por sondagens a percussão com o ensaio de penetração dinâmica. Especialmente nas sequências sedimentares ou metamórficas heterogêneas, em áreas de encosta, é importante a consideração de aspectos estruturais na análise da estabilidade. Como as rochas são solicitadas essencialmente a compressão, a partir de um certo limiar mínimo de resistência, a solução do problema torna-se relativamente indiferente ao tipo litológico dominante (obras comuns). Embora, do ponto de vista da capacidade de carga, a melhor situação seja a de exposição de rocha sã à superfície, na prática isto não é vantajoso pela dificuldade na execução de escavações para esgoto, águas pluviais e redes de distribuição de água.

No Grupo II as situações, em termos de restrição ao aproveitamento, podem variar drasticamente. Nos casos de coberturas arenosas espessas e lateralmente persistentes, ou delgadas, qualquer que seja a sua natureza, o problema de fundação resolve-se pela colocação da fundação na profundidade adequada à absorção das tensões transmitidas ao terreno ou no topo da rocha subjacente. O porte da obra e a consequente profundidade de fundação vão determinar o tipo de solução mais adequada. As situações mais complexas encontram-se nos terrenos sedimentares recentes situados às margens de lagos, rios e no litoral. A presença de argilas subconsolidadas pode representar restrição muito severa a determinados tipos de aproveitamento. A existência de uma espessura mínima de corpos arenosos em superfície pode proporcionar condições de fundação direta para residências de um pavimento, desde que afastada a hipótese de ser deflagrado um processo de adensamento de argilas subja

centes por influência de obras maiores, aterros ou bombeamento de água nas proximidades. Áreas deste tipo muito extensas existem no Brasil.

Projetos de aproveitamento devem ser precedidos de rigorosa avaliação das condições geológicas, sob pena de sobrevirem acentuados prejuízos, perdas e agravamento de custos. Quando está prevista a execução de escavações de porte, é necessário analisar previamente as condições de estabilidade dos taludes provisórios e dotá-los do adequado suporte, analisar a repercussão, sobre construções vizinhas, de rebaixamento do lençol ou tomar medidas para evitá-lo. São fatores geológicos importantíssimos para orientar a solução do problema a natureza mineralógica dos corpos argilosos, a morfologia dos depósitos e seu estado atual de adensamento.

Neste campo as situações concretas são excepcionalmente variadas, tanto do ponto de vista da extensão, espessura, natureza, morfologia e estado de consolidação dos depósitos, quanto do ponto de vista dos tipos e intensidade das solicitações que o desenvolvimento urbano lhes impõe.

No Grupo III, zonas de coberturas coluviais e de "talus", encontram-se situações em que com frequência estão em jogo as expectativas de comportamento em relação a fundações e taludes. Os corpos de "talus", hoje visíveis no sopé de escarpas, estendem-se muitas vezes encosta abaixo sob depósitos de vertente constituídos de materiais mais finos. Nesses casos podem colocar problemas sérios a fundações definidas por sondagem a percussão, em que blocos soltos imersos nessa massa de materiais podem ficar abaixo dos elementos de fundação. Nas paredes expostas da trincheira da Rua Rio Grande do Norte em Belo Horizonte, alguns quilômetros distante da escarpa atual da serra do Curral eram visíveis grandes blocos de itabirito. Tais ocorrências estendem-se a distância maior, tendo sido visíveis nas escavações para o alargamento da calha do Ribeirão Arrudas, na altura da ponte do Perrela.

As situações do Grupo IV ainda não chamaram, no Brasil, a atenção dos planejadores, embora o problema natural (zonas kársticas) já venha sendo relatado com alguma frequência, tanto na imprensa quanto em congressos (ex.: Costa Nunes et al. - 1976).

A mineração subterrânea a profundidades moderadas, em terrenos pouco resistentes constitui um problema sério para cidades européias e americanas (numerosos relatos em boletins da Associação Internacional de Geologia de Engenharia). Os casos mais frequentemente citados dão-se em áreas carvoeiras. O problema está ligado à propagação para a superfície de deslocamentos do maciço provocados pela execução das aberturas. As situações são diversas, tanto havendo casos de repercussão a

curto prazo, quanto a longo prazo, situações em que, às vezes, a própria localização em sub-superfície das aberturas não é mais conhecida. Embora mais remota, potencialmente, a mineração de depósitos do tipo vieiro pode também repercutir em superfície. Dragowski et al. (1983) expõem interessante metodologia aplicada a situação do tipo na condução de estudos geomecânicos de superfície e sub-superfície com o fim de estabelecer prognóstico de estabilidade das áreas afetadas.

Embora por mecanismos diversos (aumento de tensão efetiva por rebaixamento do lençol ou por depleção de reservatórios de água, óleo e gás) deformações podem propagar-se até a superfície, onde manifestam-se sob a forma de recalques ou "subsidiências", neste caso, diferentemente do anterior, como era de esperar, caracterizadas por um suave gradiente em qualquer direção, visto não ser levado o maciço a situações em que pode sobrevir a descontinuidade das deformações (ruptura por cisalhamento).

A solução do problema de fundações em áreas urbanas tem dois momentos distintos: o do planejamento, em que, com base nas informações geológicas e geotécnicas, é possível destinar a cada área do território a ser urbanizado o tipo de estrutura mais ajustado às aptidões do terreno, e o da execução das obras individuais. O primeiro momento é aquele em que se realiza o melhor do potencial de contribuição da geologia, visto tratar-se de fase em que a repercussão positiva das decisões acertadas é maior. É caracterizado por declarações gerais, de caráter qualitativo. O segundo momento exige declarações específicas, baseadas em dados quantitativos e, portanto, um conhecimento mais aprofundado dos mecanismos de interação. De um para o outro uma gradual transferência de responsabilidade do geólogo para o engenheiro. Exemplo de indicação baseada em dados geológicos em fase de planejamento poderia ser a de limitar a um mínimo de três pisos as construções em área de ocorrência de argilas expansivas. Se tal indicação numa situação real estiver correta, a repercussão econômica é extraordinária em relação ao uso não orientado.

Exemplo do segundo momento de intervenção pode ser o de estudar o problema que se manifesta por trincas e outros tipos de danos em casas de um pavimento. A explicação, numa situação real, pode ser, exatamente, a presença das argilas expansivas, mas aí a situação já não comporta flexibilidade maior em relação à solução: ou se gasta em obras de estabilização mais do que a construção danificada justifica ou se decide por demolição. É mais comum do que parece a insistência na primeira alternativa.

Encerrando esta parte, é oportuno lembrar que sempre que a geo

logia não é considerada no primeiro momento há uma forte tendência para que ela aflöre no segundo, muitas vezes de maneira irremediável.

