**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005625

**ARCABOUÇO PETROGRÁFICO E EVOLUÇÃO
CRUSTAL DE TERRENOS PRECAMBRIANOS DO
SUDESTE DE MINAS GERAIS: QUADRILÁTERO
FERRÍFERO, ESPINHAÇO MERIDIONAL E DOMÍNIOS
GRANITO-GNÁISSICOS ADJACENTES**

Johann Hans Daniel Schorscher

Tese de Livre-Docência

**Concurso para obtenção do Título de
Livre-Docente junto ao Departamento de
Mineralogia e Petrologia**

**SÃO PAULO
1992**

Este trabalho é dedicado
à minha família

APRESENTAÇÃO

Este trabalho propõe-se a uma síntese incluindo dados novos, sobre a petrogênese e evolução crustal dos terrenos precambrianos do SE de Minas Gerais, desde a constituição arqueana, através dos retrabalhamentos proterozóicos, e aborda também alguns aspectos da evolução mais recente, fanerozóicos, relacionados com a ruptura e deriva continental e a abertura do Oceano Atlântico. O autor trabalha e orienta trabalhos sobre este conjunto temático continuamente desde o seu doutoramento - então membro da equipe de geólogos da Universidade de Heidelberg, orientado pelo Professor Dr. R. Pflug no Brasil e pelo Professor Dr. G. v.d. Kaaden no Instituto de Mineralogia e Petrografia daquela Universidade. Os principais métodos de trabalho são petrográficos de campo e laboratoriais, incluindo litogeoquímica, química mineral, metalogênese e geologia estrutural, na tradição moderna do instituto de origem e em conformidade com as linhas de pesquisa desenvolvidas no DMP-IG-USP. Os dados que sustentam este trabalho foram elaborados pelo autor no Brasil, nos Institutos de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro e principalmente da Universidade de São Paulo, e ainda em cooperação científica internacional, nas Universidades de Clausthal, Aachen, Mainz e Hamburg, República Federal da Alemanha, no Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques do CNRS em Nancy, França, na Universidade de Durham, Inglaterra e na Universidade de Bern, Suíça, com auxílios do CNPQ, DFG, CNRS, DAAD e da FAPESP.

INDICE

VOLUME I

	Pág.
Apresentação	
Introdução	1
 GEOLOGIA REGIONAL	 2
Arqueano	4
Proterozóico e fanerozóico	7
Evolução geotectônica, metamórfica e magmática regional	11
 COMPLEXO REGIONAL DE ROCHAS SENSU LATO GRANITICAS	 14
Trabalhos anteriores e conceitos fundamentais	15
Petrografia regional e polimetamorfismo	16
 ROCHAS SENSU LATO GRANITICAS DA ASSOCIAÇÃO TTG	 18
Petrografia, mineralogia e química mineral da associação ttg	22
Petrografia	22
Mineralogia e química mineral	24
Geoquímica da associação ttg	30
Aspectos da evolução da crosta ttg	39

SUPERGRUPO -"GREENSTONE BELT"- RIO DAS VELHAS	42
Caracterização geológica	44
Ouro no "greenstone belt"	50
Magmatismo do "greenstone belt" Rio das Velhas	52
Evolução do "greenstone belt" Rio das Velhas	68
GRANITOIDES BORRACHUDOS E MAGMATISMO GRANÍTICO ARQUEANO TARDIO	71
Geologia regional e trabalhos anteriores	75
Petrografia geral e metamorfismo regional	80
Mineralogia e química mineral	85
Felspatos alcalinos	86
Biotitas	94
Demais minerais	97
Geoquímica dos granitóides Borrachudos	101
Metalogênese associada aos granitóides Borrachudos	113
Mina Belmont	113
Garimpo Capoeirana	115
Gênese das esmeraldas	116
Petrogênese dos granitóides Borrachudos e do magmatismo granítico arqueano tardio	117
EVOLUÇÃO PROTEROZOICA SEDIMENTAR, MAGMATICA E TECTONO-METAMORFICA; SUPERGRUPOS MINAS E ESPINHAÇO	122
Evolução proterozóica	123
Supergrupo Minas	125
Estratigrafia, sedimentologia e estruturação regional	127
Metalogênese do Supergrupo Minas	139
Ferro	141
Ouro	144

Supergrupo Espinhaço	148
Distribuição, estratigrafia e trabalhos anteriores	151
Petrografia e ambientes deposicionais	155
Seqüência da Serra da Boa Vista	161
Evolução do Supergrupo Espinhaço	163
 Rochas metaultramáficas tectoníticas e metabasitos - "anfíbolitos diabasóides"	167
Rochas metaultramáficas tectoníticas	167
Metabasitos - "anfíbolitos diabasóides"	171
Metamorfismo regional pós-Minas/Espinhaço e granitóides sintectônicos proterozóicos	187
Metamorfismo regional pós-Minas/Espinhaço	187
Granitóides sintectônicos proterozóicos	195
Basaltos coronitizados metamórficos	200
✶ Supergrupo São Francisco	207
Domos termais e granitóides intrusivos do Proterozóico Superior	209
Modelo para a evolução proterozóica	212
 EVOLUÇÃO FANEROZOICA	215
 Basaltos mesozóicos	215
 OBSERVAÇÕES FINAIS	227
 AGRADECIMENTOS	232
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	233

VOLUME II

ANEXO 1: Dados e gráficos geoquímicos de rochas sensu lato graníticas da associação de gnaisses, migmatitos e granitóides tonalíticos e trondhjemiticos arqueanos (crosta ttg)	275
ANEXO 2: Dados e gráficos geoquímicos de metalamprófiros arqueanos	315
ANEXO 3: Dados e gráficos geoquímicos de komatiitos do Grupo Quebra Osso e de cromititos correlacionados	321
ANEXO 4: Dados e gráficos geoquímicos de anfibolitos de metavulcanitos básicos do Grupo Nova Lima	337
ANEXO 5: Dados e gráficos geoquímicos dos granitóides Borrachudos e dos granitóides sintectônicos proterozóicos	346
ANEXO 6: Dados e gráficos geoquímicos de metabasitos pós-arqueanos (do Proterozóico Inferior a Médio) - anfibolitos diabasóides (Guimarães, 1933) - metamórficos pelo metamorfismo regional dínamo-termal Minas/Espinhaço	371
ANEXO 7: Dados e gráficos geoquímicos de metabasitos termometamórficos (coronitizados) não deformados, do Proterozóico Inferior	380

ANEXO 8: Dados e gráficos geoquímicos de basaltos
mesozóicos

386

ANEXO 9: Métodos analíticos e limites de detecção

393

INTRODUÇÃO

A região estudada situa-se na borda SE do Cráton do São Francisco no Brasil oriental, Estado de Minas Gerais (Fig. 1). É constituída de rochas arqueanas e proterozóicas, incluindo o Quadrilátero Ferrífero, as extremidades meridionais da Serra do Espinhaço, partes da Bacia do São Francisco e os domínios granito, gnaísses e migmatíticos embasamentais e adjacentes (Fig. 2; Prancha Fotográfica 1). Esta é uma região clássica, onde se iniciaram os estudos geológicos sistemáticos no país e sobre a qual se conta hoje com uma vasta literatura acumulada, com tendências sempre crescentes, no curso dos últimos cerca de 200 anos. Ainda assim continuam em aberto múltiplas questões fundamentais da petrogênese, metalogênese e em geral da evolução crustal.

A região é rica em jazidas minerais, incluindo depósitos de ouro e diamantes importantes desde a época colonial. Estes influíram na história do Brasil e mundial, contribuindo para a expansão global do império português. Até hoje constitui-se na principal província mineral do país em plena atividade, sendo minérios de ferro, ouro e diamantes os principais bens produzidos. A província abriga ainda ocorrências e jazidas menores de Mn, Cr, Pt, U, Al, Sb, Hg, W, minerais gemas (esmeraldas, topázio, alexandrita, águas-marinhas, entre outros) e minerais industriais não metálicos (mica, quartzo, feldspato/ caulim, clanita, pirofillita, talco, asbesto, rocha magnesiana, entre outros).

Sob aspectos científicos relacionados à petrogênese e metalogênese na evolução de um continente, é uma região de extremo interesse e fascínio, que se constitui, no sentido de W para E, num perfil contínuo desde um núcleo sílico arqueano, por zonas periféricas, de retrabalhamentos e cinturões móveis proterozóicos consecutivos, até a margem continental recente, leste-brasileira, além dos limites da região aqui especificamente abordada (Fig. 1). Neste quadro, é intenção deste trabalho apresentar um apanhado do estado de conhecimentos sobre a petrogênese e a evolução crustal da região, sintetizando e integrando as contribuições próprias e tentando elaborar os principais problemas ainda não equacionados. Ênfase será dada a alguns aspectos da granitogênese arqueana e proterozóica e ao magmatismo ultramáfico a básico - arqueano a mesozóico, com base em dados novos.

GEOLOGIA REGIONAL

Prancha Fotográfica 1 - Imagem de satélite da área estudada localizada a leste do meridiano de 44°00'. Destacam-se morfologicamente e estruturalmente o Quadrilátero Ferrífero, as extremidades meridionais da Serra do Espinhaço e os Distritos Ferríferos de Itabira e João Monlevade. O fator de ampliação linear da imagem, em relação ao mapa geológico regional da figura 3, é de aproximadamente 2. Os sistemas de drenagem no Complexo Regional de Rochas *sensu lato* Graníticas e nas áreas cobertas pelo Supergrupo São Francisco apresentam padrões dendríticos, respectivamente fino e mais grosso. Observam-se ainda zonas regionais de cisalhamento de direções NNE e SSE e fraturamentos regionais de direção NW - na parte NE da região imageada. Aos fraturamentos associam-se freqüentemente ocorrências de basaltos mesozóicos.

GEOLOGIA REGIONAL

A margem SE do Cráton do São Francisco constituiu-se num bloco continental slálico no final do arqueano, pela formação de terrenos de gnaisses, migmatitos e granitóides principalmente leucotonalíticos, trondhjemiticos e granodioríticos (rochas sensu lato graníticas), e pelo desenvolvimento de cinturões de rochas verdes - "greenstone belts" - de origens supracrustais vulcano-sedimentares, com granitogênese associada (granitos Borrachudos). Posteriormente, sofreu retrabalhamentos consecutivos e superimpostos, pelo desenvolvimento proterozóico de faixas móveis periféricas e a deposição de coberturas sedimentares, correlacionadas à evolução dos supergrupos Minas, Espinhaço e São Francisco (Fig. 1) (Almeida, 1967; 1977; Almeida e Hasui, 1984; Pflug, 1965a; b; 1967; Pflug e Renger, 1973; Schorscher, 1975a; 1976a; 1978; Schorscher et al., 1982; Inda et al., 1984).

A constituição litoestrutural regional fundamental é representada por um extenso complexo - em si heterogêneo - de rochas sensu lato graníticas: gnaisses, migmatitos e granitóides diversos, arqueanos e proterozóicos, por restos de erosão de seqüências vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt" arqueanas, principalmente do Supergrupo Rio das Velhas, e pelas coberturas proterozóicas dos supergrupos Minas, Espinhaço e São Francisco (Figs. 2, 3; Prancha Fotográfica 1). Rochas ígneas e metaígneas de posicionamento estratigráfico menos bem definido formam grupos litológicos em geral menores, como diques de metalamprófiros, corpos metaultramáficos tectoníticos, metabasitos intrusivos subvulcânicos - originalmente denominados por Guimarães (1933) de anfibolitos diabasóides, metabasitos subvulcânicos coronizados termometamórficos, e basaltos fanerozóicos.

A tabela 1 mostra o quadro sintético da evolução litoestratigráfica, tectônica e magmática para a região, adotada neste trabalho. Possibilidades alternativas de colocação e idade de determinados conjuntos litológicos e eventos tectono-metamórficos serão discutidos nos respectivos capítulos.

Arqueano

Entre as rochas arqueanas do complexo sensu lato granítico, distinguem-se conjuntos e associações regionais de gnaisses, migmatitos e granitóides (intrusivos em corpos menores) de composições leucotonalíticas, trondhjemiticas e granodioríticas (ttg) e os corpos de granitóides Borrachudos (Fig. 3). Os primeiros predominam e constituem a crosta-ttg. De terrenos

Figura 1 - A área estudada (E) no quadro geotectônico do Brasil Oriental. 1 - Coberturas fanerozoicas; 2 - Coberturas intracratônicas (SGr. São Francisco) e 3 - faixas móveis: Ribeira (A); Araçuaí (B); Brasília (D); correlacionadas ao Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior); 4 - Crátões pré-Brasileiros: Cráton do São Francisco (C); (modificado de Schobbenhaus e Campos, 1984).

deste tipo foram descritas as rochas mais antigas da crosta terrestre (por exemplo, Moorbath et al., 1972; Collerson et al., 1978; Tankard et al. 1982; Goodwin, 1991).

Na região estudada, são considerados representativos do conjunto litoestrutural mais antigo, embasamental, em relação às sequências supracrustais "greenstone belt", ainda que soerguimentos de portes desconhecidos, ao longo dos contatos tectônicos com as sequências supracrustais e a erosão do complexo ttg tenham obliterado as configurações estratigráficas-estruturais originais e os padrões de idades radiométricas. Nos terrenos ttg foram encontrados raros e restritos núcleos granulíticos, ultramáficos e ácidos, e corpos esporádicos de anfibolitos básicos e ultramáficos polimetamórficos (retrometamorfizados a partir do grau alto). Roeser (1977) apresentou dados geoquímicos de anfibolitos básicos, polimetamórficos, da região SE do Quadrilátero Ferrífero e deduziu origens toleíticas.

Os granitóides Borrachudos (Dorr e Barbosa, 1963) são rochas arqueanas tardias a finais da evolução regional "granito - greenstone belt" (Fig. 3). Têm composições de alcali-feldspato granitos ricos em elementos incompatíveis.

A principal sequência vulcano-sedimentar é representada pelo Supergrupo Rio das Velhas (tabela 2) (Schorscher, 1976a; 1979), que hospeda as mais importantes jazidas de ouro de Minas Gerais. Regionalmente, ocorrem outras mais ou menos bem conservadas e confirmadas, a exemplo do Supergrupo Rio Paraúna (Fogaça et al., 1984) e das sequências vulcano-sedimentares de Serro (Uhlein, 1982; Uhlein et al., 1983) a N, e de Conselheiro Lafaiete a Lavras (Pires, 1977; 1979), a SW da região aqui especificamente considerada (Figs. 2, 3) (Inda et al., 1984). Estas também hospedam mineralizações de ouro.

Na região estudada ocorrem ainda restos de erosão menores de associações vulcano-sedimentares de metamorfismo mais elevado, por exemplo, na região entre Itabira e Nova Era e os "gnaisses Monlevade" (Reeves, 1966). Estes, por analogias litológicas e estruturais, poderiam representar continuações do "greenstone belt" Rio das Velhas, mais fortemente afetadas pelo principal evento metamórfico regional progressivo - proterozóico.

Proterozóico e Fanerozóico

Os conjuntos metassedimentares proterozóicos incluem os supergrupos Minas, Espinhaço e a Sequência da Serra da Boa Vista. O Supergrupo Minas é constituído por rochas típicas do Proterozóico Inferior (tabela 3) e inclui, com os itabiritos do Grupo Itabira a principal reserva de ferro da região sudeste do Brasil, além de importantes jazidas de ouro (Freyberg, 1934; Moraes e

Figura 2 - Esboço geológico da borda SE do Cráton do São Francisco. (1) - Coberturas intracratônicas sedimentares do Proterozóico Superior, Gr. Bambuí/SGr. São Francisco; (2) - Gr. Macaúbas/SGr. São Francisco, a W, e séries metamórficas da faixa Araçuá, na região ENE; (3) - Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio e Inferior: SGr. Espinhaço e Minas nas serras do Cabral (S.C.), Espinhaço e no Quadrilátero Ferrífero, e Grs. São João Del Rei e Andrelândia a S do Quadrilátero Ferrífero; (4) - Seqüências vulcano-sedimentares ("greenstone belts") arqueanas; (5) - Terrenos graníticos-migmatíticos arqueanos e proterozóicos, policíclicos; incluem granulitos e unidades supracrustais, metamórficas (modificado de Inda et al., 1984).

Barbosa, 1939; Dorr, 1969; 1973; Ladeira, 1988). A distribuição geométrica peculiar das estruturas ferríferas regionais deste Supergrupo conferiu o nome ao Quadrilátero Ferrífero (Prancha Fotográfica 1; Fig. 3).

A idade do Supergrupo Espinhaço é menos bem definida. Alguns autores atribuem-na ao Proterozóico Inferior, como base ou equivalente lateral de facies penecontemporâneo do Supergrupo Minas (Harder e Chamberlin, 1915; Pflug, 1965a; b; 1968; Pflug e Renger, 1973; Inda et al., 1984); outros preferem uma idade do Proterozóico Médio (Derby, 1906; Almeida, 1977; Brito Neves et al., 1979; Machado et al., 1989b), posterior, e ainda outros, uma idade anterior ao Supergrupo Minas (Simmons e Maxwell, 1961; Dorr, 1969; Loczy e Ladeira, 1976; Costa e Romano, 1976). O Supergrupo Espinhaço é famoso pelos metaconglomerados diamantíferos da Formação Sopa Brumadinho (Tabela 3).

A Sequência da Serra da Boa Vista inclui mineralizações de ouro e representa uma variação de facies, regionalmente restrita, do Supergrupo Espinhaço (tabela 5) (Luchesi e Schorscher, 1990; Luchesi, 1991).

Os contatos entre os Supergrupos Minas e Espinhaço são sempre tectônicos, com o Supergrupo Minas empurrado sobre o Supergrupo Espinhaço. Para explicar estas relações, foram propostos modelos tectônicos autóctones e alóctones (Dorr, 1969; Ladeira, 1980; Ladeira e Viveiros, 1984; Schorscher, 1975a; 1976a; b; 1980a; b; 1988; Schorscher et al., 1982; Pericón e Quemeneur, 1982; Inda et al., 1984; entre outros).

O Supergrupo São Francisco tem idades de sedimentação do Proterozóico Superior, com os inícios possivelmente no Proterozóico Médio. É subdividido em dois grupos: Macaúbas e Bambuí. O primeiro jaz com discordância erosiva e localmente angular e metamórfica sobre o Supergrupo Espinhaço e inclui, na parte basal, depósitos glaciais. O Macaúbas transiciona, a leste da Serra do Espinhaço (a N-NE da área deste estudo), para as séries metamórficas da faixa dobrada Araçuaí (Fig. 2). Para W, interdigita-se lateral e verticalmente com os sedimentos clásticos e carbonáticos, com estromatólitos do Grupo Bambuí (Moerl, 1972; Cloud e Dardenne, 1973). Estes recobrem as partes internas do Cráton do São Francisco (Figs. 1, 2). Os contatos dos Supergrupos São Francisco e Espinhaço na parte meridional da Serra são tectônicos, por empurrão do Supergrupo Espinhaço para W sobre o Supergrupo São Francisco (Figs. 2, 3) (Schöhl, 1972; 1976; Inda et al., 1984; Alkmim et al., 1989; entre outros). O Supergrupo São Francisco não foi estudado por este autor e não será considerado em maiores detalhes neste trabalho.

Rochas metabásicas, originalmente descritas como "anfíbolitos diabasóides" (Guimarães, 1933), ocorrem por toda área num enxame de diques e em corpos intrusivos subvulcânicos, regionalmente muito numerosos e cortam o embasamento arqueano e o Supergrupo

Figura 3 - Mapa geológico esquemático da região da excursão: Serra do Espinhaço meridional, Quadrilátero Ferrífero e regiões adjacentes (modificado de Schorscher, 1988 e Schorscher et al., 1982).