TALUDES

Os aspectos geológicos envolvidos no problema da estabilidade de taludes são muito mais "visíveis" que no caso das fundações, por razões óbvias. Talvez por esta razão, mas também por outra que a seguir será exposta, os geólogos têm sido mais frequentemente chamados a resolvê-los. Consequentemente a bibliografia relativa a estudos geológicos é mais volumosa no que se refere aos taludes que às fundações. É extremamente importante notar também o seguinte: nas fundações as rochas são solicitadas a compressão, o que, sem dúvida, gera esforços cisalhantes, mas as superfícies mais propensas à ruptura por cisalhamento estão em geral confinadas. Disto decorre que, garantido um grau de confinamento satisfatório, a existência dessas superfícies pode tornar-se irrelevante, ou seja, a solução do problema pode tornar-se indiferente a aspectos litológicos, estratigráficos e estruturais. Nos taludes passa-se exatamente o oposto, dado o modo diverso de solicitação que é imposto ao maciço. Por estarem presentes esforços trativos e cisalhantes em situações de precário confinamento lateral e de tensões normais baixas, aspectos diferenciados da natureza litológica, estratigráfica e estrutural têm de ser levados em conta, porque deles dependem crucialmente as expectativas de comportamento. Torna-se, portanto, muito mais evidente a contribuição da geologia aos problemas de estabilidade dos taludes.

Do mesmo modo que no caso das fundações há dois momentos distintos de intervenção do geólogo no trato com os problemas de taludes urbanos: o do planejamento e o da solução dos problemas localizados. Ainda aqui ao primeiro estão reservados os melhores frutos, pela grande repercussão das indicações acertadas.

É necessário ainda ter presente que os taludes urbanos apresentam problemas muito distintos dos taludes viários em áreas rurais: em primeiro lugar, estão sujeitos a intervenções sucessivas feitas por entidades diferentes com diferentes propósitos. É o caso do talude resultante da implantação do loteamento, que será modificado pelo proprietário do lote na fase de construção. A perspectiva de conjunto das condições de estabilidade, que se pode ter na etapa da urbanização, fica perdida nesta segunda intervenção. Em segundo lugar, é frequente que o talude se estenda entre uma e outra rua situadas a meia-encosta, sem espaço, portanto, para a suavização. Como na base e no topo ainda há

que deixar espaço para as casas, a rigidez aumenta e a segurança taxativa só será conseguida com obras de contenção de alto custo.

A correta condução dos estudos geológicos com o fim de, em fase de planejamento, prever e prevenir os problemas de estabilidade de taludes deve incluir uma criteriosa cartografia das feições geológicas, uma cuidadosa observação dos mecanismos naturais de instabilidade, uma avaliação do risco potencial na perspectiva de determinadas formas de intervenção e, por fim, uma declaração dos tipos de intervenção que devem ser evitados e medidas de correção ou prevenção que devem ser tomadas.

Os geólogos sempre desenvolverão uma capacidade de reconhecimento dos mecanismos mais comuns a determinadas formações geológicas, que funcionam como se fossem suas assinaturas e que tenderão a repetir-se sempre que situações similares também se repetitam. Horta da Silva (1974) relata fenômenos de erosão em solos colapsíveis ocorridos em Luanda em março/abril de 1963 que praticamente soterraram edifícios de um pavimento na parte baixa da cidade.

Em situações como esta, a observação geológica substitui com muita vantagem procedimentos tradicionais da mecânica dos solos na identificação de áreas adicionais em risco.

OUTROS PROBLEMAS

Inúmeros outros problemas existem que, no meio urbano, têm vinculações com a geologia ou com o geólogo. Alguns são problemas técnicos, na medida em que podem afetar as condições de segurança ou de funcionamento de obras ou de setores inteiros da cidade: entre eles a existência de aterros e outros tipos de depósitos feitos pelo homem, que precisam ser pesquisados como qualquer outra formação geológica, visto que a memória das cidades raramente é capaz de tê-los todos registrados e bem delimitados; problemas ligados ao regime hidrológico, como oscilações do lençol freático, que podem afetar as fundações de construções antigas; problemas de contaminação e poluição de mananciais e de aquíferos. Entre problemas que se revestem de caráter mais propriamente administrativo estão os usos inadequados: pedreiras e areais nos subúrbios das grandes cidades, muitas vezes gerando poluição e risco e conflitando com outros usos mais indicados são situações que servem de exemplo.

3. PROBLEMAS PARA O FUTURO

Além dos problemas especificamente do território urbano, o desenvolvimento das cidades repercutirá cada vez mais intensamente na zona rural circundante, onde estão reservas de espaço, de água, de materiais de construção, de terras para cultivo e criação e de ar (puro).

Essas áreas rurais, quanto aos aspectos de sua organização, se rão sempre profundamente diferentes das áreas rurais comuns. As oportunidades de conflitos de uso vão multiplicar-se aí com a crescente complexidade das sociedades modernas e pelo fato de que raramente ao uso economicamente mais atraente para o particular corresponderá o maior benefício da sociedade como um todo. A geologia estará crescentemente envolvida em inúmeras questões nessas áreas.

Modernamente, especialmente em cidades onde a superfície não tenha sido bem planejada, tende a crescer a demanda por um uso mais completo do geo-espaço urbano. O sub-solo deixa de ser exclusivamente a zona de passagem de galerias para fins diversos e eventualmente de sistemas viários. Já antes da guerra a Suécia, sensível ao argumento de que os tanques de combustíveis eram não somente bons alvos, mas excelentes sinalizadores para os "raids" aéreos, tratou de desenvolver a técnica de armazenagem de produtos de petróleo em cavernas. Morfeldt (1983) historia o fato e a evolução que o assunto experimentou em seu país. Atualmente as aberturas abandonadas de minas subterrâneas vem sendo crescentemente aproveitadas para fins semelhantes. Arnould et al. (1983) mostram como podem ser aproveitadas as cavidades deixadas pelas pedreiras subterrâneas de Paris na armazenagem de água aquecida no verão por captadores solares, para o aquecimento de edifícios próximos no inverno.

Mais e mais cidades, especialmente no hemisfério norte, constroem cavernas para fins tão diversos quanto estacionamento, supermercados, residências, abrigos, teatros e até docas (!). Mas é engano pensar que esta tendência representa o retorno dos trogloditas: Fels (1955) relata sua visita em 1934 a uma comunidade de cavernícolas em Tegrinna (Líbia) instalada em cavernas escavadas em loess (sic) a cerca de dez metros de profundidade. Lá estavam espaços para residências, oficinas, apriscos, escola, sinagoga. Vantagens ambientais: abrigo contra o frio, o calor e o pó.

Perceberemos mais cedo do que muitos pensam que os investimentos em soluções de superfície em inúmeras cidades convergirão gradualmente, em termos de custos, para os patamares hoje mais elevados das soluções subterrâneas.

4. NAS MÃOS DOS GEÓLOGOS

Pensar cada vez mais sistematicamente em possibilidades como as apontadas nos capítulos anteriores; influenciar a modernização dos currículos (ponto já discutido por este autor - 1985 A); agir politicamente, através das entidades técnico-científicas e profissionais*, no rápido alargamento dos espaços que gradualmente se abrem nas diversas esferas de interesse das administrações urbanas; responder às demandas ocasionais com trabalhos de elevado teor científico e técnico e harmonicamente integrados aos contextos sócio-econômicos, políticos, culturais e tecnológicos.

Coelho (1979) expõe uma visão filosófica e uma metodologia aplicável à avaliação qualitativa de condições de estabilidade de taludes para o planejamento urbano e Prandini et al. (1978) comentam a superabundância de dados de sondagens em áreas urbanas, à espera de organização em banco de dados e de uma interpretação geológica capaz de dar-lhes aquele sentido de integração e coerência interna em que repousa o grande potencial de contribuição da cartografia geotécnica.

Os trabalhos geológicos em áreas urbanas devem ser feitos com o objetivo de suprir informações sobre a natureza geológica dos terrenos, que evidentemente não podem preencher especificações feitas "a priori", mas simplesmente serem conhecidos e usados como dados de um problema a resolver.

Insiste-se na importância de serem feitos em fase precoce, quando, pelo que já ficou exposto, os benefícios são sempre maiores.

A justificar o comedimento no otimismo por um futuro brilhante da geologia urbana, registra-se e acusa-se intervenção em curso em área considerada de risco elevado (este autor, 1982), situada na entrada de Ouro Preto, em que, aparentemente, nada do que aqui se preconiza está sendo considerado.

E Seignemartin e Fúlfaro (1981) reportam a curiosa constatação de que o domínio espacial mais intensamente ocupado em Ribeirão Preto (SP) é precisamente o que reúne as mais graves restrições em termos de condições geológico-geotécnicas.

* Como ilustração, transcreve-se curioso relato por Letourneur e Michel (1971): "Circulaire, ministerielle du 30-6-1921 (les projets de création, de translation ou d'agrandissement des cimetières seront soumis à l'examen d'un géologue officiel. Ce texte semble avoir été promu à la suite d'un voeu de la Société Géologique de France, séance du 18-4-1921." A nota põe em realce um fato e talvez dois: a pronta resposta do governante a uma indicação levada por sociedade científica e a objetividade com que a matéria terá sido apresentada.

Tendo exposto a convicção de que a correta e oportuna consideração dos aspectos geológicos poderia contribuir para fazer de Belo Horizonte uma cidade ímpar, apoio-me em McHarg (1969) para conclamar os geólogos a uma profunda reflexão a respeito: "... mas somente em mínima parte foi o Estilo Americano afetado pelo grande experimento do século XVIII. A intenção dominante era conquistar a natureza e a forma resultante é ainda a evidência da expoliação mesma, ou, em linguagem simbólica, o singelo pensar da geometria euclidiana. A tradição do panorama do século XVIII existe naquelas reservas em que grande beleza natural persiste e nos pequenos mas preciosos oásis que redimem a cidade."

5. AGRADECIMENTO

À Srta. Regina Soares Teixeira, datilógrafa do Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da UFMG.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARNOULD et al. - 1983 - Utilisation de carrières souterraines de la région parisienne pour stockage intersaisonnier d'énergie solaire pour l'habitat. Paris. IAEG Bull. 28, p. 43-48.
- CARVALHO, E. T. - 1982 - Carta Geotécnica de Ouro Preto (Diss. de Mestrado na Universidade Nova de Lisboa. 95p. e anexos) no prelo para publicação pela ABGE.
- CARVALHO, E. T. - 1985 - Aspectos geológico-geotécnicos e suas relações com elementos de natureza sócio-econômica e cultural no sítio urbano de Belo Horizonte. In: Simp. Sit. Amb. e Qual. de Vida na Região Metropolitana de Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte, ABGE-MG (no prelo).
- CARVALHO, E. T. - 1985 A - Geologia em áreas urbanas- uma experiência em Ouro Preto. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 3º. Belo Horizonte. Anais (Bol. 5 SBG - Núcleo MG), p. 291-297.
- COELHO, A. G. - 1979 - Engineering geological evaluation of slope stability for urban planning and construction. Krefeld. IAEG Bull 19, p. 75-78.
- DRAGOWSKI et al. - 1983 - The influence of an underground vein ore mine on engineering geological conditions of urbanized areas. Paris. IAEG Bull. 28. p. 121-128.

- FELS, E. - 1955 - *El hombre economizante como estructurador de la tierra*. (Trad. espanhola por Manuel Scholz). Barcelona, Omega. 310p.
- HORTA DA SILVA - 1974 - Influence of geological-geotechnical factors upon foundation design, building planning and slope stability in Luanda City. In: Intern. Congress of the IAEG, 2nd, São Paulo, Proc. v. 1, p. 111-13.1-7.
- LANDRY, J. - 1979 - Recherces de sites favorables a l'implantation d'une ville nouvelle dans la région de Jizan (Arabie Saoudite). Krefeld. IAEG Bull. 19, p. 57-61.
- LEGGET, R. F. - 1973 - *Cities and Geology*. New York, McGraw-Hill. 624p.
- LETOURNEUR, J. & MICHEL, R. - 1971 - *Géologie du Génie Civil*. (Travaux perfiels, p. 393, rodapé). Paris. Arman Colin. 728 p..
- McHARG, I. - 1969 - *Design with nature*. The Natural History Press. Philadelphia. 197 p..
- MINEIRO, A. J. C. - 1978 - *Mecânica dos Solos e Fundações*. I - Introdução. Notas de Aula da Univ. Nova de Lisboa (brochura). Lisboa. 99p..
- MORFELDT, C. O. - 1983 - Storage of petroleum products in man-made caverns in Sweden. Paris. IAEG Bull. 28, p. 17-30.
- NUNES, A. J. C. et al. - 1976 - Problemas de fundações em terrenos metamórficos cársticos. In: Congr. Bras. de Geol. de Engª, 1ª, Rio de Janeiro. Anais, v. 2, p. 217-230.
- PRANDINI et al. - 1978 - Uma carta geotécnica dos terrenos adjacentes ao canal do rio Tietê, de Osasco a Guarulhos. In: Congr. Bras. de Geol. de Engª, 2ª. São Paulo. Anais, v. 1, p. 281-296.
- SEIGNEMARTIN, C. L.; FÚLFRAO, V. J. - 1981 - Geologia das áreas urbanas: o exemplo de Ribeirão Preto. In: Congr. Bras. de Geol. de Engª, 3ª. Itapema - SC. Anais ABGE, v. 2; p. 389-408.

CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A PRODUÇÃO, INDUSTRIALIZAÇÃO E COMERCIALIZAÇÃO DE GEMAS EM MINAS GERAIS

Sebastião Domingos de Oliveira

Secretaria de Estado de Minas e Energia - MG

ABSTRACT

The most important side, which was put in relief in this paper, concerns to development of the general characters of the main activities, naturally connected to the gemstones fields.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho versa sobre a produção, industrialização e comercialização das gemas em Minas Gerais.

Um estudo, nos moldes do que foi feito, sofre limitações de várias naturezas, algumas oriundas de escassez de dados estatísticos oficiais. Daí, a dificuldade de uma análise em termos globais que, para ser realizada, deve se basear nas poucas informações existentes, às vezes bastante precárias, e nos dados emitidos por terceiros. Este trabalho visa contribuir com algumas idéias no tocante ao setor de pedras preciosas coradas, objetivando o atendimento das necessidades dos que atuam neste setor, bem como fornecer elementos para que se mantenha em Minas Gerais um núcleo centralizador do desenvolvimento da área de pedras preciosas.

A escolha do assunto recaiu sobre um tema que, dia-a-dia, assume maior importância no setor mineral e na economia do País, como um

todo.

Os aspectos mais importantes que foram ressaltados neste trabalho residiram no desenvolvimento da caracterização das principais atividades ligadas ao setor de gemas, produção, industrialização e comercialização, as quais, apesar de breves, levantam problemas que, a despeito de qualquer intenção da administração federal, estadual e municipal, não ultrapassam suas possibilidades político-financeiras.

Evidentemente, se entende o trabalho, aqui, como um processo e não como um documento acabado. As prováveis inconsistências e críticas serão consideradas no andamento da sua permanente reformulação e atualização.

2. CARACTERIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS ATIVIDADES LIGADAS ÀS GEMAS CORADAS, EXCETO DIAMANTES

A Associação Brasileira de Normas Técnicas - ABNT, através da sua Comissão Não Integrada de Gemas, define preliminarmente as gemas como sendo os materiais gemológicos que por suas características intrínsecas — raridade, cor, brilho, dureza, durabilidade e outros — são usadas principalmente como adorno pessoal. A ABNT recomenda evitarmos o uso da expressão inadequada "semi-preciosa", em qualquer referência sobre gemas.

Em virtude do exposto acima evitaremos, sempre que pudermos, o uso do termo "semi-preciosa". Usaremos somente a expressão gemas ou pedras preciosas.

2.1. Produção

As principais regiões produtoras de gemas do Brasil e de Minas Gerais estão plotadas na Figura 1.

O Brasil ocupa posição privilegiada no cenário internacional de pedras preciosas coradas, produzindo gemas de mais alta qualidade e contribuindo com uma boa parte da produção mundial. Entretanto, a cada ano que passa, a produção brasileira diminui em relação à produção de outras províncias gemológicas mundiais.

A produção legal brasileira, apurada através de documentos fiscais de 1985 junto à CACEX, alcançou US\$ 22,2 milhões, correspondendo a um incremento de mais de 200% em relação ao ano de 1984.

A produção brasileira de gemas é proveniente de uma ampla dis-

tribuição geográfica, porém apenas quatro estados são responsáveis por mais de 90% da produção nacional, destacando-se em primeiro lugar o Estado de Minas Gerais, com cerca de 36% da produção total.

2.1.1. Produção Mineira de Gemas através de Empresas de Mineração com forma Jurídica

Uma grande parte do subsolo dos principais municípios da região nordeste de Minas Gerais produtores de gemas coradas, exceto diamantes, pertence hoje às empresas de mineração. O interesse das mineradoras em manter inexplorado deste patrimônio corresponde a 762.649 ha (Quadro 1), condena esta região a conviver com a incógnita do seu potencial mineral, enquanto os seus garimpeiros, que são os responsáveis por mais de 70% da produção de gemas em Minas Gerais, vão se retirando dos garimpos, por falta de áreas de garimpagem para as zonas produtoras de cana-de-açúcar e reflorestadoras em outras regiões do Estado e também do País.

Existem no Estado poucas empresas de mineração que se aventuraram em lavra de gemas. Como algumas exceções temos a Belmont Gemas Ltda e a Topázio Imperial Ltda. que lavram jazidas de esmeraldas e topázio imperial, respectivamente, descobertas por garimpeiros.

O quadro existente hoje nos 22 principais municípios produtores de gemas coradas é de cerca de 770 títulos outorgados pelo DNPM para pesquisa. Destes 770, 216 são específicos de gemas, distribuídos conforme o Quadro 2.

A área destes Alvarás de Pesquisa, Requerimentos de Pesquisa e Decretos de Lavra nos 22 municípios representa cerca de 22% dos 3.448.700 ha, correspondendo à área total destes municípios.

Dos 29 Decretos de Lavra existentes para gemas coradas em Minas Gerais, 15 produziram em 1985 e somente alguns estão realmente produzindo a contento, sendo que os outros produziram muito pouco em 1985, conforme verificado no Anuário Mineral do Estado de Minas Gerais, publicação oficial do DNPM/SEME, que mostra a produção mineral do Estado de Minas Gerais nos últimos anos (Quadro 3).

Acredita-se que, se em grande parte das áreas concedidas para Decreto de Lavra, os garimpeiros estivessem trabalhando, o valor da produção declarado nestas lavras seria muito maior do que o atualmente declarado nos Relatórios Anuais de Lavra, remetidos ao DNPM no início do ano de 1986, "vis à vis" a quantidade de quilogramas e também em valor da produção nos Quadros 3 e 4 referentes à produção de empresas com De-

cretos de Lavra e a produção através de garimpo.

2.1.2. Produção através do Garimpo

A produção de gemas no Estado de Minas Gerais, através do garimpo, corresponde a cerca de 70% do total de gemas produzidas (Quadro 4).

Hoje em dia, o controle da garimpagem da pedra preciosa ainda continua nas mãos dos garimpeiros individuais, que se utilizam de equipamentos rudimentares: pás, picaretas, carrinho de mão e, quando muito, algum explosivo para a passagem de rochas mais duras.

Observa-se, atualmente, em algumas áreas de garimpo, o uso de marteleletes e compressores.

Normalmente, os garimpeiros de pedras preciosas de Minas Gerais instalam-se próximo a centros urbanos com infra-estrutura precária. A população garimpeira é flutuante e varia de acordo com o volume de pedras que está sendo extraída ou de acordo com os boatos de "bamburros" em novas áreas promissoras (CPRM - 1982). Entretanto, segundo a CPRM, em 1982 foram estimados em 10.000 o número de garimpeiros em mais de 30 garimpos na região pegmatítica do nordeste de Minas Gerais. Destes 10.000, cerca de 50% eram cadastrados junto à Secretaria da Receita Federal.