Legenda: 1 - rochas carbonáticas e 2 - pelíticas e metapelíticas, Gr. Bambuí; 3 - metagrauvas, metasiltitos e ritmitos, Gr. Macaúbas (1-3: SGr. São Francisco); 4 - quartzitos e metaconglomerados (SGr. Espinhaço); 5 - quartzitos e metaconglomerados, Gr. Itacolomi; 6 - quartzitos, filitos, metagrauvas, Gr. Piracicaba; 7 - itabiritos e rochas carbonáticas, Gr. Itabira; 8 - quartzitos, metaconglomerados e xistos, Gr. Caraça; 9 - xistos máficos e pelíticos, Sequência de Xistos Verdes (5-9: SGr. Minas); 10 - sequência vulcano-sedimentar do "greenstone belt" - Rio das Velhas (SGr. Rio das Velhas); 11 - granitóides Borrachudos; 12 - terrenos graníticos-migmatíticos arqueanos e proterozóicos policíclicos; incluem para-gnaisses e restos de sequências vulcano-sedimentares; 13 - falhas de empurrão; zonas metamórficas: I - limite superior de estabilidade do estilpnomelano; II - aparecimento da estauroilita; III - aparecimento de silimanita + feldspato potássico.

Áreas e perfis detalhados: 1 - Santuário da Piedade; 2 - SGr. Espinhaço; 3 - Distrito Ferrífero de Itabira; 4 - Mina de Esmeraldas Belmont; 5 - Garimpo de Esmeraldas Capoeirana; 6 e 7 - Domo TTG de Santa Bárbara; 8 - Vale do Córrego Quebra Osso e Serra da Boa Vista; 9 - Distrito de Florália; 10 - Mina São Bento; 11 - Perfil da Serra/Colégio do Caraça; 12 - Perfil do Sinclinal Gandarela - Serra das Cambotas; 13 - Garimpo de ouro do Morro da Água Quente.

Cidades e Vilas: BC - Barão de Cocais; C - Caeté; CA - Catas Altas; Co - Congonhas; F - Ferros; FI - Florália; H - Hematita; I - Itabira; JM - João Monlevade; M - Mariana; NE - Nova Era; OP - Ouro Preto; P - Piçarrão; SB - Santa Bárbara; SG - São Gonçalo do Rio Abaixo; SR - Santa Rita Durão.

Espinhaço. São rochas de metamorfismo progressivo e deformadas pelo evento regional principal proterozóico. Os "anfibolitos diabasóides" não foram encontrados intrusivos no Supergrupo São Francisco e apenas muito raramente, nas unidades do Supergrupo Minas.

Um segundo grupo de rochas metabásicas forma um enxame de diques igualmente regional, apenas menos numeroso. São toleitos continentais, intrusivos abissais, de grã grossa e textura microgábrica. Estas rochas evidenciam efeitos de termometamorfismo (coronitização complexa) não acompanhados de deformação. São consideradas posteriores ao último metamorfismo regional-dinamotermal e anteriores aos eventos finais, regionais termiais, do Ciclo Brasileiro (Schorscher, 1975a; 1988).

No Fanerozóico, ocorreu uma fase de magmatismo basáltico, produzindo toleitos com tendências potássicas, em corpos subvulcânicos rasos. Estes associam-se aos basaltos termometamórficos nas mesmas fraturas regionais.

Os processos petrogenéticos mais recentes incluíram a formação de pequenas bacias sedimentares, no Terciário a Quaternário (Fonseca e Gandarela no Quadrilátero Ferrífero), e de produtos de intemperismo laterítico, incluindo depósitos de bauxita (Dorr, 1969; Inda et al., 1984; Varajão et al., 1989).

Evolução geotectônica, metamórfica e magmática regional

O evento mais antigo inclui processos metamórficos regionais de alto grau e magmáticos, que constituíram os terrenos tíg arqueanos. Seguiu-se a evolução do "greenstone belt" Rio das Velhas com deformação tectônica específica, granitogênese metassomática (granitóides Borrachudos), mas sem evidenciar metamorfismo próprio, da evolução arqueana. Este metamorfismo - de baixo grau -, contudo, deve ter ocorrido e seus efeitos devem ter sido extintos pelo principal evento metamórfico regional, dinamotermal proterozóico, posterior. Depois da granitogênese dos granitóides Borrachudos, tardia a final na evolução dos "greenstone belts", ocorreu ainda uma fase aparentemente muito restrita de magmatismo intrusivo tonalítico, a presente conhecida apenas em um exemplo. Estas rochas foram incluídas no magmatismo sensu lato granítico final do Arqueano (tabela 1).

A bacia de deposição do Supergrupo Espinhaço originou-se neste embasamento de tipo granito - "greenstone belt", no Proterozóico Inferior, por rifteamento acompanhado de magmatismo diamantífero, e foi afetada pela intrusão das rochas básicas parentais dos "anfibolitos

diabasóides" em estágios sin-sedimentares, tardios. Sobre a área de deposição original do Supergrupo Minas, a leste da Serra do Espinhaço e em relação à sua distribuição atual inexistem evidências, como também inexistem evidências de um evento metamórfico próprio, distinto daquele do Supergrupo Espinhaço. A distribuição atual das estruturas Minas do Quadrilátero Ferrífero deve-se à tectônica de nappes e ocorreu posterior ou tardiamente em relação às intrusões básicas e à erosão parcial do Supergrupo Espinhaço, em estágio pré- a sinmetamórfico do evento regional principal (Schorscher, 1975; 1976b; 1991; Lobato et al., 1989).

O principal evento metamórfico regional, dinamotermal proterozóico afetou toda a região (inclusive os Supergrupos Minas, Espinhaço e os "anfibolitos diabasóides), com características plurifaciais e intensidades crescentes de W para E (evento Minas/Espinhaço). As condições P-T variaram sistematicamente desde a facies dos xistos verdes inferior até anfibolito superior/hidrogranulito, com progressão mais acentuada na parte centro-leste da região (Fig. 3). Nesta ocorreu granitogênese sintectônica envolvendo remigmatização das rochas sensu lato graníticas embasamentais arqueanas e, possivelmente, metassedimentos do Supergrupo Minas (Reeves, 1966; Schorscher, 1975). Nas regiões central e W, os efeitos metamórficos foram apenas fracos e parcialmente obliterados por processos termiais posteriores, que causaram metamorfismo de contato nas mais diversas litologias.

A deposição do Supergrupo São Francisco, a W da cordilheira Espinhaço, foi posterior às intrusões básicas (dos anfibolitos diabasóides). O metamorfismo deste supergrupo mostra também intensidades crescentes em direção geral E-SE e os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço encontram-se empurrados sobre os do Supergrupo São Francisco (por exemplo, Schöhl, 1972, 1973a; b). Estes fenômenos tectono-metamórficos foram observados apenas na parte W da região estudada e são atribuídos a estágios iniciais do Ciclo Brasileiro nestas áreas. A questão do hiato metamórfico regional entre as rochas dos supergrupos São Francisco e Espinhaço precisa ainda ser detalhadamente estudada.

Ao evento regional Minas/Espinhaço seguiu-se tectônica distensional e a intrusão de toleitos continentais abissais. Estas e outras litologias, inclusive do Supergrupo São Francisco, foram localmente termometamorfizadas sem evidências de deformação. Em alguns lugares foram encontradas pequenas intrusões graníticas, em velos e apófises e as rochas sensu lato graníticas embasamentais sofreram rejuvenescimentos radiométricos. Estes eventos de desenvolvimento de domos termiais regionais e as intrusões graníticas associadas, a exemplo do complexo de Taquaraçu (Schöhl, 1972), são atribuídos a estágios finais do Ciclo Brasileiro.

No Fanerozóico, ocorreram a reativação das fraturas precambrianas e o

magmatismo basáltico associado, como reflexos intracontinentais-distais dos movimentos de placas relacionados à abertura do Oceano Atlântico moderno.

COMPLEXO REGIONAL DE ROCHAS SENSU LATO GRANÍTICAS

COMPLEXO REGIONAL DE ROCHAS SENSU LATO GRANÍTICAS

Trabalhos anteriores e conceitos fundamentais

As rochas sensu lato graníticas deste Complexo ocupam a maior parte da região (Fig. 3) e incluem grupos litológicos distintos, arqueanos e proterozóicos. Descrições mais ou menos abrangentes e detalhadas encontram-se em praticamente todos os trabalhos, desde históricos a modernos, que tratam da evolução geológica e geotectônica regional (por exemplo: Eschwege, 1822; 1832; Pissis, 1842; Derby, 1906; Harder e Chamberlin, 1915; Freyberg, 1932; Schneiderhöhn, P., 1935; Guimarães, 1931, 1951; Brajnikov, 1947; Barbosa, O., 1954; Dorr et al., 1957; Dorr e Barbosa, 1963; Pflug, 1965a;b; Dorr, 1969; Herz, 1970; Renger, 1970; Gorlt, 1972; Kehler, 1972; Kneidl e Schorscher, 1972; Schöll, 1972; Pflug e Renger, 1973; Schorscher, 1973a;b; 1975a; 1991a; Engesser, 1974; Sperber, 1975; 1977; Schorscher e Guimarães, 1976; Röser, 1977; Fontes et al., 1978; Cordani et al., 1980; Schorscher e Leterrier, 1980; Bastos Neto e Schorscher, 1981; Bastos Neto, 1982; Teixeira, 1982; Radambrasil, 1983; 1987; Ricomini, 1983; Hoffmann, 1984; Inda et al., 1984; Santos, 1986; Veneziani, 1987; Chemale Jr., 1987; Barbosa, 1988; Luchesi e Schorscher, 1989; 1990; Luchesi, 1991; entre muitos outros).

De um modo geral, surgiram quatro linhas de pensamento. Todos os trabalhos anteriores ao advento das datações radiométricas reconheceram a grande maioria das rochas sensu lato graníticas regionais - os gnaisses e migmatitos - como "altamente cristalinas", isto é, como rochas metamórficas de alto grau, do embasamento, anteriores às seqüências supracrustais, exceto no caso de comprovadas intrusões ígneas mais jovens (por ex.: Derby, 1906; Guimarães, 1951). Dorr e Barbosa (1963) e Dorr (1969), com base nos primeiros dados de idades radiométricas, abandonaram o conceito clássico. Reinterpretaram todas as rochas sensu lato graníticas dos arredores do Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Itabira de um modo geral como "granitic gneiss", de origens intrusivas ígneas e consideraram-nas como as litologias precambrianas mais jovens da região. Herz (1970) complementou os dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos sobre as rochas sensu lato graníticas da região do Quadrilátero Ferrífero e do Distrito de Itabira e reinterpretou-as, mantendo as origens ígneas, mas reconhecendo grupos de idades distintas: arqueanos e proterozóicos inferiores, médios e superiores. Em paralelo, Pflug (1965a; b) e Pflug e colaboradores (em Pflug e Renger, 1973) desenvolveram o conceito do ortogeossinclinal Minas de idade proterozóica inferior, sobreposto na parte W - mlogeossinclinal - a rochas sensu lato graníticas do embasamento arqueano (Série Preminas) e que

Incluiria, na parte E - eugeossinclinal -, quantidade substancial de gnaisses graníticos, migmatitos e granitóides diversos, entre estes, tipos para-derivados. Um modelo algo similar envolvendo diversos grupos de rochas sensu lato graníticas, de idades e origens diferentes - arqueanos e proterozóicos, orto- e para-derivados - foi proposto por Reeves (1966), para os distritos de Monlevade e Rio Piracicaba, na parte leste do Quadrilátero Ferrífero e por Schorscher (1975a), para a região de Itabira.

Petrografia regional e polimetamorfismo

Com base em estudos bibliográficos e nos levantamentos anteriores, o autor vem desenvolvendo um programa de mapeamentos e estudos petrográficos em conjunto com a equipe de pós-graduandos e colaboradores, visando o reconhecimento mais detalhado e a subdivisão do complexo fundamental de rochas sensu lato graníticas. Citam-se aqui os mapeamentos regionais e de semidetalhe desde os trabalhos de doutoramento do autor (Schorscher, 1973a;b; 1975a): Bastos Neto e Schorscher (1981), Bastos Neto (1982), Schorscher et al. (1982; 1988), Sichel e Schorscher (em Sichel, 1983), Alves e Schorscher (1986), Alves (1986), Luchesi e Schorscher (1989; 1990), Luchesi (1991), Davies e Schorscher (1991), Guimarães e Schorscher (1991), Guimarães (1992), e as integrações fotogeológicas e petrográficas regionais, de Santos e Schorscher (em Santos, 1986), Veneziani e Schorscher (em Veneziani, 1987) e Barbosa e Schorscher (em Barbosa, 1988), entre outros.

Estes trabalhos permitiram separar dois conjuntos distintos, principais, de rochas sensu lato graníticas arqueanas, de outros grupos e conjuntos do gênero, de ocorrência em geral mais restrita na região estudada; citam-se (Tabela 1):

- as rochas sensu lato graníticas, tonalíticas e trondhjemiticas da associação ttg (crosta ttg), consideradas as rochas arqueanas mais antigas da região,
- o conjunto representado pelos corpos de granitóides Borrachudos, final da evolução granito - "greenstone belt",
- os tonalitos intrusivos em corpos menores, arqueanos finais, posteriores aos granitóides Borrachudos,
- os granitóides sintectônicos proterozóicos de partes da região leste da área considerada, e
- os domos termals e granitóides intrusivos do Proterozóico Superior.

Sob aspectos metamórficos é importante notar que as rochas sensu lato graníticas

arqueanas pré-"greenstone belt", da associação ttg, sofreram pelo menos três eventos metamórficos posteriores: primeiro, o metamorfismo regional de baixo grau, com efeitos retrometamórficos, da orogênese Rio das Velhas. Seguiu-se o metamorfismo regional dínamo-termal progressivo, de grau crescente no sentido de W para E, do facies xistos verdes a anfibolito superior e hidrogranulito, da orogênese Minas/Espinhaço (Fig. 3). Os efeitos deste variam sistematicamente de retrometamórficos a progressivos - incluindo remigmatização e granulitização. Por último, foram afetadas pela orogênese do Proterozóico Superior (Ciclo Brasileiro). Evidências petrográficas deste evento foram registradas apenas localmente, na presença de apófises graníticas intrusivas.

Os granitóides Borrachudos apresentam petrograficamente tão somente os efeitos do metamorfismo regional Minas/Espinhaço, dependendo do grau regionalmente alcançado (Fig. 3). O mesmo acontece com o tonalito intrusivo pós-granitóides Borrachudos de Itabira, que é retrometamórfico. As demais rochas sensu lato graníticas não evidenciam, petrograficamente, efeitos de polimetamorfismo.

No próximo capítulo, serão discutidas exclusivamente as rochas sensu lato graníticas da associação ttg; as demais rochas do gênero do Complexo Regional de Rochas sensu lato Graníticas serão tratadas em separado, de acordo com sua posição geológica nas etapas consecutivas de evolução crustal e os processos de granitogênese correspondentes.

ROCHAS SENSU LATO GRANÍTICAS DA ASSOCIAÇÃO TTG

Prancha Fotográfica 2 - Migmatito com estrutura dobrada e ptigmática, da região de Itabira.

Prancha Fotográfica 3 - Tonalito intrusivo em migmatito estromático formando uma borda félsica fina de metassomatismo de contato. Zonas de cisalhamento sinestrais (uma delas está indicada pela ponta do martelo) deslocam o contato e as estruturas dos migmatitos. O afloramento denominado Cachoeira situa-se na região entre Santa Bárbara e Catas Altas, a leste do Quadrilátero Ferrífero.

ROCHAS SENSU LATO GRANÍTICAS DA ASSOCIAÇÃO TTG

O acervo de dados específicos e detalhados, geológicos de campo, estruturais, mineralógicos-petrográficos, geoquímicos, de química mineral, geocronológicos e de geoquímica isotópica sobre estas rochas é ainda bastante incompleto e heterogêneo. Praticamente todos os trabalhos clássicos sobre a geologia de Minas Gerais já haviam incluído e/ou referenciado, além de dados geológicos e petrográficos regionais, alguns dados químicos de rochas da associação ttg de inegável valor (por exemplo: Guimarães, 1931; 1951; 1964; Freyberg, 1932, 1934; Schneiderhöhn, 1935; Ebert et al., 1958). Entretanto, estes dados químicos, na maioria dos casos, não correspondem mais às necessidades da lito-geoquímica atual.

Herz e Dutra (1960, 1964, 1966) e Herz (1970) produziram os primeiros conjuntos de dados modernos, mais completos e consistentes, reunindo para a maioria das ocorrências estudadas desde observações de campo a geocronológicas. Trabalhos recentes que contribuíram ao conhecimento petrográfico e geoquímico das rochas sensu lato graníticas regionais devem-se a Roeser (1977), Hoffmann (1984), Schorscher (1975, 1985), Schorscher e Leterrier (1980), Jordt Evangelista (1984), Gomes (1985; 1986), Gomes e Müller (1987), Chemale Jr. (1987), Carneiro (1991, 1992), entre outros. Estudos geocronológicos e geoquímicos isotópicos foram realizados por Herz et al. (1961), Herz (1970), Cordani et al. (1980; 1985), Teixeira (1982; 1985), Teixeira et al. (1985; 1987), Siga Jr. (1986), Siga Jr. et al. (1987), Machado et al. (1989a; b) e Carneiro (1991, 1992), entre outros.

Nesta abordagem será dada ênfase a estudos petrográficos e geoquímicos regionais e detalhados, efetuados pelo autor e sua equipe em acompanhamento dos trabalhos de mapeamento e de levantamento de perfis geológicos na área delimitada aproximadamente pelas coordenadas 19°20' e 20°10' de latitude sul e 43°00' e 43°45' de longitude oeste (Fig. 3). Estes estudos abrangeram cerca de 3.000 ocorrências individuais de rochas ttg. Das ocorrências descritas no campo foram selecionadas amostras representativas dos principais litotipos para estudos laboratoriais complementares, mineralógicos-petrográficos, de química mineral via microsonda eletrônica e geoquímicos.

Petrografia, Mineralogia e Química Mineral da Associação TTG

* Petrografia

Incluem-se neste grupo como litotipos predominantes migmatitos, gnaisses

metatéticos e granitóides intrusivos (Pranchas Fotográficas 2, 3). As composições variam de leucotonalíticas e trondhjemiticas a granodioríticas e, mais raramente, graníticas. As relações de contato entre as facies metamórficas e intrusivas (gneas indicam, em alguns casos claramente, o estado sólido a subsólido - ainda quente - das encaixantes durante as intrusões, pelo estilo de deformação, a falta de efeitos de metamorfismo de contato (que seriam indicativos de diferenças termais maiores) e a formação de bordas félsicas de metassomatismo de contato (Prancha Fotográfica 3). Isto significa a penecontemporaneidade pelo menos parcial, dos processos metamórficos de alto grau e ígneos que originaram a crosta ttg.

Como litotipos subordinados ocorrem nesta associação poucos e pequenos núcleos de granulitos ácidos e ultramáficos, anfibolitos básicos e ultramáficos, além de velos pegmatóides intrusivos bastante freqüentemente granatíferos. Os granulitos e anfibolitos foram observados exclusivamente associados às áreas de migmatitos e gnaisses, ou seja, nas rochas sensu lato graníticas metamórficas. Os velos pegmatóides são mais jovens e cortam tanto os gnaisses e migmatitos como os granitóides intrusivos.

As rochas sensu lato graníticas deste conjunto são - de acordo com as evidências geológicas, particularmente pelas relações de contato e metamórficas - anteriores às seqüências supracrustais arqueanas. Entre estas evidências (positivas e negativas) citam-se: o hiato metamórfico entre os migmatitos e gnaisses polimetamórficos - retrometamórficos a partir do grau alto - e as seqüências supracrustais, de metamorfismo progressivo de baixo grau; os contatos tectônicos, milonitizados, metamórficos de baixo grau, às vezes metassomáticos e hidrotermalizados, mas isentos de termometamorfismo arqueano; e, finalmente, a falta de intrusões de rochas sensu lato graníticas arqueanas (e/ou de seus efeitos termais) nas seqüências supracrustais, ainda que tais intrusões ocorram, formando corpos de dimensões de várias centenas de metros, nos migmatitos e gnaisses ttg, a distâncias de apenas poucas dezenas de metros dos contatos entre o Complexo Regional sensu lato Granítico e as rochas supracrustais.

Os gnaisses, migmatitos e granitóides da associação ttg são polimetamórficos, retrometamórficos nas partes oeste e central da área considerada - onde predominam as características petrogenéticas arqueanas - e passam gradativamente a polimetamórficos de grau médio e alto, evidenciando remigmatização e localmente granulitização, na região leste - onde se impõem até a predominância total as características dos retrabalhamentos proterozóicos (Fig. 3, a partir da zona da estauroлита). Foge aos objetivos desta revisão a discussão detalhada de todos os aspectos de campo e microscópicos petrográficos levantados, visto que tais descrições já constam da literatura, inclusive nos trabalhos mais recentes (Guimarães, 1951; Börlau, 1952; Guild, 1957; Gair, 1962;

Johnson, 1962; Dorr e Barbosa, 1963; Pomerene, 1964; Wallace, 1965; Reeves, 1966; Simmons, 1968a; b; Moore, 1969; Dorr, 1969; Herz, 1970; 1978; Renger, 1970; Kehrler, 1971; Maxwell, 1972; Schöll, 1972; Schorscher, 1973 a; b; 1975; Engesser, 1974; Sperber, 1975; 1977; Schorscher e Müller, 1977; Roeser, 1977; Bastos Neto e Schorscher, 1981; Hoffmann, 1981; Bastos Neto, 1982; Sichel, 1983; Gomes, 1985; Chernale Jr., 1987; Schorscher, 1989; 1990; Luchesi, 1991; Guimarães e Schorscher, 1991; 1992; Davies e Schorscher, 1991; Guimarães, 1992; Carneiro, 1991; 1992; entre outros). Ainda assim, alguns aspectos merecem destaque no contexto das considerações petrogenéticas posteriores. Petrograficamente, predominam composições leucotonalíticas a trondhjemíticas, ricas em quartzo. Composições modais médias (Schorscher, 1975; Müller e Schorscher, 1977; Roeser, 1977) apresentam tipicamente 40-45% de plagioclásio, teores similares de quartzo, em torno de 7% (ou menos) de biotita como mineral máfico predominante e menos de 5% (ou mesmo a ausência total) de feldspato potássico primário - microclínio. Os minerais acessórios mais frequentes são zircão, allanita, apatita e magnetita, e os minerais secundários de retrometamorfismo: epidoto, clinozoisita, clorita, biotita (secundária), sericita e leucoxênio/titanita. Quanto aos efeitos do retrometamorfismo, é importante notar a presença regular de clorita e/ou biotita em quantidades significantes entre os minerais de saussuritização no interior dos plagioclásios. Tais feições foram tradicionalmente interpretadas como efeitos de metassomatismo ferro-magnesiânico; alternativamente poderiam indicar teores primários destes elementos nos plagioclásios originais (Tröger, 1967; Braun, 1974; Smith, 1975; Schorscher, 1985).

Rochas com composições granodioríticas e graníticas primárias são mais raras. Sua mineralogia qualitativa é idêntica às rochas supra-descritas; quantitativamente, distinguem-se por teores crescentes de feldspato potássico (microclínio) primário (às custas do plagioclásio e, subordinadamente, do quartzo).

Tentou-se ainda verificar diferenças mineralógicas entre os tipos metamórficos e ígneos da associação ttg, respectivamente, entre os gnaisses e migmatitos e os granitóides intrusivos. Isto não foi possível, apesar das diferenças macroscópicas evidentes (Pranchas fotográficas 2, 3). As composições mineralógicas qualitativas e quantitativas mostraram-se iguais para os respectivos tipos equivalentes metamórficos e intrusivos, com ressalva para as características texturais.

* Mineralogia e Química Mineral

De tipos metamórficos e ígneos, leucotonalíticos, trondhjemíticos, granodioríticos e graníticos de rochas da associação ttg foram feitos estudos de química mineral via microsonda

eletrônica dos feldspatos coexistentes e de difração de raios-x dos feldspatos potássicos e das biotitas (em separações de minerais). Os resultados das análises dos feldspatos para os elementos maiores são mostrados no gráfico ternário: ortoclásio - albita - anortita, em comparação com os feldspatos dos granitóides Borrachudos (Fig. 4). As análises dos feldspatos coexistentes foram efetuadas em rochas ttg da parte central da área estudada, onde predominam as características petrogenéticas arqueanas, e colocaram certos problemas analíticos e interpretativos, pela saussuritização sempre presente - ainda que variável - dos plagioclásios e a reequilibração e exsolução inhomogênea - predominante nas partes das bordas - dos feldspatos potássicos. Estes são representados conforme os estudos por difração de raios-x, por paramorfoses de ortoclásio para microclínio próximas do microclínio (triclinicidades de 0,70 a 0,95) e por microclínio de triclinicidade máxima (Schorscher, 1985).

Os resultados analíticos serão brevemente discutidos em termos dos três grupos de feldspatos presentes: plagioclásios - com mais de 10% molares de anortita; albitas - com menos de 5% molares de anortita; e feldspatos potássicos (Fig. 4a). As populações analíticas dos plagioclásios e dos feldspatos potássicos dividem-se em três grupos distintos cada. O grupo de plagioclásios mais anortítico (An_{21-28}) refere-se a núcleos não saussuritizados deste mineral, que apresentam também exsoluções antipertíticas, em gnaisses metatéticos e migmatitos. Os feldspatos potássicos coexistentes - exsolvidos antipertiticamente, por sua vez, constituem o grupo mais rico em albita, microclínios com Ab_{13-17} . O grupo de plagioclásios com teores de anortita intermediários (An_{15-20}) representa os plagioclásios predominantes, sem exsoluções antipertíticas, em núcleos não-saussuritizados, dos gnaisses, migmatitos e granitóides intrusivos da associação ttg. Estas rochas são tipicamente pobres ou mesmo isentas de feldspato potássico primário. Ainda assim, foi possível efetuar algumas medições também deste tipo de feldspato potássico, em núcleos de indivíduos maiores que não apresentaram exsoluções pertíticas. Estes constituíram o segundo grupo composicional de feldspatos potássicos, com teores intermediários de albita (Ab_{8-12}). O terceiro grupo composicional de plagioclásios, mais ácidos (An_{10-12}), representa zoneamento composicional primário (zonas externas de crescimento, não ou apenas fracamente saussuritizadas) de plagioclásios zonados, hipidiomórficos, em granitóides intrusivos, ou ainda plagioclásios parcialmente alterados por saussuritização. Para estes, não foi possível definir uma geração específica de feldspatos potássicos coexistentes. Finalmente, tem-se as albitas essencialmente puras (Ab_{95-100}), que formam as matrizes das saussuritas nos plagioclásios e as lamelas de exsolução de albita nas partes pertíticas dos microclínios. Os feldspatos potássicos coexistentes são representados pelas bordas dos microclínios primários (em contato direto com as bordas albiticas dos plagioclásios saussuritizados) e/ou por microclínios hospedeiros das exsoluções pertíticas de albita. Estes formam o grupo de feldspatos

Figura 4: Composição de feldspatos coexistentes, A - das rochas sensu lato graníticas da associação ttg, B - dos granitóides Borrachudos.

potássicos mais puros, com teores de Or₉₃₋₁₀₀. De um modo geral, notam-se ainda os teores em geral baixos de Or (<3% mol.) e An (<3% mol.), respectivamente, nos plagioclásios e nos feldspatos potássicos.

Os dados dos elementos maiores foram avaliados em termos do geotermômetro de dois feldspatos por Schorscher (1985), na forma proposta por Stormer (1975), Stormer e Whitney (1977), e testados com versões mais modernas deste geotermômetro (por exemplo, Price, 1985). Os resultados geotermométricos (admitindo-se regimes de pressão baixa a intermediária, na faixa de 3-5 kb) indicam condições de temperatura de facies anfibolito para a formação dos pares correspondentes de plagioclásios com An_{>15} e microclínios com Ab_{>7}, variáveis de 550 a 670 °C, com os valores mais elevados (acima de 620 °C) para os pares representados pelos plagioclásios antipertíticos. As albitas mais puras (Ab_{>95}) e os microclínios correspondentes (Or_{>93}) confirmam, para a reequilibração retrometamórfica incompleta, condições P-T de facies dos xistos verdes.

Em função da formação de minerais ferro-magnesianos (cloritas, biotitas) nos plagioclásios durante os processos de saussuritização, foram incluídos os elementos Fe, Mg, Mn, Ti como elementos traços nas micro-análises de todos os feldspatos. Os resultados destas medições para os feldspatos alcalinos mostraram, em geral, a ausência de Ti e não foram reproduzíveis, indicando esporadicamente teores abaixo de 0,1% de peso, para os óxidos de Fe, Mg e Mn. No caso dos plagioclásios, notou-se uma situação diferente: os núcleos mais anortíticos e não-saussuritizados dos plagioclásios (microscopicamente límpidos!) mostraram sempre teores médios de 0.2-0.4% de Fe calculado como Fe₂O₃-total, teores mais variáveis de MgO (até 0.25% de peso), traços de Mn (não quantificáveis), e a ausência de Ti. As albitas, tanto como exsoluções nos feldspatos potássicos como principalmente nas matrizes dos plagioclásios saussuritizados, mostraram-se, similarmente aos feldspatos potássicos, essencialmente isentos de Fe, Mg, Mn e Ti.

Estes dados analíticos confirmam teores primários significativos principalmente de Fe e Mg nos plagioclásios das rochas sensu lato graníticas da associação ttg. Durante os processos retrometamórficos, em condições de facies xisto verde, estes elementos são fixados em minerais ferro-magnesianos de saussuritização (cloritas, biotitas), e a albita da matriz dos plagioclásios saussuritizados torna-se isenta destes elementos (cf. Braun, 1974). Com o polimetamorfismo progressivo e a recristalização dos plagioclásios saussuritizados (a partir da facies xistos verdes superior), os minerais de saussuritização ferro-magnesianos ficam expulsos dos plagioclásios, que se tornam plagioclásios metamórficos "normais", não-saussuritizados e isentos de Fe e Mg. Sob aspectos geoquímicos fundamentais, a presença generalizada de teores significantes de Fe e Mg nos plagioclásios primários nas rochas da crosta ttg - onde são constituintes principais - adquire

importância adicional: tende a reforçar a origem das rochas ttg por processos de fusão parcial hidratada a partir de protólitos máficos.

As biotitas, sendo os minerais máficos primários predominantes e, na maioria dos casos, exclusivos, das rochas ttg, foram estudadas via difração de raios-x em separados de minerais puros, de frações granulométricas relativamente grossas (diâmetro > 36 micras), para evitar contaminações com biotitas secundárias de saussuritização, utilizando o método desenvolvido por Franzini e Schiaffino (1963), Hörmann e Morteani (1969) e De Pieri e Jobstraibizer (1977). Esta abordagem, que se baseia nas intensidades relativas dos reflexos basais (001) das biotitas, fornece informações sobre as ocupações/composições relativas em termos de $Fe^N (= Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$ versus $Mg^N (= Mg + Al + 2Ti)$ das posições de coordenação octaédrica. Nos estudos foram incluídas amostras ttg da parte central da área (retrometamórficas na fácies xistos verdes) e de um perfil para as áreas de polimetamorfismo progressivo (proterozóico) mais elevado, visando obter adicionalmente dados sobre a reequilibração das biotitas. Os resultados dos estudos de raios-x das biotitas das rochas ttg são representados em comparação com os dados obtidos para as biotitas dos granitóides Borrachudos (Fig. 5). As biotitas das rochas ttg não mostram (independentemente do conceito aplicado quanto à proporção de vacâncias na ocupação das posições octaédricas) nenhuma sobreposição com aquelas dos granitóides Borrachudos. As biotitas das rochas ttg são, em geral, nitidamente mais ricas em flogopita e apresentam, por todas as ocorrências retrometamórficas em fácies xistos verdes, variabilidade Mg^N/Fe^N relativa maior, correlacionada diretamente às proporções Mg/Fe nas rochas e inversamente à intensidade do retrometamorfismo.

Estas observações são compatíveis com biotitas primárias (metamórficas e/ou ígneas) de mais elevadas temperaturas, incompletamente reequilibradas pelo retrometamorfismo. Uma certa aproximação das faixas composicionais das biotitas das rochas ttg e Borrachudos ocorre a partir da fácies anfíbolito, de polimetamorfismo progressivo, pela reequilibração e o conseqüente enriquecimento da componente Fe^N nas biotitas das rochas ttg e da componente Mg^N naquelas dos granitóides Borrachudos. Comentários adicionais sobre as composições das biotitas serão feitas no capítulo sobre os granitóides Borrachudos.

Todas as rochas sensu lato graníticas apresentam-se milonitizadas em zonas de cisalhamento que ocorrem com freqüência por toda a região, com direções preferenciais que variam em torno de N, NNW e NNE. Frequentemente, a milonitização foi acompanhada de feldspatização, que originou uma segunda geração de feldspato potássico nas rochas ttg. Este feldspato potássico secundário distingue-se do feldspato potássico primário por ser microclínio bastante fortemente perítico, de granulação mais grossa, superimposto em indivíduos poliquiloblásticos - hipidloblásticos

Figura 5: Resultados de difração de raios-x das biotitas, A - dos granitóides Borrachudos, B - das rochas sensu lato graníticas da associação ttg, representados em curvas cumulativas. Número (Z) das medidas (ME) de biotitas de amostras da facies dos xistos verdes (GsF) e da facies anfibolito (AF).

pouco deformados, a textura milonítica da rocha ttg hospedeira. Entre as inclusões poliquilíticas observam-se freqüentemente plagioclásios saussuritizados e deformados em estados variáveis de substituição. Os processos de milonitização e principalmente de feldspatização representam alterações anisoquímicas importantes, posteriores das rochas ttg, por processos tectono-metamórficos arqueanos e/ou proterozóicos, e devem ser considerados quando da caracterização das propriedades mineralógicas e geoquímicas arqueanas-primárias destas rochas.

Geoquímica da Associação ttg

Das rochas *sensu lato* graníticas da associação ttg, foram analisadas mais de duzentas amostras consideradas representativas para os litotipos, de cerca de cento e cinquenta afloramentos individuais, incluindo tipos metamórficos, gnaisses e migmatitos, e granitóides intrusivos e/ou granitóides homogêneos de aspecto geral ígneo. As amostras para análise foram escolhidas da parte central da área estudada, onde predominam as características petrogenéticas arqueanas (apesar do retrometamorfismo proterozóico, na facies dos xistos verdes média a superior), com base em estudos petrográficos para evitar rochas afetadas por feldspatização metassomática. As rochas foram analisadas para elementos maiores e traços comuns via fluorescência de raios-x e, em alguns casos, para elementos terras raras via ICP-OES, após separação quantitativa. Os dados analíticos foram agrupados em duas populações principais - uma, maior, para analisar a variabilidade regional das rochas ttg no Complexo Regional de Rochas *sensu lato* Graníticas (a seguir denominada população regional), e outra, menor, para caracterizar mais especificamente alguns aspectos locais de granitóides intrusivos em corpos menores com relação aos gnaisses e migmatitos encaixantes (a seguir denominada de população local). As amostras da população regional são provenientes de todas as partes do Complexo Regional de Rochas *sensu lato* Graníticas, na zona de facies dos xistos verdes - a leste do meridiano de 43° 45', com exceção das áreas a S do Quadrilátero Ferrífero e do Complexo de Bação (Fig. 3). Aquelas da população local representam duas áreas pequenas no Domo de Sta. Barbara, a leste do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 3, áreas 6 e 7). Desta forma, as duas populações analíticas, regional e local, servem ainda para verificações mútuas da representatividade e abrangência de cada uma individual e conjuntamente.

As análises foram tratadas com auxílio dos programas NEWPET 1 e 2 (Clarke, 1990; 1991) e utilizando os "Parâmetros Nancy" (La Roche, 1964; 1966; 1972; 1978; 1980; La Roche et al., 1980; Debon e Le Fort, 1983; entre outros), em diversos sistemas de classificação e em gráficos

interpretativos-geotectônicos. A população regional inclui granitóides intrusivos, migmatitos e gnaisses e foi subdividida em três grupos para caracterizar e visualizar melhor a função específica dos álcalis em relação à sílica (SiO_2) e às demais variáveis químicas analisadas. Os respectivos grupos são constituídos por rochas sódicas - com $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.5$, sodi-potássicas - com $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ entre < 1.50 e 0.75 , e potássicas - com $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 0.75$ ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, em % de peso). A população local foi tratada em grupo único. Os resultados analíticos e os gráficos construídos são apresentados no Anexo 1 (Tabelas A1-1 a A1-4; Figs. A1-1 a A1-54).

Dos gráficos de classificação utilizados destacam-se aqueles que dão tratamento diferenciado aos álcalis, no sentido de melhor caracterizar os grupos litológicos e litoquímicos formados. São estes o sistema de classificação de Debon e Le Fort (op. cit.), baseado nos fatores multicatiónicos P e Q (Anexo 1, Figs. A1-1, 2, 3, 4), e no sistema (normativo) Albita-Anortita-Ortoclásio segundo O'Connor (1965) (Anexo 1, Figs. A1-5, 6, 7, 8). O primeiro tem a vantagem de indicar adicionalmente a tendência para composições perquartzosas nas rochas arqueanas estudadas (valores de Q em média > 150), ainda que não separe tonalitos de trondhjemitos. O segundo satisfaz no sentido de distinguir entre composições tonalíticas e trondhjemíticas, mas deixa a desejar quanto à caracterização das composições granodioríticas (mais ricas em quartzo).

Menos adequados para a classificação e caracterização das rochas consideradas mostraram-se os gráficos baseados em minerais característicos e máficos (Debon e Le Fort, op. cit.), pela natureza hololeucocrática dos litotipos estudados (Anexo 1, Figs. A1-9, 10, 11, 12 e A1-13, 14, 15, 16), limitação aliás constatada pelos próprios autores, e o sistema de Middlemost (1985, cit. in Middlemost, 1988), baseado no diagrama de Peacock (1931). Neste, as rochas tonalíticas-trondhjemíticas da população analisada são sistematicamente incluídas em campos representativos de grupos litológicos mais diferenciados (Anexo 1, Figs. A1-17, 18, 19, 20).

Os sistemas de classificação geoquímica utilizados, todos baseados em elementos maiores, sustentam, de um modo geral satisfatório, os resultados petrográficos. Mostram a variabilidade das rochas sensu lato graníticas da associação ttg, de modos a incluir composições trondhjemíticas, leucotonalíticas, granodioríticas e graníticas, com a predominância das rochas menos evoluídas, mais ricas em plagioclásio e desprovidas de feldspato potássico. Mostram também a tendência rica em quartzo nas rochas estudadas e a correspondência praticamente perfeita, a nível de identidade, da variabilidade e abrangência composicional da população local quando comparada à integra da população regional.