Acredita-se, hoje, que o número de garimpeiros de gemas coradas em Minas Gerais não alcança os 10.000 estimados pela CPRM em 1982, mesmo levando-se em conta que nos últimos anos a atividade garimpeira, devido a crise econômica, levou expressivo contingente de pessoas ao garimpo de pedras preciosas, em busca de alternativa de sobrevivência numa atividade que tem como características principais o trabalho individual e pouca relação capital/trabalho.

A princípio, acredita-se mesmo na diminuição do número de garimpeiros de gemas devido, mormente, à ausência de áreas para garimpo, motivada pela presença maciça de Alvarás de Pesquisa nas regiões tradicionalmente garimpeiras, bem como pelo fato de que grande parte dos fazendeiros, receosos com o garimpo em suas propriedades, proíbem esta atividade em suas terras. Na maioria dos casos, quando há liberação da área para garimpar por parte dos mineradores e/ou donos de fazenda, o garimpeiro, em geral, é vítima de extorsão, já que quase toda esta produção no nordeste de Minas é comercializada através de intermediários. Normalmente o preço das pedras é determinado pelo intermediário, abaixo do mercado. Além do mais é tradição, e todos acham correto

o garimpeiro pagar o valor correspondente a 10% de sua produção total ao proprietário do solo, mesmo que a lei estipule que o garimpeiro deva pagar ao dono da terra o mesmo percentual sobre o Imposto Único sobre Minerais - IUM, que é uma quantia irrisória.

O que não é normal, e nem tradição nos garimpos, é o que acontece atualmente, ou seja, os garimpeiros, além de pagarem ao proprietário do solo, têm que pagar aos detentores de Alvarás de Pesquisa cerca de 10 a 20% do total da produção. Estes detentores de Alvarás de Pesquisa agem incorretamente porque, em fase de pesquisas, segundo o Código de Mineração, é vedada a realização de trabalhos de garimpagem, faiscação ou cata em área objeto de Autorização de Pesquisa ou Concessão de Lavra e também, pela legislação vigente, só poderiam trabalhar diretamente no garimpo depois de apresentarem o Relatório de Pesquisa ao DNPM.

O que acontece normalmente é que estes mineradores não fazem investimentos voltados para a pesquisa na área que lhes dêem o direito de cobrar a taxa exorbitante de 10 a 20% do garimpeiro. No entanto, isto ocorre pela presença maciça de supostos mineradores com intenção apenas de cobrar a porcentagem dos garimpeiros, e não de realizarem pesquisas, que nós já sabemos ser de difícil execução nas ocorrências de gemas em pepmatitos.

2.2. Industrialização das Gemas em Minas Gerais

Existem empresas legalmente habilitadas à industrialização de gemas em Minas Gerais, segundo a Secretaria da Receita Federal. A concentração maior destas se dá em Belo Horizonte com um número de 92, Governador Valadares com 41 e Teófilo otoni com 15, ficando as outras 22 distribuídas em outros municípios de Minas Gerais.

Algumas considerações a respeito da indústria de lapidação brasileira são apresentadas para que possamos ter idéia do estado da arte da lapidação brasileira.

A maioria das empresas de lapidação é artesanal e são, em geral, firmas individuais de pequeno porte, de caráter hereditário, com esquemas baseados em lapidadores independentes de fundo de quintal, trabalhando para eles mesmos ou para intermediários que, às vezes, são também grandes exportadores, o que propicia o aproveitamento apenas da gema média inferior.

A indústria de lapidação brasileira é tida como atividade marginal e tem como causa principal desta marginalidade a ineficiência das medidas legislativas adotadas e os entraves burocráticos para o regis-

tro das empresas de lapidação que, na atualidade, criam incontornáveis dificuldades. Como exemplo pode-se citar Teófilo Otoni, onde existem 15 indústrias de lapidação legalmente habilitadas, quando na realidade apresenta, segundo o Sindicato dos Garimpeiros local, um quadro com mais de 2.000 lapidações e, aproximadamente, 4.000 profissionais de lapidação, sendo que, no momento, somente 20% deste contingente estão em atividade devido a falta de gemas.

Há que considerar, portanto, que a indústria de lapidação mineira está em crise, muito mal organizada, imperando uma falta de estruturação total.

2.3. Comercialização de Pedras

2.3.1. Comércio Interno

A comercialização das gemas no Brasil, especificamente em Minas Gerais, obedece às leis do mercado com poucos comerciantes e industriais com regime jurídico e inúmeros sem regime jurídico.

Este grande número de comerciantes, pela natureza artesanal e personalizada da lapidação e comercialização de gemas, constitui um dos raros setores da economia nacional ainda resistentes à concentração. De fato, com exceção de algumas poucas empresas de tradição em exportação, a esmagadora maioria das empresas é de portes médio, pequeno e mini. Da mesma forma a integração vertical é reduzida, existindo raros casos em que o minerador mantém cadeias de industrialização e comercialização de seus produtos. Como decorrência, o setor de gemas mantém, a nível de produção, poucas grandes empresas, pois é notório que estas preferem investir no setor onde é viável a massificação da produção e a concentração da capital.

Normalmente a comercialização das gemas em Minas Gerais ocorre da seguinte forma: ela passa das mãos do garimpeiro para o sócio fornecedor, que normalmente adquire a parte do garimpeiro e passa por diversas transações comerciais até chegar aos exportadores, responsáveis pela comercialização de mais ou menos 90% da produção brasileira, ou aos montadores de jóias nacionais. A operação de compra e venda de pequeno porte e, em alguns casos, de grande porte, nem sempre é legalizada, ficando a gema, na maioria das vezes, em poder do comércio marginal, que opera tanto no mercado interno como externo sem fornecer guias e/ou notas fiscais. Os principais pontos de comércio de pedras, extra sede das empresas, são: Teófilo Otoni - Praça Tiradentes; Governador Valadares -

Praça Serra Lima e Belo Horizonte - Cruzamento da rua Tupinambás com Rio de Janeiro.

2.3.2. Exportação

Aqui serão apresentados alguns dados obtidos na listagem da CACEX contendo, portanto, somente a exportação oficial do setor de gemas de Minas Gerais.

O Gráfico 1 e Quadro 5 revelam que, a partir de 1976, houve uma leve queda dos valores exportados de gemas. Já no ano de 1978 houve um aumento na exportação de gemas lapidadas.