Um número maior de elementos compatíveis e incompatíveis (maiores e traços) das rochas sensu lato graníticas da associação ttg arqueana foi representado e analisado em

"spidergrams" com normalização em dados de granitóides de dorsal oceânica - ORG (Pearce et al., 1984) e em "spidergrams" expandidos, normalizados em valores de manto primitivo (Taylor e McLennan, 1985). Os respectivos gráficos para a população regional mostram, com padronização ORG (Anexo 1, Figs. A1-45, 46, 47) e em manto primitivo (Anexo 1, Figs. A1-49, 50, 51), a evolução normal das anomalias geoquímicas dos elementos traços - de depleção dos elementos compatíveis e enriquecimento dos incompatíveis - no sentido das rochas sódicas para as potássicas. Entre as últimas, alguns litotipos apresentam anomalias positivas de elementos incompatíveis outrossim apenas esperadas em granitóides de tendências alcalinas (Anexo 1, Figs. A1-47, 51). Da população local foram apresentados um "spidergram" com normalização ORG (Anexo 1, Fig. A1-48) e, por motivos analíticos, dois "spidergrams" expandidos de dois subgrupos analíticos desta população (Anexo 1, Tabela A1-4). O primeiro (Anexo 1, Fig. A1-52) integra dados obtidos por análises via fluorescência de raios-x, o segundo (Anexo 1, Fig. A1-53) inclui adicionalmente dados analíticos específicos de elementos terras raras (ICP-OES), mas abrange só parte dos elementos traços comuns contidos no primeiro gráfico com dados analíticos. Apesar do número restrito de amostras analisadas e da incoerência parcial quanto aos elementos analisados, observa-se a similaridade dos traçados das curvas para os elementos comuns e, particularmente, a boa comparabilidade das amostras da população analítica local, com as rochas da população regional nas representações equivalentes (Anexo 1, Figs. A1-45, 46, 47, 48 e A1-49, 50, 51, 52, 53). Essas analogias geoquímicas entre as duas populações de rochas da associação ttg estudadas ficam mais evidentes ainda em "spidergram" dos valores médios dos três grupos da população analítica regional e dos dois subgrupos da população local (Figs. 6, 7).

Nas análises de elementos terras raras foram incluídas rochas intrusivas e metamórficas da população local de rochas ttg arqueanas representativas, no sentido da subdivisão proposta por Barker (1979), de ambos os grupos, de baixo e alto Al_2O_3 (contudo, predominando os exemplos do primeiro grupo). Os resultados analíticos são mostrados no Anexo 1 (Tabela A1-4) e na Fig. 8, em gráficos de distribuição normalizados em valores de condrito (Sun, 1982). Os teores absolutos caracterizam rochas ttg com teores intermediários de terras raras totais (Soma TR = 100-300 ppm) e com razões de TR leves/TR pesadas $(La/Lu)_{condr.}$ constantes na faixa de = 13-20. Quanto aos gráficos de distribuição das TR (Fig. 8), surpreende a homogeneidade das curvas obtidas para as rochas analisadas, face às diferenças genéticas, metamórfica e ígnea, textural e composicional, além da proveniência das amostras de duas áreas distintas, regionalmente separadas por cerca de 10 km (Fig. 3, áreas 6 e 7). Os padrões de distribuição são empobrecidos em terras raras pesadas e todas as amostras, independentemente do teor de Al_2O_3 , mostram anomalias de Eu negativas bem

Figura 6: "Spidergram" com normalização ORG (Pearce et al., 1984) das rochas sensu lato graníticas arqueanas da associação ttg. Composições médias por grupos da população regional: gr1 - rochas sódicas ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \geq 1.50$); gr3 - rochas sodi-potássicas ($1.50 > \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \geq 0.75$); gr4 - rochas potássicas ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 0.75$); e local: gr2-2 e gr 2-3 ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ em % de peso).

Figura 7: "Spidergram" expandido com normalização em manto primitivo (Clarke, 1990; 1991; Taylor e Mc Lennan, 1985) das rochas sensu lato graníticas arqueanas da associação ttg. Para características dos grupos de rochas representados, ver Fig. 6.

caracterizadas. Neste aspecto, as rochas estudadas diferem dos exemplos discutidos por Condle (1981), onde apenas as rochas tonalíticas-trondhjemíticas pobres em Al_2O_3 mostraram anomalias negativas de Eu, mas sem serem empobrecidas em terras raras pesadas, ao passo que os tipos ricos em Al_2O_3 e empobrecidos em terras raras pesadas apresentam-se isentos de anomalia negativa de Eu.

A homogeneidade dos padrões observados permite estabelecer um vínculo genético, possivelmente uma origem comum, sem evidenciar efeitos maiores de fracionamento e/ou alterações anisoquímicas entre os litotipos estudados. Tal relação potencialmente poderá ser estendida para incluir as demais rochas estudadas da associação ttg - arqueana, conforme indicam os padrões regionalmente similares de distribuição dos elementos compatíveis e incompatíveis (Figs. 6, 7).

Contudo, esta extrapolação, que eventualmente poderá levar à identificação de um padrão geoquímico regional arqueano dos elementos terras raras nas rochas ttg, dependerá essencialmente da ampliação do acervo de dados analíticos, que serão ainda fundamentais inclusive para a verificação dos critérios de mapeamento e petrográficos. Em termos gerais dos padrões de terras raras observados, foram notadas similaridades com algumas das rochas mais antigas da crosta terrestre (por exemplo, Lambert e Holland, 1978; Hunter et al., 1978; Taylor e McLennan, 1981).

Os diagramas geotectônicos-interpretativos a seguir discutidos foram todos tentativamente utilizados, já que os bancos de dados em que se baseiam são predominantemente de rochas pós-arqueanas (por exemplo, Pearce et al., 1984), formadas sob condições e por processos não necessariamente idênticos àqueles que atuaram no Arqueano (Hargraves, 1976; 1981).

Foram consideradas tanto abordagens baseadas em elementos maiores como outras que consideram principalmente elementos traços. Dos diagramas geotectônicos-interpretativos baseados em elementos maiores, foram utilizados aquele proposto por Batchelor e Bowden (1985), derivado do diagrama R1R2 (La Roche et al., 1980), e o elaborado por Maniar e Piccoli (1989).

No diagrama de Batchelor e Bowden (op. cit.) observa-se que os três grupos em que foi subdividida a população regional de fato integram um conjunto único, tanto pela constância da faixa de variação do fator R1 como pelo decréscimo gradativo-constante do fator R2, que acompanha o aumento do teor de potássio em relação ao sódio nas rochas (Anexo 1, Figs. A1-21, 22, 23). O grupamento desta população analítica ocupa, no diagrama, o campo dos granitóides sin-collisionais, que ao mesmo tempo é representativo inclusive das composições de "fusão mínima" do sistema granítico (Winkler, 1974), reforçando a natureza "sinorogênica" para as rochas consideradas. A população local mostra concentração algo maior, também no campo dos granitóides sin-collisionais

Figura 8: Padrões de distribuição de elementos terras raras em rochas sensu lato graníticas arqueanas da associação ttg - população local (normalização condrito; Sun, 1982).

(e/ou das fusões graníticas mínimas), apresentando-se neste diagrama mais uma vez inseparável da população regional (Anexo 1, Fig. A1-24 e Figs. A1-21, 22, 23).

Em termos do banco de dados utilizado por Batchelor e Bowden (op. cit.) na elaboração do gráfico, o campo dos granitóides sin-colisionais foi estabelecido com base em trondhjemitos da Finlândia e cordierita-granitos da Austrália e do Maciço Central da França, entre outros, sendo estas rochas com corindon normativo. Este é o caso também das duas populações arqueanas de rochas ttg estudadas: a grande maioria das análises apresenta teores ainda que relativamente pequenos - entre 1 e 3% (peso) - de corindon normativo. A presença destes teores de corindon, contudo, não é considerada indicativa da derivação metassedimentar das rochas arqueanas estudadas. Os próprios teores elevados de plagioclásio modal podem causar este efeito, bem como, eventualmente, alterações anisoquímicas durante os processos de retrometamorfismo e saussuritização, tais como um leve enriquecimento residual de alumínio acompanhado de mobilização e remoção parcial - subordinada de álcalis e cálcio.

A representação das rochas ttg no diagrama de Maniar e Piccoli (1989) mostra bem a natureza levemente peralumínica das populações de rochas sensu lato graníticas estudadas (Anexo 1, Figs. A1-25, 26, 27, 28). Este gráfico foi elaborado para distinguir (em conjunto com outros gráficos) granitóides orogênicos (de arcos de ilhas, arcos continentais, colisão continental e pós-orogênicos) de anorogênicos (de áreas de rifteamento e/ou soerguimento epirogênico, continental), numa sequência de passos analíticos que inclui inicialmente a identificação e separação de eventuais plágio-granitos oceânicos (com base nos teores de K_2O versus SiO_2 , em % de peso). Na representação de K_2O versus SiO_2 , várias rochas ttg, principalmente do grupo com razões $Na_2O/K_2O = 1.5$, situam-se no espaço limítrofe entre as rochas graníticas oceânicas e os demais grupos de rochas graníticas, mas nenhuma das rochas ttg apresenta características químicas de granitóides oceânicos típicos. No gráfico de Maniar e Piccoli (op. cit.) utilizado para a distinção de granitóides orogênicos e anorogênicos (Anexo 1, Figs. A1-25, 26, 27, 28), a íntegra das amostras ttg estudadas situa-se nos campos dos granitóides orogênicos, predominando de maneira quase que absoluta as rochas com características do grupo de granitóides de arcos continentais. Algumas poucas amostras situam-se nas extensões deste campo para, respectivamente, aqueles dos granitóides de arcos oceânicos (mais metalumínicos) e dos granitóides de colisão continental e/ou pós-orogênicos (mais peralumínicos).

Entre os gráficos de discriminação tectônica de granitóides baseados principalmente em elementos traços, foram testadas as abordagens propostas por Pearce et al. (1984) e por Whalen et al. (1987). Os diagramas de elementos específicos de Pearce et al. (1984) distinguem entre granitóides intra-placa, de dorsal oceânica, sin-colisionais e de arcos vulcânicos. As rochas das

duas populações estudadas representadas nestes diagramas ocupam principalmente partes do campo dos granitóides de arcos vulcânicos e áreas limítrofes com os campos dos granitóides sin-colisionais e intra-placa. Várias amostras situam-se no campo dos granitóides intra-placa, mas apenas poucas no campo dos granitóides sin-colisionais, típicos (Anexo 1, Figs. A1-29, 30, 31, 32 e A1-33, 34, 35, 36). A população regional mostra desta forma um espalhamento composicional considerável. Neste inserem-se as amostras da população local, como um grupo mais bem definido, na área limítrofe entre os campos dos granitóides de arco vulcânico e intra-placa. Contudo, há de se considerar que, por motivos analíticos, apenas uma parte das rochas da população local foi passível de representação e análise nestes diagramas (Anexo 1, tabela A1-4, Figs. A1-32, 36).

Os diagramas de Whalen et al. (1987) foram desenhados especificamente para caracterizar geoquimicamente os granitóides de tipo A e para analisar sua petrogênese e ambientação tectônica. Esta questão tornou-se de interesse a partir da constatação de litotipos com algumas propriedades geoquímicas de granitóides intra-placa entre as amostras estudadas da associação ttg. Ainda assim, os diagramas de Whalen et al. (op. cit.) terão maior importância na discussão dos granitóides Borrachudos, sobretudo na sua comparação com os granitóides ttg. As rochas ttg arqueanas deste estudo, representadas nos diagramas de Whalen et al. (1987) ocupam quase que exclusivamente os campos dos granitóides orogênicos (OGT) e dos seus derivados félsicos (FG); contudo, algumas amostras apresentam-se claramente mais evoluídas e enriquecidas em elementos incompatíveis, apresentando características geoquímicas típicas de granitos A (Anexo 1, Figs. A1-37, 38, 39, 40 e A1-41, 42, 43, 44). Neste contexto, é importante mencionar que Whalen et al. (op. cit.) concluem do seu estudo que os granitos tipo A não são restritos a áreas anorogênicas ou de rifteamento, mas que ocorreram por todo o tempo geológico e em diversos ambientes geotectônicos.

Os gráficos de elementos compatíveis e incompatíveis normalizados ("spidergrams") em padrão de granitos de dorsal oceânica: ORG - "ocean ridge granites" (Pearce et al., 1984), sustentam os resultados anteriores, no sentido de indicar algumas analogias dos granitóides ttg arqueanos com granitos de arcos vulcânicos, pelo enriquecimento em K e as anomalias positivas de Rb, Th e Ce, e negativas de Ba, Nb, e Zr, principalmente (Fig. 6; Anexo 1, Figs. A1-45, 46, 47, 48). Em termos dos dados utilizados por Pearce et al. (1984), as rochas ttg arqueanas aqui estudadas coincidem melhor com granitóides da margem continental ativa do Chile (Pearce et al., op. cit.: Fig. 1b).

Os dados geoquímicos dos elementos terras raras caracterizam as rochas ttg analisadas, pela anomalia negativa de Eu, pelos teores totais (Soma TR) e pela razão do fracionamento $(La/Lu)_{condr.}$, também como do grupo das rochas graníticas, formadas em margens (incluindo arcos)

continentais (Cullers e Graf, 1984).

ASPECTOS DA EVOLUÇÃO DA CROSTA TTG

A partir dos dados geológicos, petrográficos e geoquímicos levantados, ainda que estes estejam longe de completos, é possível elaborar algumas das características principais dos terrenos de rochas *sensu lato* graníticas da associação ttg nas partes mais bem estudadas, que se situam na zona de facies dos xistos verdes, nas regiões a leste, nordeste e norte do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 3), e ainda colocar em evidência alguns problemas considerados importantes para estudos futuros. De acordo com os estudos efetuados, será dada maior ênfase aos aspectos regionais.

As características mais bem definidas dizem respeito aos aspectos petrográficos e geoquímicos das rochas da crosta ttg *sensu lato* graníticas: são todas rochas leucocráticas e, na maioria, hololeucocráticas. Apresentam em geral teores elevados de SiO_2 (em torno de 72% de peso na média) e composições modais caracterizadas pela predominância do plagioclásio entre os feldspatos, ou mesmo pela presença deste como feldspato exclusivo. Quantitativamente menos frequentes, mas geneticamente significantes são rochas *sensu lato* graníticas mais evoluídas, algumas atingindo inclusive características geoquímicas de granitóides tipo A. Estes litotipos associam-se em terrenos de constituição complexa polimetamórficos, de migmatitos e gnaisses, e ígneos, de granitóides intrusivos. Litotipos máficos-ultramáficos (anfibolitos máficos e ultramáficos e granulitos ultramáficos) são regionalmente muito raros na associação metamórfica e não foram observados como inclusões/enclaves (xenólitos, autólitos ou restitos) nos granitóides intrusivos ígneos.

As facies ígneas intrudem as metamórficas, normalmente formando corpos menores, de poucos metros a centenas de metros de extensão maior, ou mesmo em diques estreitos, centimétricos. Em alguns casos, foram observados xenólitos dos gnaisses e migmatitos nos corpos intrusivos, mas também a ausência de metamorfismo de contato e a presença de estruturas deformacionais e de metassomatismo de contato, indicando o estado ainda quente, sólido-subsólido, dos migmatitos e gnaisses encaixantes durante as intrusões.

Os migmatitos e gnaisses, atualmente retrometamórficos, foram originalmente rochas metamórficas/polimetamórficas do grau alto, formadas sob condições P-T da facies anfibolito média a (predominantemente) superior, localmente alcançando condições de facies granulito. Em alguns casos, foram encontradas ocorrências isoladas e restritas de granulitos (ultramáficos) que

sobreviveram em núcleos reliquiais aos processos de rehidratação relacionados aos eventos metamórficos regionais de baixo grau, posteriores.

Apesar das características regionais metamórficas, dos núcleos granulíticos e da existência de uma foliação regional metamórfica de alto grau, que apresenta constância regional elevada (direções variáveis de NNW-N-NNE e calimento predominantemente para E) para o tipo de deformação plástica, não foi possível identificar um evento de metamorfismo regional dínamo-termal convencional, com polaridade regional sistemática na variação de sua intensidade, como processo que originou as rochas da associação ttg. Sob aspectos metamórficos, surge a impressão de um nível crustal intermediário (rochas sílicas) sujeito à migmatização generalizada, acompanhada, em níveis crustais pouco mais profundos, de processos de fusão parcial mais avançados, originando homogeneização mais avançada e os magmas para os granitóides intrusivos em corpos menores, a partir dos mesmos gnaisses e migmatitos, cujos níveis mais rasos subseqüentemente intrudem. Estes processos não são responsáveis pela geração primária da crosta ttg, apenas causaram seu retrabalhamento, originando os tipos estruturais diferentes, metamórficos e intrusivos, e, em corpos menores (diferenciados metamórficos e/ou ígneos), rochas composicionalmente mais evoluídas.

Tanto as facies ígneas como as metamórficas variam composicionalmente dentro dos mesmos limites, e nem os estudos laboratoriais mineralógico-petrográficos e geoquímicos forneceram critérios para sua dissociação em grupos e/ou linhagens metamórficas-magmáticas distintas. Ao contrário, tanto as características geoquímicas dos elementos maiores como dos elementos traços, entre estes os elementos terras raras, apresentam padrões regionais e locais de constância notável que a priori consubstanciam a "consangüinidade" das rochas da associação ttg estudadas.

Os dados da literatura, dos inúmeros estudos detalhados efetuados mundialmente em diferentes terrenos arqueanos de rochas ttg (revisões, por exemplo, em Windley, 1978; Tankard et al., 1982; Goodwin, 1991; entre outros) e as decorrentes comparações e analogias geológicas, mineralógicas, petrográficas e geoquímicas com os dados levantados neste trabalho, como também os resultados geocronológicos (Machado et al., 1989a,b; Carneiro, 1991; 1992) sustentam comparações ainda que especulativas do segmento crustal ttg deste estudo, com as rochas mais antigas da crosta terrestre.

Para a formação primordial de fusões magmáticas e da crosta ttg, foram elaborados modelos no curso dos últimos cerca de 20 anos, com base em trabalhos experimentais, petrológico-teóricos, e a partir de observações de campo, propondo fusão parcial de crosta oceânica ultrabásica - básica e/ou de manto superior hidratado (Arth e Hanson, 1972; Glikson, 1972; Barker,

1979; entre outros). Os dados regionais coletados neste estudo não permitem maiores especulações sobre o assunto, particularmente também, visto não terem sido encontradas enclaves máficas-ultramáficas nos granitóides ttg intrusivos. Contudo, particularmente os resultados recentes de Rapp et al. (1991) e os padrões de elementos terras raras por eles calculados, estimulam comparações com os resultados, ainda que numericamente limitados, das análises de elementos terras raras feitas neste trabalho. Também os resultados dos estudos de química mineral via microsonda eletrônica, que mostraram a presença de teores significativos de Fe e também de Mg (ainda que mais variáveis) nos plagioclásios, apontam na direção de protólitos máficos-mantélicos como fonte primordial das rochas sensu lato graníticas da associação ttg estudadas.

SUPERGRUPO - "GREENSTONE BELT" - RIO DAS VELHAS

Prancha Fotográfica 4 - Textura micro-spinifex em komatilito do Grupo Quebra Osso - do local-tipo destas rochas no Brasil - da ponte da Fazenda Quebra Osso (fotomicrografia, ampliação cerca de 60 x, polarizadores obliquamente cruzados).

SUPERGRUPO - "GREENSTONE BELT" - RIO DAS VELHAS

Caracterização Geológica

O Supergrupo - "greenstone belt" - Rio das Velhas representa a mais importante seqüência vulcano-sedimentar, arqueana, da parte SE do Cráton do São Francisco e hospeda as principais jazidas de ouro de Minas Gerais. A evolução geológica, lito-estratigráfica, estrutural, metamórfica e metalogenética foi considerada em diversos trabalhos mais recentes (por exemplo: Dorr, 1969; Engesser, 1974; Loczy e Ladeira, 1976; Schorscher, 1976a; 1978; 1979; 1980b; 1988; 1991a; b; Schorscher et al., 1982; 1991; Ladeira 1980; 1988; 1991; entre outros). Portanto, será apresentada neste texto apenas uma breve revisão da geologia regional com base no mais recente trabalho do autor (Schorscher, 1991a). Maior ênfase será dada a alguns dados novos sobre a evolução magmática.

A estratigrafia e as litologias principais do Supergrupo Rio das Velhas são descritas na Tabela 2. Na parte inferior ocorrem as rochas metaultramáficas vulcânicas - metakomatiitos - do Grupo Quebra Osso. Seguem-se os Grupos Nova Lima vulcano-sedimentar, máfico, médio, e Maquiné, clástico, superior, e completam o perfil bastante típico em comparação global (Condie, 1981; Goodwin, 1991), deste "greenstone belt" arqueano.

O Grupo Quebra Osso (Schorscher, 1978; 1979; Inda et al., 1984), com os melhores afloramentos e lugar-tipo no vale do córrego homônimo (Fig. 3, área 8; Fig. 9), tem contato por falha inversa de alto ângulo, a E, com rochas ttg, do Domo de Sta. Barbara. Partes do contato são cobertas pela Serra da Boa Vista, encaixada na mesma falha (Fig. 9). A largura aflorante máxima é de cerca de 2 km e inclui intercalações tectônicas (do Grupo Nova Lima), indicando cavalgamentos e repetições. O contato superior com o Grupo Nova Lima é litologicamente gradacional, num intervalo de poucas dezenas de metros e estruturalmente invertido.

O Grupo é constituído quase que exclusivamente de rochas metaultramáficas extrusivas subaquáticas, de derrames maciços, almofadados, de lavas brechadas e spinifex; ocorrem ainda vulcanoclásticas grossas a finas em níveis interderrames.

Metassedimentos clásticos estão ausentes. Os únicos metassedimentos têm origens químicas: são bifs. (formações ferríferas bandeadas) pobres em ferro, gradando para "metacherts". Estes formam níveis interderrames delgados (poucos metros), sem persistência lateral (dezenas a centenas de metros) e foram localmente alvos de explorações de ouro.

As rochas metaultramáficas evidenciam com bastante freqüência texturas micro-

Tabela 2 - Coluna estratigráfica simplificada e litologias principais do Supergrupo Rio das Velhas (Schorscher, 1991).

SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX EM METROS
CINTURÃO DE ROCHAS VERDES ("GREENSTONE BELT") RIO DAS VELHAS	MAQUINÉ	CASA FORTE	QUARTZITOS MACIÇOS E XISTOSOS SERICÍTICOS E CLORÍTICOS COM NÍVEIS INTERCALADOS DE SERICITA E CLORITA-XISTOS E FILITOS. QUARTZITOS, EM PARTE CLORÍTICOS E SERICÍTICOS COM LENTES DE CONGLOMERADOS INTRAFORMACIONAIS MONO- E POLIMÍTICOS (SEIXOS DE "METACHERT", BIF-FAÇIES CARBONÁTICA, QUARTZO DE VEIO, QUARTZITO, XISTOS, FILITOS, METAMÁFICAS E (?) METAULTRAMÁFICAS) COM PIRITAS DETRÍTICAS E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE PORTE DECIMÉTRICO.	DEPÓSITOS TIPO MOLAÇA	>600
		PALMITAL	SERICITA-QUARTZO-XISTOS E FILITOS COM MICAS VERDES (CROMÍFERAS) ÀS VÉZES GRAFITOSOS E SUBORDINADAMENTE COM PIRITA E MAGNETITA. LENTES DE QUARTZITOS E GRAUVACAS.		~600 A AUSENTE ~1400 MÁX.
	NOVA LIMA	INDIVISO	FILITOS EM GRANDE PARTE CLORÍTICOS, CLORITA-XISTOS, SERICITA-XISTOS, METAPELITOS EM GERAL, METAGRAUVACAS MÁFICAS, METAMÁFICAS DE ORIGEM VULCÂNICA E SUB-VULCÂNICA, METAULTRAMÁFICAS, INTERCALAÇÕES DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS (BIF TIPO "ALGOMA") DE FÁ- CIES CARBONÁTICA, SULFETADA, OXÍDICA E SILICÁTICA, FORMAÇÕES MANGANESÍ- FERAS, "METACHERT", FERRUGINOSO, XIS- TOS GRAFITOSOS, DOLOMITOS, QUARTZI- TOS. RAROS CONGLOMERADOS BIMODAIS COM SEIXOS E BLOCOS DE FORMAÇÃO FERRÍFERA EM MATRIZ METAPELÍTICA. ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO GRAVI- TACIONAL ("SLUMPING" E "SLIDING").	PREDOMINAM CON- DIÇÕES DE ÁGUAS PROFUNDAS, DEPÓ- SITOS TIPO "FLISCH", SEDIMENTOS QUI- MICOS E ATIVIDADES VULCÂNICA E PÓS- VULCÂNICA (HIDRO- TERMAL-EXALA- TIVA) SUBAQUÁTICA	>4000
	QUEBRA OSSO	INDIVISO	ULTRAMÁFICAS (KOMATIITOS PERIDOTÍ- TICOS) A MÁFICAS EFUSIVAS E COM TEXTURAS MACIÇAS METAMÓRFICAS (F. XISTOS VERDES MÉDIO A ANFIBOLITO INFERIOR) C/RARAS INTERCALAÇÕES DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS (BIF. TI- PO "ALGOMA") E "METACHERT" PREDOMINAM DERRAMES MACIÇOS COM DISJUNÇÃO POLIEDRAL, "GURLAN- DAS" DE "SPINIFEX" E BRECHAÇÃO NAS PARTES BASAL E TOPO, E LAVAS BRECHADAS. OCORREM LAVAS ALMO- FADADAS, "SPINIFEX", E ROCHAS ULTRA- MÁFICAS PIROCLÁSTICAS E AFANÍTIC- AS (EX-HIALINAS ?).	VULCANISMO UL- TRAMÁFICO A MÁFICO SUBAQUÁ- TICO.	>600 MÁX.
	CONTATO BASAL (?) TECTÔNICO COM AS LITOLOGIAS DO COMPLEXO MIGMATITO- GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS.				

spinifex de preservação excepcionalmente boa (Prancha Fotográfica 4). Indicações de polimetamorfismo faltam. Localmente, ocorrem alterações metassomáticas: cloritização, turmalinização e/ou magnetitização, e ainda carbonatação, talcificação e esteatitização.

Nas rochas ultramáficas do Grupo Quebra Osso da região-tipo não foram encontrados cromititos - apenas cromitas acessórias. Estas apresentam teores elevados de zinco (ZnO em torno de 2% peso). Também não foram encontradas indicações de sulfetos maciços ou de Pt e metais nobres (Schorscher e Luchesi, 1990; Luchesi, 1991). As ultramáficas cumuláticas vêm sendo exploradas como "rochas magnesianas" (aditivos de alto forno), com consequências ambientais dramáticas.

O Grupo Nova Lima (Dorr et al., 1957; Dorr, 1969) ocupa a maior parte da área de afloramento do "greenstone belt" Rio das Velhas (Figs. 3, 9). Está sempre fortemente intemperizado; profundidades além dos 150 m são normais. A espessura supostamente excede aos 4.000 m (Tabela 2), mas é de fato desconhecida, como também o são a subdivisão estratigráfica e a configuração estrutural regional. Detalhamentos locais existem apenas das áreas de minerações subterrâneas de ouro (por exemplo: Vieira e Oliveira, 1988; Abreu et al., 1988; Vial, 1988a; Ladeira, 1988).

O ambiente deposicional, considerado de tipo flysch-eugeossinclinal por Dorr (1969), de fato é bastante variável. Características são as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantes, básicas a intermediárias. Apenas na parte basal do Grupo ocorrem ainda alguns derrames ultramáficos e rochas ácidas são, em geral, raras. Os metassedimentos incluem tipos químicos, formações ferríferas, metacherts, formações ferro-manganíferas e manganíferas, dolomititos; os clásticos são predominantemente finos: grauvacas e subgrauvacas máficas, xistos máficos e metapelíticos, freqüentemente grafitosos e piritosos. As formações ferríferas pertencem às facies oxidica com magnetita, carbonática (siderita, ankerita), silicática (estilpnomelano, clorita), sulfetada (pirita, pirrotita), sulfetada polimetálica (pirita, pirrotita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, ouro) e ocorrem ainda transições faciais e misturas com material clástico/vulcanoclástico fino. Formações ferríferas hematíticas e minérios ricos de ferro não foram observados. Na parte superior, próximo ao contato com o Grupo Maquiné, ocorrem primeiros níveis de quartzitos (com piritas), pouco espessos e descontínuos. Os processos deposicionais incluíram turbiditos, sedimentação tranqüila (clástica química e biogênica), e deformações gravitacionais (dobras e deslizamentos sinsedimentares), produzindo os raros conglomerados intraformacionais. Todos os depósitos apresentam interdigitações laterais e verticais rápidas.

O Grupo Nova Lima caracteriza uma bacia marinha tectonicamente ativa, com vulcanismo e ilhas vulcânicas parcialmente expostas à erosão, gerando ambientes deposicionais

Figura 9 - Mapa geológico esquemático do "greenstone belt" Rio das Velhas na região de Santa Bárbara (seg. Schorscher et al., 1982). Legenda: 1 - "anfíbolitos diabasóides"; 2 - SGr. Espinhaço na Serra do Caraça (SC) e Sequência da Serra da Boa Vista (SBV); 3 - Gr. Maquiné; 4 - Gr. Nova Lima com níveis de bif.; 5 - Gr. Quebra Osso com níveis de bif.; 6 - Complexo TTG do Domo de Santa Bárbara.

múltiplos, relativamente restritos e penecontemporâneos: profundos a rasos de elevada a baixa energia e sujeitos a atividade vulcânica diversificada, eruptiva a exalativa. No Grupo Nova Lima inexistem evidências de áreas continentais de rochas sensu lato graníticas expostas à erosão.

A importância econômica do Grupo Nova Lima deve-se às mineralizações de ouro.

O **Grupo Maquiné** (Dorr et al., 1957; Dorr, 1969) está bem exposto na estrada do Colégio do Caraça, onde o contato com o Grupo Nova Lima é tectônico (Fig. 3, área 11). Regionalmente, o contato é por discordância erosiva. No perfil do Caraça ocorrem níveis basais de quartzo-xistos e filitos (poucos metros), faltando a Formação Palmital (Tabela 2) tipicamente desenvolvida. Estes passam rapidamente para quartzitos e conglomerados (da Formação Casa Forte), que predominam e conferem ao Grupo características gerais ortoquartzíticas.

Os conglomerados ocorrem em níveis intraformacionais na parte basal do Grupo. Os seixos são predominantemente de bifs. e metacherts do Grupo Nova Lima, e quartzitos do próprio Grupo Maquiné. Seixos de xistos e de rochas metaígneas ultramáficas a ácidas são muito raros e seixos de rochas sensu lato graníticas não foram achados. A matriz dos conglomerados é quartzítica e apresenta cores esverdeadas nas partes basais do Grupo; os quartzitos encaixantes apresentam a mesma coloração. Para o topo, ambas as litologias tornam-se de cores claras.

Os quartzitos apresentam estratificações cruzadas de porte médio (decimétrico) e direções variáveis, granulometria grossa a microconglomerática, e são pobres em micas.

Características sedimentológicas do Grupo Maquiné incluem as cores esverdeadas dos quartzitos e conglomerados com cloritóide e clorita na matriz da parte basal da unidade, a onnipresença de sulfetos detríticos, principalmente pirita, e a ausência total de feldspatos.

Continuações regionais do "greenstone belt" Rio das Velhas ocorrem a leste e nordeste do Quadrilátero Ferrífero. Os Grupos Quebra Osso e Nova Lima foram mapeados continuamente desde a região-tipo do Vale do Córrego do Quebra Osso até o Distrito de Florália, onde o Grupo Nova Lima inclui a mina histórica de ouro do Pary (Fig. 3, área 9). Nesta mina, atualmente em estudo quanto à viabilidade econômica, foi intersectado, em testemunho de furo de sondagem, o Grupo Quebra Osso, apresentando pequeno intervalo de sulfetos maciços (pirrotita com pouca calcopirita).

Outras continuações regionais ocorrem nos arredores de João Monlevade, sendo representadas pelo gnaisse Monlevade (Reeves, 1966), nas áreas do garimpo e da mina de esmeraldas, respectivamente Capoeirana e Belmont e, eventualmente, no Distrito de Itabira (Fig. 3, áreas 3, 4, 5; Fig. 10).

Nestas regiões foram encontrados cromititos disseminados e maciços, formando

Figura 1.0 - Mapa geológico regional-esquemático das jazidas de esmeraldas da mina Belmont e do garimpo Capoeirana. Legenda: 1 - basaltos termometamórficos não deformados precambrianos; 2 - itabiritos e metacherts, Fm. Cauê, Gr. Itabira; 3 - quartzitos e quartzo-muscovita xistos com cianita, Fm. Moeda, Gr. Caraça; 4 - xistos metapelíticos com granada +/- estauroлита e grafitosos, Seqüência de Xistos Verdes; 5 - seqüências vulcano-sedimentares de Belmont e Capoeirana; 6 - granitóides Borrachudos; 7 - gnaisses, migmatitos e granitóides leucocráticos, não subdivididos: incluem paragneisses e rochas polimetamórficas arqueanas. As direções das foliações principais estão indicadas (linhas pontilhadas).

corpos menores em rochas metaultramáficas, que por sua vez ocorrem intercaladas com xistos máficos e anfibolitos, típicos para o Grupo Nova Lima. Estas cromitas, como as supra-citadas do Grupo Quebra Osso, também apresentam teores elevados de zinco.

A **evolução magmática** do "greenstone belt" Rio das Velhas incluiu ainda, além das rochas metavulcânicas, ultramáficas e ácidas já mencionadas, metalamprófiros. Estas rochas, as primeiras do gênero descritas do Precambriano antigo do Brasil, foram atribuídas à evolução "greenstone belt" pelo seu estado metamórfico e deformacional, já que, na área de ocorrência no interior do Domo de Sta. Barbara, apresentam-se em contato apenas com rochas sensu lato graníticas da associação ttg (Fig. 3, área 7).

Lamprófiros, de um modo geral, são magmatitos intra-placa. No caso, poderiam pertencer ao rifteamento inicial, pré-komatítico, da evolução do "greenstone belt" Rio das Velhas (Schorscher, 1991). Contudo, rochas deste tipo descritas mais recentemente de outras áreas de "greenstone belt", apresentaram-se com relações de idade tardias nas seqüências vulcano-sedimentares (Wyman e Kerrich, 1989a; b; Rock et al., 1989).

O **metamorfismo arqueano** e a **idade** do "greenstone belt" Rio das Velhas são ainda assuntos pouco estudados. Admite-se, em geral, a existência de um metamorfismo específico arqueano da evolução "greenstone belt" Rio das Velhas. Mas evidências petrográficas (na região central e leste do Quadrilátero Ferrífero) não foram encontradas. As rochas Rio das Velhas indicam apenas uma fase de metamorfismo compatível com o evento regional proterozóico Minas/Espinhaço. Possivelmente, nas continuações ocidentais do Supergrupo Rio das Velhas, onde os efeitos do metamorfismo proterozóico ficam mais fracos, poder-se-ia caracterizar petrograficamente o evento metamórfico relacionado à evolução "greenstone belt".

Os estudos de datações radiométricas em rochas do Supergrupo Rio das Velhas são ainda escassos. De um modo geral, sustentam a idade arqueana do "greenstone belt" Rio das Velhas (Herz, 1970; Thorpe et al., 1984; Machado et al., 1989).

Ouro no "greenstone belt" Rio das Velhas

A metalogênese do ouro envolve potencialmente todos os estágios evolutivos e todas as litologias do "greenstone belt" Rio das Velhas, com destaque para o Grupo Nova Lima.

Lamprófiros, desde fanerozóicos a arqueanos, foram relacionados com mineralizações de ouro (por exemplo: Rock et al., 1989; Wyman e Kerrich, 1989). As rochas deste

grupo da região de Santa Barbara não apresentaram teores (a nível de ppb) de ouro e metais nobres. Isto, contudo, não significa excluí-las definitivamente das considerações metalogenéticas.

O Grupo Quebra Osso compreende metakomatiitos e, subordinadamente, bifs. e metacherts interderrames. Os komatiitos e, em geral, as lavas ultramáficas como fonte do ouro em "greenstone belts", foram discutidas na literatura mundial. Os metakomatiitos Quebra Osso foram analisados para ouro e metais nobres com resultados sempre negativos para Pt, Pd e Ag. O ouro mostrou variações fortes entre 0 e 20 ppm (g/t) (Luchesi e Schorscher, 1990; Luchesi, 1991). Os teores esporádicos de ouro devem-se a mineralizações hidrotermais secundárias em velos e fraturas finas. São freqüentemente associadas com carbonato, e produziram, em raros casos, pepitas de ouro até milimétricas. Estes teores não são significativos para a participação dos magmas komatiíticos nos processos de transporte primário e enriquecimento de ouro no "greenstone belt".

Dos corpos de bifs. e metacherts interderrames, alguns foram alvos de explorações históricas de ouro. Uma investigação mais recente por Luchesi e Schorscher (1990) e Luchesi (1991) detectou anomalias sistemáticas apenas nos bifs. e metacherts da zona de contato com o Grupo Nova Lima. Estes resultados tendem a indicar pobreza em ouro dos magmas komatiíticos Quebra Osso em si e de suas fases fluidas exalativas-hidrotermais.

O Grupo Nova Lima é o principal produtor de ouro do Quadrilátero Ferrífero desde a época colonial, e há pouco mais de 10 anos revive uma segunda alta de produção e procura do metal. Estudos de jazidas individuais e de aspectos gerais da metalogênese do ouro no Grupo Nova Lima foram realizados por: Camargo (1957), Tolbert (1964), Ladeira (1980; 1988; 1991), Schorscher et al. (1986), Abreu et al. (1988), Vieira e Oliveira (1988), Vial (1988a), Schorscher (1991a), Schorscher et al. (1991), entre muitos outros. A presente inexistência de um conceito em geral aceito sobre a metalogênese do ouro no Grupo Nova Lima; conceitos sin- e epigenéticos vêm sendo controversamente discutidos, em alguns casos, para a mesma ocorrência/jazida. Está fora dos objetivos deste trabalho analisar estes detalhes. Serão feitas apenas algumas observações sobre as jazidas do Pary, na região de Florália (Fig. 3, área 9), e São Bento (Fig. 3, área 10; Fig. 9), estudadas pelo autor e colaboradores. Em São Bento existem vários horizontes e subníveis mineralizados com características próprias (Abreu et al., 1988). De um modo geral, porém, predomina a sedimentação química-distal, a partir de soluções vulcano-exalativas, sem evidências diretas de vulcanismo nos minérios ou em intervalos estratigráficos próximos. Os teores de pirita e calcopirita são, respectivamente, alto e baixo, e a principal parte do ouro é muito fina (5 - 12 micra) - incluída nos sulfetos (arsenopirita e pirita, principalmente). A origem da mineralização é de sedimentação química, a partir de soluções vulcano-exalativas distais.