Acredita-se que este aumento de exportação de lapidadas foi influenciado grandemente pela implantação, pela Caixa Econômica Federal, do Sistema de Licitação prévia de pedras preciosas em bruto¹.

Segundo a CACEX, a prática do descaminho das pedras preciosas brasileiras tem ocasionado perdas de divisas estimadas em 350 milhões de dólares por ano. A principal causa, sem dúvida, residia na diferença entre o câmbio que remunera as exportações e o câmbio paralelo que regula o custo do mercado interno de todos os insumos do setor.

O Quadro 6 avalia o desempenho do comportamento das exportações, bem como das variações anuais entre estes dois tipos de taxas de câmbio (oficial/paralelo) nos últimos anos, evidenciando que as vendas externas evoluem inversamente ao crescimento do diferencial entre os câmbios; enquanto que, em 1984, ambas as cotações do dólar estiveram próximas, o valor das exportações apurado das gemas foi 283% superior ao de 1983. Já no ano de 1985, a diferença cambial foi a maior dos últimos anos, fazendo com que as exportações fossem inferiores a 1984 em cerca de 790%.

Para corrigir estas distorções é que foi implantada, pelo Governo Federal, através do Conselho Monetário Nacional, uma medida corretiva denominada "Certificado Ouro". Esta medida visou a implantação de uma política cambial às exportações de gemas brasileiras e seus produtos em joalheria.

O sistema aprovado pelo Banco Central, em abril de 1986, através da Resolução nº 1.121, funciona da seguinte maneira: a contratação

1 - O Conselho Nacional de Comércio Exterior (CONCEX), através da Resolução nº 113/78 de 20/08/78, instituiu o Sistema de Licitação Prévia para a exportação de pedras preciosas e semipreciosas em bruto.

O Sistema é assim caracterizado: o exportador das gemas coloca à disposição de firmas credenciadas, por um prazo determinado, a mercadoria que deseja exportar, para que essas, a preços iguais ou superiores ao estipulado pelo exportador e através de pagamento à vista, exerçam seu direito de preferência, direito este reclamado por firmas brasileiras, antes da implantação do Sistema.

e liquidação do câmbio se processam normalmente. O exportador tem o direito de comprar ouro no Banco Central, ao preço do mercado internacional, e essa compra equivale, em ouro, ao valor do câmbio liquidado. O Banco Central poderá recomprar o ouro vendido ao exportador.

3. CONCLUSÕES

O governo conseguiu, através da Resolução do Banco Central nº 1.121, resolver um dos maiores problemas da comercialização de gemas. Entretanto, para a solução da problemática ligada à industrialização, o governo estadual juntamente com o federal deverá tomar medidas efetivas tais como a implantação de Centros de Treinamento de Lapidários, visando ao aprimoramento na qualidade da lapidação e a uma política adequada de financiamento a essa indústria.

Já na área da produção, a solução inicial seria o governo dar um tratamento especial ao setor de gemas, revogando todos os títulos outorgados às empresas de mineração que estejam em áreas tradicionalmente conhecidas como áreas de garimpo, desde que as mesmas não estejam realmente desenvolvendo trabalhos, visando ao bom aproveitamento do bem mineral, através de uma lavra racional, em benefício de toda a comunidade. Após a revogação dos Alvarás de Pesquisa e Decretos de Lavra, o governo deverá criar reservas garimpeiras organizadas, fornecendo assistência técnica e insumos básicos, para que seja desenvolvida uma lavra, visando à otimização de um depósito mineral. Por outro lado, é de suma importância que o governo, através dos órgãos competentes, identifique as autênticas áreas garimpeiras, ainda não requeridas, assegurando, por esta razão seletiva, sua indisponibilidade territorial para efeito de outorga de Alvarás de Pesquisa.

Ao se propor aqui um tratamento especial e adequado ao setor de gemas, levamos em consideração que as pedras preciosas coradas, lapidadas ou em bruto, à semelhança do diamante, apresentam-se com características singulares devido à desproporção entre pequeno volume e o enorme valor unitário que lhe corresponde.

Além disso, destaca-se que o garimpo de gemas é uma atividade totalmente diferente da que se destina a extração do ouro, a qual é realizada, através de um processo poluidor do meio-ambiente, beneficiando apenas um pequeno grupo social (garimpeiros) e prejudicando a maioria da comunidade, pela ação predatória nos corpos d'água que abastecem as localidades onde se processa o garimpo de ouro.

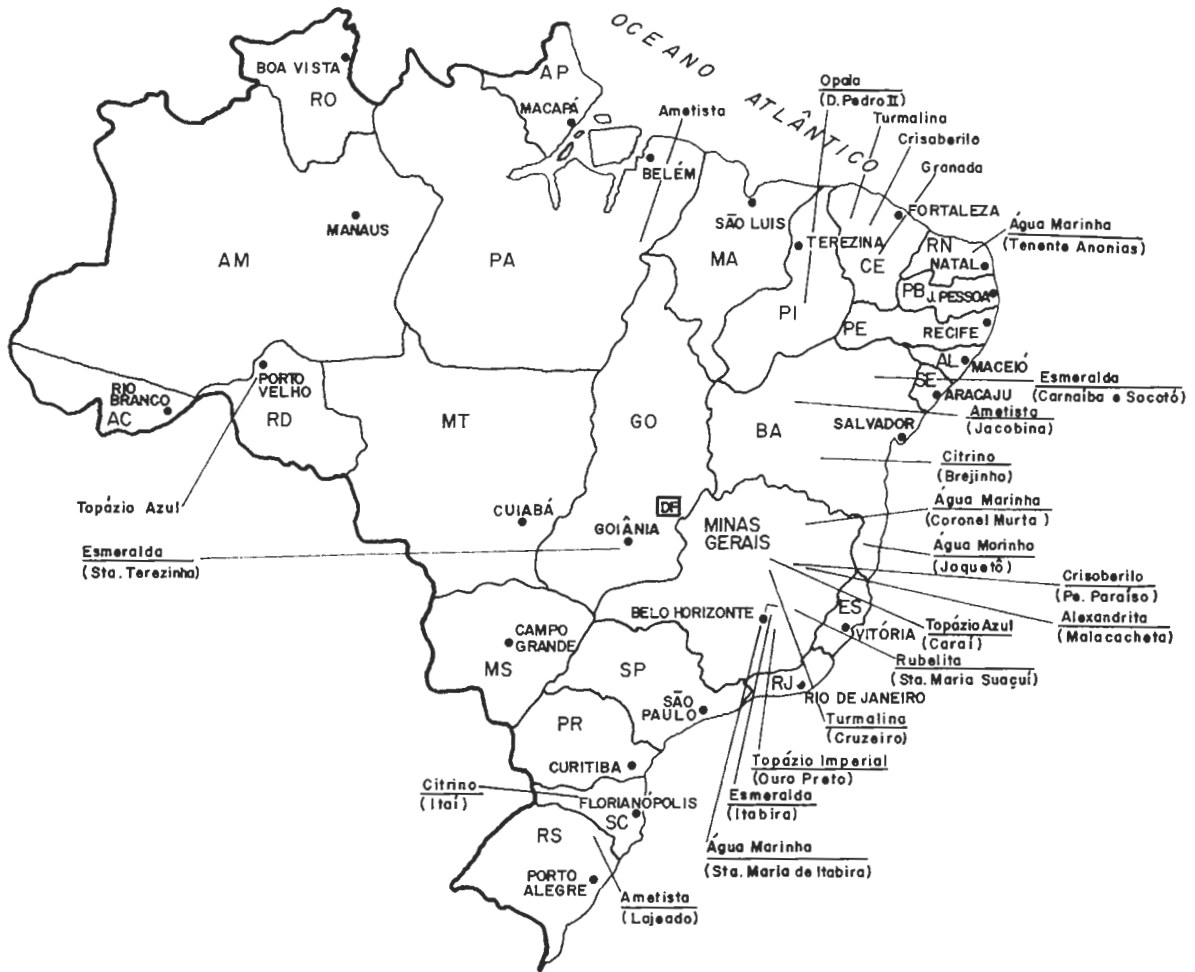
4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ___ Brasil. Ministério das Minas e Energia. Companhia de Recursos Minerais. Projeto Garimpos - Minas Gerais - 1982. Belo Horizonte.
- ___ Minas Gerais. Secretaria de Estado de Minas e Energia. Anuário Mineral do Estado de Minas Gerais - 1986. Belo Horizonte, 1986.220 p.