Em Pary, há toda uma seqüência metavulcânica básica a, subordinadamente, intermediária de, no mínimo, 300 m de espessura, que inclui a mineralização. Esta constitui-se num nível (principal) de formação ferrífera mista e impura, predominando as facies sulfetada e carbonática, com contribuições metapelíticas e tuffíticas. Os teores de pirita e calcopirita nos minérios de Pary são respectivamente, quase ausente (com exceção da pirita relacionada à alteração da pirrotita) e bastante elevado. O ouro ocorre em menor parte como inclusões finas na arsenopirita, predominando o ouro livre, de granulação grossa (0,01 - 0,4 mm). Em Pary, concorrem no minério a sedimentação química, vulcanoclástica e terrígena fina. A origem da mineralização é vulcano-exalativa proximal.

Tanto em São Bento como em Pary existem evidências de remobilizações secundárias hidrotermais e/ou metamórficas do ouro/minério. O teor maior de ouro livre em Pary originou-se por remobilizações metamórficas. O último metamorfismo regional proterozóico atingiu, na região do Pary, condições P-T da facies anfibolito inferior, e causou recristalização intensa do minério. Particularmente as arsenopirites recristalizaram para idióblastos, expulsando as inclusões de ouro. Este, por dissolução e cristalização acretiva, formou grãos maiores livres, ou ainda, nas bordas dos sulfetos.

No Grupo Maquiné não foram encontradas evidências de explorações históricas de ouro na parte leste do Quadrilátero Ferrífero. Ainda assim, seus níveis conglomeráticos foram mais recentemente alvos de trabalhos de prospecção; os resultados destes não foram publicados. Perfis cintilométricos evidenciaram a inexistência de anomalias radioativas. O Grupo Maquiné, na parte central do Quadrilátero Ferrífero, foi estudado quanto à metalogênese do ouro por Menezes (1988).

Magmatismo do "greenstone belt" Rio das Velhas

As principais associações e eventos magmáticos do supergrupo - "greenstone belt" - Rio das Velhas dizem respeito ao vulcanismo komatítico, que originou o Grupo Quebra Osso e findou no tempo do Grupo Nova Lima, com pulsações finais que produziram ainda alguns derrames de komatilitos isolados na parte basal desta unidade. Seguiu-se a fase principal de vulcanismo básico, incluindo subordinadamente a erupção de magmas intermediários. Rochas vulcânicas e/ou subvulcânicas ácidas, outrossim mencionadas na literatura, por exemplo, das minas Cuiabá, Morro Velho, entre outras do Distrito de Nova Lima (Ladeira, 1988; 1991; Vieira e Oliveira, 1988; Vial, 1988a) e observadas na região do Supergrupo Rio das Velhas nos Distritos de Pará de Minas e Pitangui, a W da área deste estudo, não foram encontradas em preservação adequada para estudos

petrogenéticos pormenorizados.

Adicionalmente às rochas vulcânicas supra-mencionadas integrantes da própria seqüência vulcano-sedimentar Rio das Velhas, foram encontrados lamprófiros (básicos-ultrabásicos) e atribuídos, pelas suas características tectono-metamórficas, à evolução "greenstone belt". Entretanto, suas relações específicas, geológicas-estruturais e de idade, com as unidades litoestratigráficas da seqüência supra-crustal Rio das Velhas continuam desconhecidas.

Neste capítulo, serão apresentados alguns aspectos petrográficos, geoquímicos e da petrogênese do magmatismo e das rochas máficas e ultramáficas do "greenstone belt" Rio das Velhas que, de acordo com a natureza geral da área estudada, apresentam-se como rochas metamórficas, principalmente na facies dos xistos verdes média a superior e anfibolito.

Metalamprófiros a presente foram encontrados em um único afloramento, situado na parte central do Domo de Sta. Barbara, a leste do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 3, área 7). Neste afloramento bastante amplo (de corte de via férrea), os metalamprófiros constituem-se num pequeno enxame de diques finos (espessuras centimétricas a decimétricas), subverticais, de direções algo variáveis, entre ENE e NE.

Petrograficamente, distinguem-se dois tipos de metalamprófiros, classificados respectivamente como biotita-lamprófiros com carbonato e com plagioclásio (Schorscher, 1991b). As demais diferenças mineralógicas são menores e dizem respeito a variações relativas nos teores de minerais titaníferos, incluindo opacos, de carbonato, clinozoisita-epídoto quartzo, biotita e anfibólio/actinolita. Os tipos com porfiroblastos de plagioclásio apresentam também porfiroblastos de carbonato. Têm, em geral, teores mais elevados de biotita (cores de pleocroísmo marrons) e menores principalmente de clinozoisita-epídoto minerais titaníferos e opacos. Os tipos com porfiroblastos de carbonato são isentos de plagioclásio, mais pobres em biotita (cores de pleocroísmo esverdeadas), portadores de anfibólio/actinolita (em quantidades variáveis até 10% modais) e mais ricos em quartzo, clinozoisita-epídoto minerais titaníferos e opacos (entre estes, sulfetos, incluindo calcopirita).

As variabilidades petrográficas são interpretadas como reflexo de variabilidades composicionais primárias, preservadas apesar da alteração metamórfica. Isto, aliado à falta de evidência de contaminação com as rochas tág encaixantes (isentas de carbonatação e/ou biotitização, etc.), sustenta o comportamento dos lamprófiros no metamorfismo como sistemas químicos essencialmente fechados (Isoquímicos) (Oberhänsli, 1985; 1986).

Geoquimicamente, os metalamprófiros são rochas básicas e caracterizam claramente (de acordo com os resultados petrográficos) dois grupos distintos, tanto em termos de elementos maiores como de elementos traços (Anexo 2, Tabela 2-1; Figs. A2-1, 2, 3, 4, 5, 6). Na

classificação de Foley et al. (1987), seriam rochas ultrapotássicas (com $K_2O > 3\%$ de peso; $MgO > 3\%$ de peso e $K_2O/Na_2O > 2$), que em termos de elementos maiores pertenceriam ao grupo III por eles estabelecido. Magmas deste tipo teriam origem em áreas orogênicas, tais como arcos de ilhas, por fusão de manto superior fértil. Os teores elevados de potássio seriam causados ou por contaminação com material crustal subduzido, ou por enriquecimento a partir da fonte mantélica, sem relação com a placa subduzida.

Quanto aos padrões de distribuição de elementos compatíveis e incompatíveis, a situação é algo mais complicada. De um modo geral, continuam prevalecendo as características do grupo III, mas particularmente os metalamprófiros mais ricos em potássio apresentam também alguma similaridade com rochas dos grupo I - lamproitos, segundo Foley et al. (op. cit.), principalmente pela forte anomalia negativa de estrôncio (Fig. 11; Anexo 2, Figs. A2-5, 6).

Para a ambientação arqueana estudada, a conotação geotectônica orogenética destas rochas colocaria em questão a interpretação geológica anterior, segundo a qual os metalamprófiros poderiam ter-se originado durante os estágios de "rift" iniciais da evolução do "greenstone belt" Rio das Velhas (Schorscher, 1991a).

Metakomatiitos do Grupo Quebra Osso e **cromititos** de ocorrências regionais, representando continuações e possíveis continuações do Supergrupo Rio das Velhas, foram estudados comparativamente. Face a certa contradição na literatura pertinente quanto à utilização do termo (meta-)komatiito, é preciso esclarecer que, no que se refere aos litotipos deste estudo, foram designadas exclusivamente rochas (meta-)ultramáficas extrusivas com este termo (Viljoen e Viljoen, 1969a; b; c; Viljoen et al., 1982). As rochas do Grupo Quebra Osso formam um pacote espesso de derrames na base da seqüência vulcano-sedimentar Rio das Velhas e contêm apenas escassas intercalações metassedimentares de origens químicas (formações ferríferas bandadas pobres em ferro, metacherts e metacherts ferruginosos). O Grupo Quebra Osso no local-tipo (Fig. 3, área 8; Fig. 9) foi mapeado em escala 1:10.000 por Queiroga, Abreu, Tamura, Luchesi e Schorscher (Queiroga e Schorscher, 1988; Schorscher et al., 1990), subdividido em derrames individuais e/ou em conjuntos de derrames, identificando-se derrames maciços, spinifex, de lavas brechadas e almofadadas, além de níveis piroclásticos (grossos a finos).

Os estudos petrográficos mostraram que todos os metakomatiitos sofreram fortes transformações mineralógicas, metamórficas, acompanhadas de hidratação, ainda que suas estruturas e texturas ígneas primárias ocasionalmente tenham sobrevivido em preservação excepcionalmente boa (Prancha Fotográfica 4). Todos os silicatos magmáticos foram totalmente transformados e substituídos por misturas de, principalmente, clorita magnesiana, serpentina (crisotila), anfíbolos

Figura 11 - "Spidergram" apresentando as composições médias dos metamórficos com carbonato (quadrados) e com plagioclásio (círculos). Nota-se a forte anomalia negativa de estrôncio dos metamórficos com carbonato (Norma: Condrito, segundo Thompson et al., 1984).

(antofilita, tremolita) e pouco talco - no caso das transformações mais isoquímicas. Apenas as cromitas acessórias sobreviveram parcialmente aos processos metamórficos regionais (facies dos xistos verdes média a superior), com composição magmática original, conforme atestam os núcleos das cromitas (observados em microscopia de minérios), não transformados em ferrita-cromita. Tais cromitas foram analisadas via microsonda eletrônica e invariavelmente apresentaram, nos núcleos preservados, teores elevados de zinco (ZnO em torno de 2% de peso), contidos na estrutura do mineral (Anexo 3, Tabela A3-4) (Schorscher, 1991a).

As rochas metaultramáficas do Grupo Quebra Osso sofreram localmente fortes alterações mineralógicas anisoquímicas similares às alterações de tipo "black wall", incluindo cloritização, turmalinização, magnetitização (Jahns, 1967; Coleman, 1971), de talcificação (transformação em talco-xisto essencialmente monomineralico) e de esteatitização por talcificação e carbonatação (magnesita) associadas.

Os cromititos regionais disseminados, com teores baixos a médios de cromita modal (5-28% de vol.), sofreram transformações metamórficas análogas aos metakomatiitos, desde mais isoquímicas a fortemente aloquímicas.

Os metakomatiitos e os cromititos foram estudados geoquimicamente, visando a melhor definição das composições primárias, das alterações anisoquímicas e do provável relacionamento genético (magmático-primário) entre as rochas e os minérios, conforme indicado pelas cromitas dos cromititos que também evidenciam, a nível de química mineral, teores de zinco elevados na estrutura dos cristais não transformados em ferrita-cromita (Wiedemann e Schorscher, 1978; Schorscher, 1980c; Schorscher, 1991a). Os dados analíticos dos metakomatiitos e dos cromititos encontram-se no Anexo 3 (Tabelas A3-1, 2, 3).

Os dados analíticos dos metakomatiitos considerados, com base nos estudos petrográficos como representativos dos litotipos menos alterados anisoquimicamente, apresentam ainda assim teores de voláteis (perda ao fogo total) bastante variáveis, entre 5 e 12% de peso (Anexo 3, Tabela A3-1). Esta população analítica inclui rochas com texturas micro-spinifex bem preservadas de topos de derrames, que potencialmente representariam mais proximamente a composição da fusão magmática original, e outras de derrames maciços homogêneos sem evidências petrográficas de diferenciação. Os cromititos tendem, em geral, para valores de perda ao fogo total, na média, algo menores do que os dos metakomatiitos menos alterados, e as rochas metaultramáficas do Grupo Quebra Osso fortemente alteradas (de acordo com os resultados petrográficos) apresentam variabilidade maior e alcançam inclusive os teores de perda ao fogo total máximos entre todas as rochas metaultramáficas analisadas (Anexo 3, Tabelas A3-2, 3).

Consideram-se aqui os resultados analíticos dos metakomatiitos em geral e dos cromititos bastante problemáticos para detalhamentos geoquímicos e petrológicos maiores, visto que a entrada de, na média, em torno de 10% de peso de fluidos (sobretudo H_2O e CO_2) no sistema durante a alteração polimetamórfica, de baixo a médio grau, das rochas ultramáficas, originalmente anídras, certamente teve seus efeitos inclusive sobre as outras variáveis químicas, particularmente em termos dos elementos mais móveis maiores e traços, mas também sobre os elementos terras raras (por exemplo: revisão em Condie, 1981). Por outro lado, os dados geoquímicos de (meta-)komatiitos - ou (meta-)komatiitos peridotíticos e/ou piroxeníticos, segundo alguns autores - da literatura, quando apresentados na forma de dados brutos e não apenas recalculados anídras, mostram teores similares de H_2O^+ , CO_2 e/ou de perda ao fogo total para valores equivalentes de magnésio (por exemplo, Condie, 1981; Arndt e Nisbet, 1982; Blum e Crocket, 1992; entre outros).

Portanto, foram testados em alguns dos gráficos mais comumente empregados para discriminação destas rochas na análise dos dados químicos (recalculados anídras) das populações analíticas (das menos alteradas às mais alteradas anisoquimicamente) deste estudo. No diagrama de Jensen (1976), tanto os metakomatiitos menos alterados como também a maioria dos fortemente alterados e dos cromititos figuram no campo dos "komatiitos peridotíticos", com poucas exceções (de rochas alteradas e cromititos) que se situam no campo dos "komatiitos basálticos"; similar é a situação, quando da representação no diagrama ternário $MgO-Al_2O_3-CaO$ (Anexo 3, Figs. A3-1, 2, 3).

Os "spidergrams" de elementos compatíveis e incompatíveis dos metakomatiitos menos alterados e dos cromititos (Anexo 3, Figs. A3-4, 13) devem ser analisados com cuidado, já que a maioria dos elementos que apresentam anomalias são elementos traços, presentes nos litotipos considerados em teores próximos do nível de detecção do método analítico utilizado (fluorescência de raios-x). Sem dúvida, porém, são significantes as alterações dos espectros de elementos compatíveis e incompatíveis, causadas pelas alterações anisoquímicas (Anexo 3, Figs. A3-5, 6, 7, 8 e Figs. A3-9, 10, 11, 12). Estas são mostradas (em valores médios) em relação à composição (média) dos metakomatiitos menos alterados (Figs. 12, 13) e ressaltam, em todos os processos relacionados com cloritização (Figs. 12a, b) e talcificação (Fig. 13b), o enriquecimento dos elementos Zn, Nb, Ti, Y, La e Ce, o enriquecimento extremo de lantânio na associação com a magnetitização e, similarmente, o enriquecimento muito forte adicional do Zn, K, Rb, Ba e Sr, quando a turmalinização se associa à cloritização. Anomalias negativas nos processos de cloritização apresentam em geral o Cr e, as vezes, o Ni e o Cu. A talcificação provoca ainda substancial silicificação e a carbonatação causa uma evolução geoquímica totalmente diferente com anomalias positivas de Sr e S e negativas, fracas, de Zr,

Figura 12 - Variogramas da alteração anisoquímica dos (meta-)komatiitos normalizados pela composição média dos komatiitos menos alterados (composições médias); A - alteração cloritítica (mcl), e cloritítica e magnetítica; B - clorititização associada com turmalinização.

Figura 13 - Variogramas da alteração anisoquímica dos (meta-)komatiitos normalizados pela composição média dos komatiitos menos alterados (composições médias); A - carbonatação; B - talcificação.

Ti, Y e La (Fig. 13a).

Quanto à relação genética entre os metakomatiitos menos alterados e os cromititos, os dados geoquímicos elaborados não podem ser considerados como conclusivos. Existe uma certa coerência nas curvas de elementos compatíveis e incompatíveis, principalmente quando analisadas em termos dos valores médios (Fig. 14). Mas, ao mesmo tempo, a curva dos cromititos indica alterações do tipo cloritito (confirmadas petrograficamente). A relação genética, à luz dos dados disponíveis, parece melhor caracterizada pelos teores de zinco nas cromitas de rochas e minérios, conforme inicialmente mencionado. Isto significaria também para as cromitas dos minérios uma origem por cristalização a partir da fusão komatiítica e não de resíduo ígneo de fusão parcial do manto superior. O significado petrogenético do zinco nas cromitas derivadas de magmas komatiíticos é um assunto que merece atenção especial. Deve-se considerar que o zinco não é um elemento comum em fusões ultramáficas, aparecendo apenas nos komatiitos com maior regularidade e ainda, que cromitas com zinco em rochas ultramáficas pós-arqueanas são minerais raros. Na literatura, são mencionados crômio-espinélio com zinco, que ocorrem como inclusões em diamantes (Meyer e Boyd, 1972; Meyer, 1987). Possivelmente, as cromitas com zinco dos metakomatiitos (estudados) venham a dar suporte adicional a uma origem mantélica profunda para os magmas komatiíticos (Anexo 3, Tabela A3-4). A evidência de zinco em cromitas de outras regiões arqueanas (por exemplo: Villalume e Rose, 1976; Donaldson, 1980; entre outros), aparentemente em faixas de concentração compatíveis com aquelas dos metakomatiitos estudados, levanta questões sobre conceitos de inhomogeneidades geoquímicas fortes no manto superior.

Os **anfibolitos** do Grupo Nova Lima representam a principal fase de vulcanismo subaquático, básico a intermediário, do estágio de evolução vulcano-sedimentar máfico, do "greenstone belt" Rio das Velhas. Estas rochas ocorrem principalmente sob forma de derrames maciços individuais ou em pacotes de derrames, ou ainda como derrames de lavas almofadadas. São vesiculados ou não-vesiculados, indicando profundidade variável da bacia deposicional e intercalados com metassedimentos máficos vulcanoclásticos e/ou clásticos finos (xistos de tufo e outros vulcanoclastitos, grauvacas, subgrauvacas e pelitos) e químicos (formações ferríferas bandadas e metacherts). Diques ou outros corpos intrusivos subvulcânicos não foram encontrados. Em alguns casos, como por exemplo, no Distrito de Florália (Fig. 3, área 9), no local denominado Morro do Pary, encontram-se associadas aos pacotes de anfibolitos, mineralizações de ouro (Mina do Pary) de natureza vulcano-exalativa. Nestes casos, a interação dos agentes fluidos, pós-magmáticos e mineralizantes, acarretou alterações hidrotermais metassomáticas, transformando anisotopicamente a composição original das rochas vulcânicas. Estas alterações ocorrem predominantemente nas

Figura 14: "Spidergram" das composições médias dos meta-komatiitos menos alterados do Grupo Quebra Osso (círculos) e dos cromititos regionais (quadrados); Normalização: MORB (Clarke, 1990, 1991).

encaixantes diretas dos corpos mineralizados, ou ainda, na forma de zonas discordantes, irregulares, interpretadas como indicativos dos "canais" de circulação dos fluidos hidrotermais.

Os anfíbolitos do Grupo Nova Lima são tipicamente rochas de granulação fina, fortemente foliadas, mas, ainda assim, permitem reconhecer (ao microscópio) texturas (gneas originais, tais como microporfírtica - com micro-fenocristais de plagioclásio - e laminação composicional de (?) fluxo. As paragêneses metamórficas são típicas de rochas metabásicas da facies xisto verde média-superior a anfíbolito, com anfíbólio - actinolita (na facies xisto verde) e tschermakita, ou mesmo pargasita (na facies anfíbolito), epidoto-clinozoisita, clorita e rutilo em restos incompletamente transformados em titanita (somente na facies xisto verde e anfíbolito inferior), plagioclásio, quartzo, biotita (em geral, muito subordinada), titanita e minerais opacos. Alguns dos anfíbolitos mais aluminicos apresentam adicionalmente granada e/ou cordierita (respectivamente, a partir da facies xisto verde superior e/ou anfíbolito inferior).

bé Os únicos minerais magmáticos primários reconhecíveis pelas texturas, mas que também sofreram alterações químicas metamórficas, são os já mencionados micro-fenocristais de plagioclásio e alguns dos minerais opacos (titanomagnetitas e/ou ilmenitas), que apresentam bordas de reações para rutilo e titanita.

Duas populações de amostras de anfíbolitos do Grupo Nova Lima foram estudadas geoquimicamente. A primeira, denominada de população regional, tem proveniência de diferentes áreas da parte leste do Quadrilátero Ferrífero, sem que sejam conhecidas mineralizações associadas (Alves e Schorscher, 1986; Davies e Schorscher, 1991). Esta população é numericamente menor, pela má preservação das rochas do Grupo Nova Lima em afloramentos naturais.

A segunda população é local, da mineralização de ouro da Mina do Pary (Distrito de Florália, Fig. 3, área 9) e representa um perfil de cerca de 150 m da pilha de metavulcânicas encaixantes do horizonte de minério. Quanto à evolução magmato-estratigráfica e metalogenética local, estas rochas vêm sendo detalhadamente estudadas por Abreu e Schorscher (1992). No contexto deste trabalho, serão discutidos, portanto, apenas os aspectos geoquímicos do magmatismo de abrangência regional. Os dados analíticos dos anfíbolitos do Grupo Nova Lima são mostrados no Anexo 4 (Tabelas A4-1, 2).

Quanto aos dados analíticos brutos de elementos maiores, as rochas estudadas são, em sua maioria, básicas, com apenas poucas análises adentrando a faixa composicional das rochas intermediárias (após recalculadas anídras). Nos teores dos demais elementos principais, apresentam-se normais para os litotipos, pobres em potássio ($K_2O < 1\%$), com exceção de três amostras da população local, bastante enriquecidas neste elemento. Em termos dos elementos

traços, notam-se, em geral, teores bastante variáveis de U, e ainda, em algumas amostras, teores de (um ou de todos os elementos seguintes) La, Ce e Nd elevados, superiores a 100 ppm. Estas rochas exibem também enriquecimentos de (um ou de vários dos metais-base seguintes) Cu, Pb e Zn, evidenciando processos mineralizantes.

O número pequeno de rochas e análises consideradas em ambas as populações, e ainda as variabilidades e incertezas químicas causadas pelos processos desde hidrotermais de fundo oceânico, mineralizantes e metamórficos superimpostos (arqueanos e proterozóicos), que afetaram estas rochas, fazem com que os tratamentos litoquímicos a seguir tenham essencialmente caráter de comparações tentativas com alguns dos dados fundamentais da literatura mais bem estabelecidos.

Os anfíbolitos do Grupo Nova Lima (das populações regional e local) possuem composições normativas - CIPW variáveis, desde olivina-normativas (a minoria) a quartzo-normativas (a maioria), todas sendo hiperstênio-normativas (Condie, 1981). As rochas com teores anormalmente elevados de La, Ce e/ou Nd e de metais-base, apresentam corindon na norma.

De acordo com as classificações químicas comuns, para a grande maioria das amostras de ambas as populações, trata-se de toleítos que variam no diagrama de Jensen (1976), de forma indistinguível, desde ricos em Mg a normais e ricos em Fe. Poucas amostras figuram nos campos dos andesitos (toleíticos e calco-alcalinos), e apenas uma no campo dos "komatiitos basálticos" (Fig. 15). Os demais diagramas de classificação testados (Irvine e Baragar, 1971; Miyashiro, 1974; Winchester e Floyd, 1977) sustentam a natureza toleítica, subalcalina para a maioria absoluta das amostras analisadas (Anexo 4, Figs. A4-1, 2, 3, 4, 5). Apenas no gráfico Nb/Y versus Zr/TiO₂ nota-se um espalhamento maior, em direção a incluir composições de álcali-basaltos, pela variabilidade maior das razões Nb/Y em relação às razões bastante constantes de Zr/TiO₂ (Anexo 4, Fig. A4-6).

Vários autores compararam seqüências de metabasitos toleíticos de "greenstone belts" arqueanos, com base em dados químicos, com possíveis equivalentes modernos, no intuito de caracterizar os ambientes geotectônicos arqueanos (por exemplo: Glikson, 1971; Hallberg, 1972; Goodwin, 1977; 1991; Condie, 1981; entre muitos outros). De um modo geral, foram apontadas maiores similaridades dos metavulcanitos básicos de seqüências vulcano-sedimentares arqueanas com rochas basálticas/toleítos de fundo oceânico - MORB (por exemplo: Glikson, 1971), com toleítos de arcos (de ilhas e continentais) imaturos por Condie (1981), ainda que este autor também enfatize as características geoquímicas singulares das rochas arqueanas e, mais recentemente, com ambientes vulcânicos de bacias retro-arco divergentes (Goodwin, 1991).

Com o mesmo intuito comparativo foram representados os anfíbolitos do Grupo

Figura 15 - Classificação química dos anfíbolitos do Grupo Nova Lima; campos: PK, BK - komatiitos peridotíticos, basálticos; HFT, HMT - toleitos, ricos em Fe, ricos em Mg; TA, TD, TR - andesitos, dacitos, riolitos, toleíticos; CB, CA, CD, CR - basaltos, andesitos, dacitos, riolitos, calco-alcalinos.

Figura 16 - Interpretação tectônica dos anfíbolitos do Grupo Nova Lima; campos: OFB - basaltos de fundo oceânico; IAB - basaltos de arco de ilhas; CAB - basaltos calco-alcalinos.

Nova Lima em alguns gráficos de interpretação geotectônica. No diagrama de Pearce e Cann (1973) (Fig. 16) observa-se para as rochas deste estudo essencialmente a mesma distribuição, conforme indicada por composições médias de toleitos arqueanos de diferentes ocorrências mundiais, compiladas por Condle (1981), variando desde rochas calco-alcálicas a toleitos de baixo teor de potássio (de arcos) e MORB. Nas representações, conceitualmente bastante similares, sendo que baseadas em elementos compatíveis, de Pearce (1975) e Shervais (1982), as rochas do Grupo Nova Lima figuram nos campos dos basaltos/toleitos de fundo oceânico (Anexo 4, Figs. A4-7, 8). Contudo, estes gráficos não separam entre rochas basálticas de fundo oceânico (MORB) e aquelas de bacias retro-arco; a variabilidade maior da razão Ti/V, de 10-50, para rochas provenientes de províncias geograficamente mais restritas, seria sugestiva de ambientes de bacias retro-arco (Shervais, 1982) - isto é o caso dos anfíbolitos do Grupo Nova Lima estudados.

Para verificar a homogeneidade das duas populações analíticas, regional e local - conforme inicialmente estabelecidas - mais detalhadamente (do que já inerente aos gráficos de classificação e geotectônicos-interpretativos acima discutidos) e particularmente, para visualizar melhor eventuais efeitos dos processos mineralizantes sobre a população local (dos anfíbolitos da mina de ouro do Pary, Distrito de Florália; Fig. 3, área 9), foram construídos "spidergrams" de elementos compatíveis e incompatíveis (Figs. 17, 18; Anexo 4, Figs. A4-9, 10). Destes foram excluídas as amostras fortemente anômalas em La, Ce e/ou Nd e metais-base (números HP-109A da população regional, e 6 e 38 da população local; Anexo 4, Tabelas A4-1, 2). Os "spidergrams" mostram padrões de distribuição de elementos compatíveis e incompatíveis muito mais homogêneos para as rochas da população regional do que para a população local da mina do Pary, ainda que existam similaridades notáveis entre as duas populações, particularmente quanto aos elementos compatíveis, que obedecem ao padrão MORB (Pearce, 1982; Wilson, 1989). As anomalias positivas e homogêneas dos elementos incompatíveis nas rochas da população regional, consideradas menos alteradas anisoquimicamente, tenderiam a indicar interação dos magmas mantélicos com material sílico, como seria de se esperar num ambiente "greenstone belt" instalado em (e sobre) um embasamento sílico, ou também em bacias retro-arco. Contudo, não podem ser excluídos os problemas de alteração anisoquímica das rochas estudadas, da falta de dados de comparação para certos elementos, e, quanto a comparações absolutas, problemas analíticos.

As rochas da população regional mostram, comparativamente, anomalias e variabilidade muito mais fortes para os elementos K, Rb e Ba - tipicamente enriquecidos em processos de mineralização, particularmente, de potassificação associada a mineralizações auríferas -, ao passo que tais elementos como Th, U e Nb mantêm as anomalias mostradas pelas rochas regionais, e

Figuras 17, 18 - "Spidergrams" (normalização: MORB) dos anfibolitos do Grupo Nova Lima, da população regional (triângulos) e local (círculos).

apresentam-se ainda relativamente empobrecidas em La, Ce e Nd.

De um modo geral, das rochas estudadas em "spidergrams", consideram-se aquelas da população local com anomalias fortes de K, Rb e Ba, como tendo sido afetadas por processos (pré-metamórficos) hidrotermais-mineralizantes de potassificação, associados à formação das mineralizações auríferas. Quanto aos demais elementos (e também com base nos demais tratamentos geoquímicos supra-discutidos), estas rochas são vistas, em conjunto com as rochas da população regional, como membros integrantes de um evento vulcânico único e contínuo, predominantemente toleítico oceânico ainda que de abrangência composicional maior e de procedência geograficamente restrita - eventualmente formadas em ambiente vulcano-sedimentar arqueano, mais comparável àquele das bacias retro-arco modernas.

Alguns, raros, **muscovita/sericita-quartzo xistos** e **filitos/filonitos** foram considerados com base em estudos petrográficos como possíveis representantes metamórficos de rochas vulcânicas, subvulcânicas ou piroclásticas ácidas. Estes ocorrem em corpos lenticulares regionalmente descontínuos, de dimensões variáveis (com extensões de dezenas a centenas de metros e espessuras raramente excedentes aos 20 m), intercalados concordantemente - ou (?) pseudoconcordantemente nas demais litologias essencialmente máficas do Grupo Nova Lima. As prováveis rochas metaácidas são rochas ricas em filossilicatos (muscovita/sericita) com quartzo subordinado como constituintes principais. O quartzo ocorre tipicamente em grãos de granulação bastante grossa (até por volta de 3-5 mm) em relação à parte predominante micácea das rochas. Os grãos de quartzo são fortemente deformados e passam (internamente) para recristalizados poligonais finos. Como constituintes-traços ocorrem zircão e minerais opacos (entre estes magnetita martitizada) e, mais raramente turmalina. Destaca-se o zircão que apresenta maior frequência, distribuição irregular (sendo concentrado em porções aleatórias, sempre micáceas das rochas) e ocorre em cristais idiomórficos e/ou fragmentos de cristais de granulometria elevada demais (dimensões até 1 mm são comuns) para ser um mineral pesado detrítico "normal", num sedimento clástico fino - que seria a outra origem possível para os xistos considerados. O estado de preservação do intemperismo destas rochas é bastante precário - mesmo para estudos petrográficos -, portanto não foram incluídas no programa analítico geoquímico.

Os **dados da literatura** sobre o magmatismo arqueano do "greenstone belt" Rio das Velhas são ainda bastante deficientes, talvez nem tanto numericamente quanto sob aspectos da caracterização geológica, lito-estratigráfica, estrutural e petrográfica, das áreas e dos litotipos estudados. Vários autores apresentaram dados petrográficos e geoquímicos, principalmente, de rochas metabásicas - anfibolitos - e metaultramáficas, atribuídas ao "greenstone belt" Rio das Velhas

(por exemplo Herz, 1970; Roeser, 1977; Roeser e Müller, 1977; Roeser et al., 1987; Roeser, 1979; Roeser et al., 1980; Ladeira, 1981; Ladeira et al., 1983; Sichel, 1983; Sichel e Valença, 1983; Padilha, 1984; Schⁿank et al., 1984; Jost et al., 1987; Seixas, 1988; Seixas e Baars, 1991; Noce et al., 1992; entre outros).

Quanto às rochas metaultramáficas, particularmente as ocorrências descritas por Seixas (1988) e Seixas e Baars (1991), da região sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, e por Noce et al. (1992) da parte noroeste, sugerem analogias litoestratigráficas com o Grupo Quebra Osso. A maioria das demais ocorrências, particularmente de rochas metabásicas/anfibolitos, devem ser atribuídas ao Grupo Nova Lima.

Quanto aos dados petrográficos e geoquímicos da literatura, observa-se boa correspondência com os resultados deste estudo, com exceção talvez dos dados de Padilha (1984) que assinala a presença de metabasitos magnesianos - "komatiitos basálticos" - na ocorrência do Córrego dos Boiadeiros. Composições deste tipo não foram constatadas entre as rochas analisadas neste trabalho. Os dados geoquímicos da literatura foram incluídas numa análise comparativa tentativa. Esta teve resultados coerentes apenas para os elementos maiores, indicando possíveis problemas analíticos e/ou de alterações das rochas analisadas a nível de tornar as populações consideradas não comparáveis em termos de elementos traços.

EVOLUÇÃO DO "GREENSTONE BELT" RIO DAS VELHAS

Para a formação da bacia vulcano-sedimentar Rio das Velhas admite-se um ambiente inicial de crosta sílica t_{tg} submersa, sujeito a rifteamento e magmatismo komatiítico não influenciado por sedimentação clástica derivada de áreas continentais expostas à erosão (cf. Hargraves, 1976). O magmatismo ultramáfico-extrusivo, subaquático, originou os komatiitos do Grupo Quebra Osso. Para a gênese, erupção e variabilidade composicional dos magmas ultramáficos do Grupo Quebra Osso, consideram-se importantes, de acordo com os dados da literatura, o ambiente geotectônico distensional em crosta sílica e a fusão parcial avançada (> 40-50%) no manto superior profundo (> 200 km), seja em processo único ou em processos subseqüentes, com efeitos de acumulação de fusão, em correntes ascendentes de material ultramáfico quente. Para a variabilidade composicional do vulcanismo ultramáfico, foram importantes processos magmáticos diversos, de fracionamento e diferenciação e/ou misturas de magmas (Green, 1981; Arndt e Nisbet, 1982; Sun, 1984; Bennett et al., 1985; Wilson, 1989; Rivalenti et al., 1990; Blum e Crocket, 1992; entre outros).

Os dados geoquímicos sobre o magmatismo ultramáfico do Grupo Quebra Osso deste estudo são considerados ainda insuficientes para análises petrológicas mais detalhadas, pelas alterações anisoquímicas dos (meta-)komatiitos e também sob aspectos quantitativos (número total das amostras analisadas) e qualitativos (elementos traços analisados, limites de detecção e precisão) dos trabalhos analíticos. Talvez o resultado mais interessante do estudo dos (meta-)komatiitos Quebra Osso resida na química mineral das cromitas acessórias (cristalizadas do liquidus) - ricas em zinco - e em geral similares a cromitas com zinco, que ocorrem como inclusões em diamantes (Meyer e Boyd, 1972; Meyer, 1987).

A bacia vulcano-sedimentar Rio das Velhas, em seguida, evoluiu para o estágio de deposição com vulcanismo intenso subaquático, predominantemente máfico e subordinadamente ultramáfico e intermediário a ácido, e sedimentação vulcanoclástica, clástica e química do Grupo Nova Lima. O vulcanismo máfico predominante teve características gerais toleíticas-oceânicas, apresentando-se bastante variável quanto às proporções de ferro e magnésio e também quanto aos teores de elementos traços. Em termos de possíveis análogos modernos notam-se similaridades com toleitos de bacias retro-arco e MORB. Vulcanismo de basaltos magnesianos arqueanos - komatiitos basálticos, segundo alguns autores - não foi verificado neste estudo, mas consta da literatura (Padilha, 1984), e algumas rochas variolíticas mencionadas por Ladeira (1981), podem ter tido sua origem em processos de imiscibilidades líquidas (Gelinas et al., 1976; Coltorti et al., 1987). O estágio de evolução representado pelo Grupo Nova Lima caracteriza a fase principal de abertura e preenchimento da bacia "greenstone belt", ainda sem indicar a existência de continentes siálicos. Partes importantes/sub-ambientes desta bacia constituíram-se em focos de atividade vulcano-exalativa e hidrotermal, proximal e distal, onde se formaram depósitos importantes de ouro.

Somente a sedimentação ortoquartzítica do Grupo Maquiné, na fase final da evolução "greenstone belt", evidencia a existência e erosão de importantes áreas continentais de rochas sensu lato graníticas vizinhas à bacia "greenstone belt". As características sedimentológicas destes quartzitos, tais como cloritóide entre os silicatos da matriz e a ausência total de feldspatos entre os grãos detríticos da fração areia, indicam condições especiais de intemperismo químico forte e temperaturas ambientais elevadas para o ciclo intempérico e de sedimentação final da evolução "greenstone belt".

Não foram encontradas rochas graníticas intrusivas no "greenstone belt" Rio das Velhas. Os contatos com os domos tfg são tectônicos, milonitizados e, localmente, hidrotermalizados e metassomáticos. Os granitóides Borrachudos, a seguir discutidos, são rochas de zonas de cisalhamento, ricos em álcalis e elementos incompatíveis, e pertencem à fase orogenética do

"greenstone belt".

A evolução "greenstone belt" incluiu ainda magmatismo fissural de lamprófiros máficos-ultramáficos, ultrapotássicos, originalmente interpretados como pertencentes ao estágio inicial de rift, generativo da bacia vulcano-sedimentar, ainda que pelas relações geológicas, não tenham sido encontradas evidências positivas, sustentando tal interpretação. Os dados petroquímicos indicam a natureza orogênica dos magmatitos fissurais. A relação dos metalamprófiros com a seqüência vulcano-sedimentar do "greenstone belt" Rio das Velhas deve ser considerada uma questão ainda aberta.

Evidências petrográficas de um metamorfismo da evolução "greenstone belt" não foram encontradas. As rochas Rio das Velhas indicam apenas uma fase de metamorfismo regional compatível com o evento proterozóico, Minas/Espinhaço.

Os dados radiométricos (por exemplo: Herz, 1970; Thorpe et al., 1984; Machado et al., 1989a) sustentam, de um modo geral, a idade arqueana do "greenstone belt" Rio das Velhas.

GRANITÓIDES BORRACHUDOS

E

MAGMATISMO GRANÍTICO ARQUEANO TARDIO

Prancha Fotográfica 5 - Aspecto microscópico, blastomilonítico-típico dos granitóides Borrachudos. A mesopertita de substituição contém inclusões reliquares de plagioclásio saussuritizado. Este é opticamente e fisicamente contínuo com a fase albita da mesopertita. Exclusivamente a fase de feldspato potássico da mesopertita apresenta milhares de minúsculas inclusões fluidas, identificadas como "pontinhos" pretos na fotomicrografia (cf. Prancha Fotográfica 6) (fotomicrografia, polarizadores obliquamente cruzados, magnificação cerca de 35x).

Prancha Fotográfica 6 - As inclusões fluidas perfazem até 25% em volume da fase de feldspato potássico das mesopertitas de substituição dos granitóides Borrachudos. O tamanho médio das inclusões fluidas situa-se em torno de 6 a 7 micras (fotomicrografia, polarizadores paralelos).