Figura 1

BRASIL

PRINCIPAIS REGIÕES PRODUTORAS DE GEMAS CORADAS EXCETO DIAMANTE



QUADRO 1- ÁREA DO MUNICÍPIO E
ÁREAS REQUERIDAS POR MUNICÍPIO

MUNICÍPIO	ÁREA DO (ha) MUNICÍPIO	%	ÁREA REQUERIDA (ha)	1980 POPULAÇÃO
ALMENARA	284.400	4,1	11.747,18	38.825
ARAÇUAI	232.600	35,3	82.237,99	31.369
ATALÉIA	175,700	1,5	2.592,31	21.329
CARAÍ	113.300	11,6	13.216,21	17.339
CORONEL MURTA	85.100	44,0	38.182,70	8.316
CONSELHEIRO PENA	179.700	71,7	128.897,05	32.247
GALILÉIA	101.400	16,2	16.461,99	12.848
GOVERNADOR VALADARES	244.700	10,7	26.298,92	196.115
ITAIPE	81.500	4,6	3.731,00	14.894
ITINGA	281.300	14,6	41.092,28	23.826
MEDINA	147.700	7,4	10.988,87	22.700
OURO PRETO	127.400	165,3	210.613,58	53.410
PAVÃO	53.200	6,5	3.479,52	10.950
PEDRA AZUL	141.800	15,	21.290,25	20.158
RUBELITA	100.300	4,6	4.706,34	10.663
SALINAS	368.900	1,6	6.115,52	48.809
SANTA MARIA DE ITABIRA	54.700	37,0	20.287,31	9.502
SÃO JOSÉ DA SAFIRA	24.800	54,2	13.454,83	3.853
TEÓFILO OTONI	421.200	5,1	21.672,46	128.827
TURMALINA	168.500	23,0	38.907,62	17.336
VIRGEM DA LAPA	60.500	77,1	46.675,57	13.826
TOTAL	3.448.700	22,0	762.649,50	737.142

QUADRO 2- Titulos Outorgados pelo DNPM nos 22 principais Municípios produtores de GEMAS.

MUNICIPIOS	G-GEMAS O- OUTROS	REQUERIMENTO DE PESQUISA	ALVÁRA DE PESQUISA	DECRETO DE LAVRA
ALMENARA	G O	4 8	- 2	1 -
ARAÇUAI	G O	6 35	5 37	- 9
ATALEIA	G O	- 1	3 1	- -
CARAI	G O	20 8	3 -	5 1
CORONEL MURTA	G	11	43	3
VIRGEM DA LAPA	G O	- 15	2 35	- -
CONSELHEIRO PENA	G O	3 90	4 38	- -
GALILEIA	G O	- 3	1 17	- 2
GOVERNADOR VALADARES	G O	2 14	- 17	2 4
ITAÍPE	G O	1 3	2 -	- -
ITINGA	G O	2 19	4 15	- 17

QUADRO 2- Títulos Outorgados pelo DNPM nos 22 principais Municípios
produtores de GEMAS

Continuação.

MUNICIPIOS	G-GEMAS O-OUTROS	REQUERIMENTO DE PESQUISA	ALVARÁ DE PESQUISA	DECRETO DE LAVRA
MEDINA	G	3	4	-
	O	5	1	-
OURO PRETO	G	20	32	3
TURMALINA	G	-	-	-
	O	26	3	-
PAVAO	G	4	2	-
	O	5	-	-
PEDRA AZUL	G	1	-	-
	O	11	3	6
RUBELITA	G	-	5	-
	O	1	3	-
SALINAS	G	-	1	-
	O	4	1	-
SANTA MARIA DE ITABIRA	G	-	3	-
	O	10	15	3
SAO JOSE DA SAFIRA	G	2	2	-
	O	3	12	2
TEOFILO OTONI	G	10	1	4
	O	15	2	2
TOTAL	G	90	117	15
	O	277	236	36
TOTAL GERAL		367	353	51

QUADRO 3 - Produção por Concessão de Lavra de GEMAS em Minas Gerais - 1985

EMPRESAS	MUNICÍPIOS	GEMAS	QUANTIDADE VENDIDA (g)	PREÇO MÉDIO (1) (Cz\$/g)	VALOR TOTAL (Cz\$)	I.U.M. (Cz\$)
Arqueana de Minerios e Metais Ltda	Araquai	Turmalina	360 000	0,19	68 000	2 000
Bêlmont Gemas Ltda	Itabira	Esmeralda	17 550	199,72	3 505 000	31 000
Emilio Shupp e Cia	Joaíma	Quartzo Roseo	12 214	13,10	160 000	-
HALBA-Com. Ind. Pedras Preciosas S/A	Coronel Murta	Turmalina	20 000	1,00	20 000	-
J J Mineração Ind. e Com. Ltda	Ouro Preto	Topázio Imperial	6 911	41,38	286 000	2 000
Mineração Aricanga Ltda	São José da Safira	Água Marinha	5 050	1,78	8 900	-
	São José da Safira	Turmalina	17 050	1,88	32 000	-
Mineração Ipé Ltda	Governador Valadares	Água Marinha	750	20,00	15 000	-
Mineração Faisca Ltda	Teofilo Otoni	Água Marinha	500	50,00	25 000	-
	Tefilo otoni	Crisoberilo	150	666,67	100 000	1 000
Mineração Murundu Ltda	Carai	Água Marinha	667	274,36	183 000	2 000
	Carai	Topázio	60 000	0,50	30 000	-
Mineração Santa Quitéria	Ouro Preto	Topázio Imperial	300	6,67	2 000	-
Nevestones Ltda	São José da Safira	Turmalina	22 025	11,08	244 000	2 000
Top Irino Ltda	Ouro Preto	Topázio Imperial	10 700	2,71	29 000	-
Topázio Imperial Ind.e Com.Ltda	Ouro Preto	Topázio Imperial	103 550	16,29	1 687 000	12 000
Vermelhão Min.Ind.e Com. Ltda	Ouro Preto	Topázio Imperial	26 130	48,60	1 270 000	2 000
TOTAL	-	-	-	-	7 665 000	54 000

Fonte: Anuário Mineral do Estado de Minas Gerais - 1986

QUADRO 4 - Produção de Garimpo
Período: 1984 - 85

SUBSTÂNCIAS	1984		1985	
	QUANTIDADE (g)	VALOR (Cz\$)	QUANTIDADE (g)	VALOR (Cz\$)
Água Marinha	506 920	2 863 922	4 767 900	5 684 000
Alexandrita	1 094	295 300	1 300	517 000
Crisoberilo	12 205	777 405	6 500	2 296 000
Esmeraldas	21 450	939 775	186 900	847 000
Rubelita			12 000	5 000
Topazio	5 616 200	393 780	7 160 900	969 000
Turmalina	982 000	563 540	5 879 000	1 911 000
Diversas	-	-	2 677 901 500	5 422 000
TOTAL		5 833 722		17 651 000

Fonte: Anuário Mineral do Estado de Minas Gerais - 1986

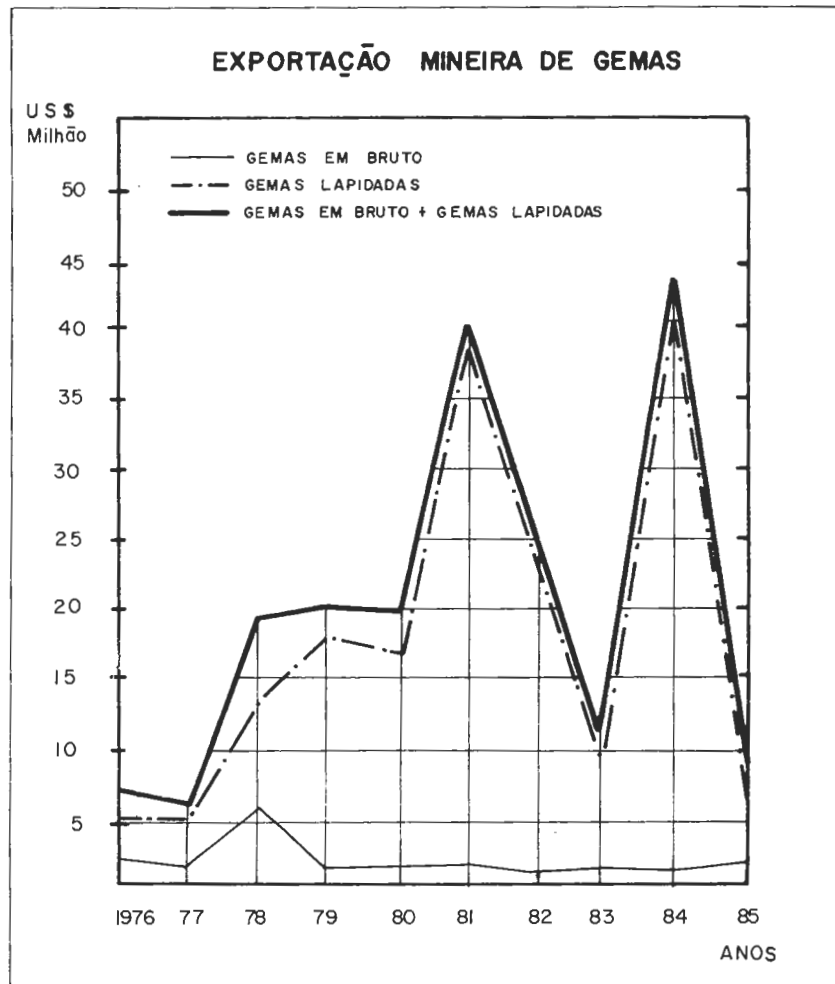
QUADRO 5- Exportação de Pedras preciosas - Minas Gerais
Período: 1976 - 85

ANO	QUANTIDADE (Kg)		VALOR (US\$)		VALOR TOTAL (US\$)
	BRUTA	LAPIDADA	BRUTA	LAPIDADA	
1976	496 558	306	1 883 203	5 499 140	7 382 343
1977	276 031	126	1 522 961	5 105 920	6 628 881
1978	375 192	304	6 009 260	13 235 231	19 244 491
1979	304 923	562	1 591 973	18 165 755	19 757 728
1980	187 952	335	1 570 108	17 804 892	19 312 000
1981	191 407	5 309	1 640 007	38 907 919	40 547 926
1982	109 112	859	1 064 252	23 920 325	24 984 577
1983	356 848	2 245	1 200 633	10 046 877	11 247 510
1984	172 533	37 926	1 265 970	41 907 876	43 173 846
1985	412 961	726	1 905 674	6 916 692	8 822 366

Fonte: Anuário Mineral do Estado de Minas Gerais - 1986

Observação: Dados referentes a empresas exportadoras, com domicílio fiscal em Minas Gerais

GRÁFICO 1



QUADRO 6 - COMÉRCIO EXTERNO MINEIRO DE PEDRAS PRECIOSAS

ANOS	VALOR US\$	EXPORTAÇÃO: % EM RE- LAÇÃO AO ANO ANTERIOR	DIFERENCIAL DE CAMBIO % (1)
1980	19.312.000	2,0	12,3
1981	40.547.926	109,0	16,4
1982	24.984.577	-38,0	49,3
1983	11.247.510	-54,0	58,7
1984	43.173.846	283,0	11,7
1985	8.822.366	-790,0	70,0

Fonte: CACEX

(1) Média das diferenças mensais entre as taxas de vendas dos mercados oficial e paralelo do Dólar.

IMPrensa OFICIAL DO ESTADO DE MINAS GERAIS — DO/SI
Agosto de 1987
Reprodução direta dos originais fornecidos pelo Encomendante