GRANITOIDES BORRACHUDOS E MAGMATISMO GRANITICO ARQUEANO TARDIO

Geologia regional e trabalhos anteriores

Na porção centro-leste da região estudada, a leste do meridiano de $43^{\circ}30'$, ocorrem três corpos de granitóides de expressão geológica regional, que se destacam pelas suas propriedades, entre si muito similares, morfológicas - fotogeológicas - e petrográficas, mas fortemente contrastantes com os demais conjuntos litológicos constituintes do Complexo Regional de Rochas sensu lato Graníticas (Fig. 3). Os corpos de granitóides sobressaem do relevo bastante arrasado deste Complexo, formando altos pronunciados, que retratam as formas lenticulares ou ainda arqueada dos corpos individuais. De acordo com a ocorrência e distribuição regional, foram denominados (para o uso deste trabalho) de corpos de Itabira, São Gonçalo do Rio Abaixo e Belmont, sites, respectivamente, a noroeste e leste das cidades homônimas e na própria área da mina de esmeraldas Belmont - a sudeste de Itabira (Fig. 3).

Sob aspectos petrográficos regionais, trata-se de granitóides (predominantemente) hololeucocráticos, de granulometria grossa, ricos em feldspato potássico, que ocasionalmente apresentam concentrações macroscópicas de fluorita de cor lilás. Os granitóides são tipicamente deformados - metagranitóides -, caracterizados por uma estrutura linear imprimida nas rochas pelo arranjo regular dos minerais máficos concentrados em agregados (de dimensões longitudinal/transversal de 1-3 cm / 2-5 mm). Surpreende a constância regional desta lineação, de direção sempre E-W, com caimentos de ângulos variáveis ($15-40^{\circ}$) para E, nos corpos de Itabira e São Gonçalo do Rio Abaixo, e W, no corpo Belmont, independentemente da forma externa (lenticular ou arqueada) e da direção regional dos corpos considerados. Diferente é o caso da foliação principal, que, em amostras

de mão, apresenta-se irregular e nem sempre bem caracterizada e regionalmente, segue as formas externas dos corpos. Os caimentos, também com ângulos médios, são para direções gerais leste (SE, E, NE) nos corpos de Itabira e São Gonçalo do Rio Abaixo, e NW no corpo Belmont.

Sobre estes (meta-)granitóides, para os quais, na região de Itabira, Dorr e Barbosa (1963) introduziram o nome de Granito Borrachudos, existem na literatura as mais diferentes e antagônicas opiniões, ainda que o número de trabalhos mais específicos seja bastante pequeno.

Harder e Chamberlin (1915, pág. 349) mencionaram estes granitóides pela primeira vez (de acordo com a pesquisa bibliográfica deste trabalho) e interpretaram-nos como granitos intrusivos ígneos. Freyberg (1932, págs. 236-7, Fig. 38) reconheceu e mapeou partes do corpo de São Gonçalo do Rio Abaixo e denominou as rochas de "Granitgneis", e Schneiderhöhn, P. (1936, pág. 165, amostra nº 19) publicou a primeira descrição microscópica-petrográfica, de uma amostra da coleção de Freyberg, constatando que os granitóides seriam rochas metamórficas e cataclásticas.

Dorr e Barbosa (1963) identificaram e mapearam partes do corpo granitóide de Itabira, denominaram o litotipo de Granito Borrachudos e interpretaram-no (op. cit., pág. C45) como "...a late stage, potassic igneous granite..." no sentido de Read (1955). No conceito de Dorr (1969) sobre a evolução crustal do Quadrilátero Ferrífero e arredores, os Granitos Borrachudos seriam as mais jovens rochas intrusivas, pós-metamórficas, precambrianas da região.

No mapeamento da região de Barão de Cocais, que abrange partes do corpo de São Gonçalo do Rio Abaixo, os granitóides foram considerados, em conformidade com Dorr e Barbosa (op. cit.), como intrusivas pós-tectônicas, mais jovens que os metassedimentos precambrianos do Supergrupo Minas (Simmons, 1968b).

Ainda sob aspectos regionais, ha de se mencionar o trabalho de Reeves (1966) no Distrito de João Monlevade, que na parte norte daquela região encontrou as continuções meridionais do corpo de granitóides da mina Belmont (Fig. 3). Reeves (op. cit.) constatou contatos gradacionais dos granitóides com paragnaisses, que atribuiu ao Grupo Piracicaba do Supergrupo Minas, e considerou os granitóides Borrachudos como rochas sinmetamórficas-metassomáticas de alto grau de metamorfismo regional.

Detalhamentos petrogenéticos destas rochas foram efetuados inicialmente por Herz (1970), em estudos comparativos de duas ocorrências localizadas respectivamente nos corpos de Itabira e de São Gonçalo do Rio Abaixo e, mais recentemente, por Chemale Jr. (1987), que reestudou partes do corpo de granitóides Borrachudos de Itabira. Com base em trabalhos petrográficos e principalmente geoquímicos, além de primeiras datações radiométricas, Herz (op. cit.) concluiu tratar-se, para os corpos de Itabira e de São Gonçalo do Rio Abaixo, de rochas ígneas co-magmáticas, de composições graníticas a adamellíticas, intrusivas pós-tectônicas em relação ao Supergrupo Minas. Quanto às condições magmáticas de cristalização, suas inferências são menos claras e, em partes, contraditórias. Por um lado, menciona temperaturas elevadas de granitos hiper-solvus, com base na natureza mesopertítica e na composição de elementos maiores dos feldspatos alcalinos predominantes, e por outro lado, com base na composição de elementos menores (dos mesmos feldspatos) cristalização a temperaturas baixas, sob condições P-T pegmatíticas a pneumatolíticas. Apoiado em dados de campo, petrográficos e também geoquímicos, incluindo análises de elementos terras raras, Chemale Jr. (op. cit.) frisou a natureza metamórfica, deformada dos granitóides, que denominou de Gnaisse Borrachudo, e identificou-os, diferentemente de Herz (1970), como sendo de composição peralcalina. Geneticamente, considerou-os como

granitos intrusivos, arqueanos, do complexo regional de gnaisses arqueanos, afetados pela orogênese Minas.

Estudos mais recentes nos corpos de granitóides da região da mina de esmeraldas Belmont (Souza, 1988) e de São Gonçalo do Rio Abaixo (Kanig, 1985, cit. in Friedrich et al. 1987) tiveram finalidades específicas visando, respectivamente, a gênese da jazida de minerais gemas e os processos de intemperismo laterítico recentes - subrecentes, mas também contribuíram para o mapeamento e a petrografia regional a nível de semidetalhe (Souza, op. cit.), bem como a petrografia, mineralogia e geoquímica local (Kanig, 1985, cit. in Friedrich et al., op. cit.).

Os trabalhos do signatário sobre os granitóides Borrachudos iniciaram-se com os mapeamentos para o doutoramento (Schorscher, 1973a; 1975a), e apontaram para a importância dos corpos de granitóides na evolução geotectônica e petrogenética crustal regional e como um tipo singular de granitogênese metassomática potássica e rica em elementos incompatíveis (incluindo os elementos terras raras). Desde então, os estudos dos granitóides Borrachudos vêm sendo continuamente desenvolvidos, com levantamentos de campo efetuados em parte em conjunto com pós-graduandos orientados em dissertações de mestrado, e com trabalhos laboratoriais, sobretudo petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos, considerando também a relação (genética) dos granitóides Borrachudos com a província de minerais gemas de berílio - esmeraldas, águas-marinhas e alexandritas - compreendida entre Itabira, Nova Era e Hematita (Fig. 3) (Schorscher e Müller, 1977; Müller e Schorscher, 1977; Schorscher e Leterrier, 1980; Sichel, 1983; Schorscher, 1985; Alves e Schorscher, 1986; Alves, 1986; Schorscher, 1988; Schorscher et al., 1988; Schorscher, 1991; Guimarães e Schorscher, 1991; 1992; Guimarães, 1992; entre outros).

A partir destes estudos, os granitóides Borrachudos são caracterizados no quadro geológico-estrutural e da evolução crustal regional como granitóides sintectônicos, de

zonas de cisalhamento regionais de idade arqueana, pertencentes a estágios finais - sinorogénéticos - da evolução do "greenstone belt" Rio das Velhas. Durante a evolução proterozóica, os corpos de granitóides Borrachudos influenciaram tanto na sedimentação como na tectogênese dos supergrupos Minas e Espinhaço, como altos estruturais e contrafortes, e as zonas de cisalhamento arqueanas foram reativadas em falhas inversas e rampas oblíquas (corpos de Itabira e São Gonçalo do Rio Abaixo), ou ainda em falhas inversas antitéticas (corpo Belmont). Sob aspectos metalogenéticos, os granitóides Borrachudos exercem controle tectono-metamórfico, metassomático e geoquímico sobre as jazidas de esmeraldas da mina Belmont e dos garimpos Capoeirana.

Os escassos dados geocronológicos a presente disponíveis sobre os granitóides Borrachudos ainda não sustentam a idade arqueana geologicamente deduzida, mas tampouco delineiam de maneira coerente uma idade alternativa (Herz, 1970; Teixeira, 1982). Os números variam do Proterozóico Médio ao Superior e, possivelmente, podem ser interpretados em termos de idades mínimas.

Entre as manifestações magmáticas sensu lato graníticas consideradas tardi-arqueanas, citam-se ainda um corpo de aplito e um de tonalito, ambos intrusivos no corpo de granitóides Borrachudos de Itabira. São ocorrências de afloramentos precários que apenas permitiram estimar formas ovaladas de extensões máximas inferiores a 100 m. A ocorrência de aplito situa-se na parte NNW no interior do corpo de Itabira, a cerca de 12 km (linha aérea) da cidade, e constitui-se numa rocha fanerítica muito fina, de cor surpreendentemente escura para um aplito granítico, praticamente preta, devido à disseminação fina de magnetita. Os contatos com os granitóides Borrachudos não estão expostos e também não foram encontrados xenólitos e/ou enclaves no aplito.

O tonalito ocorre no Distrito Ferrífero de Itabira, tendo alguns afloramentos (artificiais) bons na área de mineração de ferro denominada Periquito (Fig. 3, área 3; Fig. 25). O corpo foi encontrado mais recentemente em trabalhos de escavação efetuadas pela Companhia Vale do Rio Doce e ainda não foi mapeado em maiores detalhes. Os contatos do tonalito com a formação ferrífera Cauê (Tabela 3) são tectônicos e metassomáticos por falha inversa (que jogou os metassedimentos sobre o tonalito) e desconhecidos com as rochas encaixantes regionais. Evidências indiretas são fornecidas pelos abundantes xenólitos: foram encontrados predominantemente migmatitos, gnaisses e granitóides homogêneos da associação ttg e, subordinadamente, granitóides Borrachudos típicos. O tonalito varia quanto à sua composição e estrutura, de leucocrático a mesocrático, e de homogêneo a mosqueado, por concentração de minerais máficos em agregados milimétricos arredondados; nas zonas de contato com a formação ferrífera Cauê (que alcançam algumas dezenas de metros de largura) é fortemente milonitizado e evidencia estiramento linear extremo, tanto dos mosqueamentos de minerais máficos como dos enclaves xenolíticos.

Petrografia geral e metamorfismo regional

Os corpos de granitóides Borrachudos, como as demais rochas arqueanas, foram sujeitos aos episódios proterozóicos de metamorfismo regional dinamo-termal, que afetaram de maneira generalizada toda a borda leste-sudeste do Cráton do São Francisco. De acordo com a progressão regional do evento metamórfico principal, distinguem-se na área estudada granitóides Borrachudos situados nas zonas da facies dos xistos verdes e anfibolito (fig. 3).

E na zona de facies dos xistos verdes que os granitóides Borrachudos melhor conservaram suas características petrográficas-paragenéticas originais

arqueanas. Encontram-se nestas condições o corpo de São Gonçalo do Rio Abaixo e as partes ocidentais, respectivamente, principais e subordinadas dos corpos de Itabira e Belmont. Estes dois corpos proporcionam ainda a possibilidade de estudar de maneira complementar e comparativa a transição gradual contínua, textural e paragenética, nos granitóides, a partir da facies dos xistos verdes inferior a média, nas partes mais ocidentais do corpo de Itabira, a anfibolito média, nas suas extremidades nordeste, e no corpo Belmont, a transição da facies dos xistos verdes superior a anfibolito superior, no sentido direcional geral para E-SE (Fig. 3).

Os corpos de granitóides Borrachudos são regionalmente encaixados por milonito-gnaisses retrometamórficos - rochas ttg - do Complexo de Rochas sensu lato Graníticas, milonito-xistos máficos (do Grupo Nova Lima), quartzo-muscovita e/ou muscovita-quartzo milonito-xistos (sem posição estratigráfica definida) na facies dos xistos verdes, e, quando em facies anfibolito, por seqüências de rochas supracrustais gnaissificadas (correlacionadas ao Grupo Nova Lima) e por granitóides sintectônicos proterozóicos. Sob aspectos petrogenéticos, é importante mencionar que os contatos com as rochas encaixantes são sempre gradacionais, por blastese de feldspatos alcalinos em zonas métricas a decamétricas, e isentos de metamorfismo termal. Nos granitóides Borrachudos não foram encontrados xenólitos, mas com bastante freqüência, inclusões de todas as rochas encaixantes, formando corpos planares a lenticulares de dimensões variáveis, desde decimétricas a mapeáveis em escalas de semidetalhe (Schorscher, 1973a; 1975a; Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992), paralelos à foliação regional dos granitóides. As rochas das inclusões também apresentam contatos gradativos - por blastese de feldspato alcalino - com os granitóides Borrachudos.

Sobre as paragêneses minerais e às composições modais fundamentais dos granitóides Borrachudos na facies dos xistos verdes, existe em geral consenso entre os diversos autores, visto também que as paragêneses são, de um modo geral, bastante simples, e a variabilidade, restrita (por exemplo: Herz, 1970; Schorscher, 1975a; 1985; Müller e Schorscher, 1977; Chemale Jr., 1987; Guimarães, 1992). Os tipos regionais principais têm composição (média) com feldspatos alcalinos pertíticos - predominantemente mesopertita - e quartzo, perfazendo, respectivamente, 55% e 32% do volume das rochas. Seguem-se biotita (+/- clorita reliquiar) 6%; plagioclásio saussuritizado (reliquiar) 2%; epidoto-clinozoisita-alanita/ortita 1,5%; fluorita 1,5%; zircão, leucóxênio/titanita e minerais opacos 0,5% cada, além de outros minerais menores e traços, entre estes, carbonato, mica branca-muscovítica, apatita e, esporadicamente, granada e anfibólio, totalizando 0,5% (todos os valores em % de volume).

Variedades locais de composições mais raras foram pouco consideradas na literatura. Incluem-se entre estas granitóides Borrachudos, respectivamente, mais máficos, ricos em feldspatos alcalinos, em quartzo, ou ainda em muscovita. Nos granitóides mais máficos aumentam principalmente os teores de biotita - até 10%; clinozoisita-epidoto-alanita - até 3,5%; e de minerais opacos - até 1,5%, com a diminuição proporcional dos teores de feldspato alcalino e quartzo.

Os granitóides respectivamente ricos em feldspatos alcalinos (até $\geq 80\%$ de vol.) e quartzo (até $\geq 45\%$ de vol.), são em geral hololeucocráticos. Os granitóides ricos em muscovita (até $\geq 20\%$ de vol.), são em geral também ricos em quartzo e pobres ou isentos de biotita, clinozoisita e plagioclásio (saussuritizado). O feldspato alcalino destes granitóides é não-pertítico; uma paramorfose (microscopicamente) homogênea de ortoclásio para microclínio (sem geminação "tartan").

Os granitóides Borrachudos ricos em muscovita e quartzo representam litotipos transicionais (tanto textural como mineralogicamente) entre os quartzo-muscovita a muscovita-quartzo milonito-xistos (das inclusões e encaixantes) e os granitóides Borrachudos típicos, principalmente por feldspatização potássica progressiva. Transições análogas ocorrem entre os milonito-gnaisses ttg (encaixantes e das inclusões) e os granitóides Borrachudos. De milonito-gnaisses mais máficos e/ou de milonito-xistos máficos (do Grupo Nova Lima) podem ter-se originado as variedades de granitóides Borrachudos mais máficos.

Do estudo petrográfico das inclusões de rochas miloníticas e suas relações com os granitóides Borrachudos tornou-se evidente que ficaram preservados como inclusões (com composição mineralógica original) apenas os litotipos regionais mais impermeáveis à infiltração de fluidos metassomáticos e refratários (mineralogicamente e quimicamente) à feldspatização potássica. Incluem-se entre estes sobretudo rochas ricas em filossilicatos, em quartzo, e pobres ou isentas de plagioclásios (saussuritizados) (Schorscher, 1975a; 1985; Schorscher e Müller, 1977; Müller e Schorscher, 1977; Schorscher e Leterrier, 1980).

Com a progressão metamórfica regional proterozóica, notam-se modificações estruturais e mineralógicas-paragenéticas sistemáticas nos granitóides Borrachudos. Na facies xisto verde, a estrutura predominante é de rochas maciças de granulação grossa por porfiroblastos orientados/sub-orientados de feldspato alcalino, sendo o elemento estrutural principal a lineação dos agregados máficos. A foliação é irregular em amostras de mão, restrita a certa estrutura de fluxo, dada por níveis finos de sub-grãos, que se amoldam aos feldspatos alcalinos. Com a progressão metamórfica e deformacional regional, os porfiroblastos de feldspato alcalino sofrem recristalização e achatamento nos planos da foliação. O mesmo acontece com os agregados lineares de minerais máficos até a

predominância do elemento planar, secundário, proterozóico, sobre o elemento linear - original, arqueano.

As variações paragenéticas metamórficas regionais (proterozóicas) progressivas mais importantes, ocorrem na transição da facies dos xistos verdes para anfibolito, e incluem a recristalização metamórfica das pertitas para microclínio e albita, e a reação simultânea da albita com clinozoisita e quartzo para plagioclásio-oligoclásio. Nos agregados de minerais máficos, aparece a hornblenda pouco comum fluotaramita (da série arfvedsonita) através de uma reação mais complexa, envolvendo a substituição parcial da biotita, clinozoisita-epídoto e quartzo, principalmente, e originando, além da fluotaramita, feldspato potássico (microclínio) e titanita. Nos granitóides Borrachudos em facies anfibolito, a granada torna-se regularmente presente em quantidades de mineral traço ($\leq 1\%$ de vol.).

Os processos metamórficos e deformacionais em facies anfibolito causaram, por exemplo, a transição gradacional dos granitóides do corpo Belmont para os granitóides sintectônicos proterozóicos em direção E e SE (Reeves, 1966, Schorscher, 1975a).

Sobre as demais rochas intrusivas sensu lato graníticas tardi-arqueanas existem poucos dados na literatura. Este autor encontrou e descreveu o aplito granítico que intrude o corpo de granitóides Borrachudos de Itabira, numa ocorrência restrita e localizada a cerca de 12 km (linha aérea) a NNW da cidade (Schorscher, 1975a; afloramento nº 1.269). Trata-se de uma rocha muito fina, de granulação média $\leq 0,5$ mm, de cor (macroscopicamente) escura, composta (em % de volume) de feldspato alcalino pertítico (60%), quartzo (15%), magnetita (12%), aegirina-augita (6%), plagioclásio albitico (4%), granada de cor amarela (2%), zircônio (0,5%), biotita, titanita e apatita (todos em teores traços, somando até 0,5%). Diferentemente dos granitóides, o aplito não é deformado, indicando

origem/intrusão pós-tectônica em relação à formação sin-milonítica dos granitóides Borrachudos que intrude.

O aplito é uma rocha granítica alcalina, mas apresenta características paragenéticas e geoquímicas que a relacionam com os processos que deram origem aos granitóides Borrachudos (Schorscher, 1975a; Müller e Schorscher, 1977). Portanto, foi incluída, preliminarmente, entre os processos de magmatismo granítico tardi-arqueanos. O aplito é portador de mineralizações de esfalerita e galena, em microfissuras tardias. Mineralizações similares ocorrem nos próprios granitóides Borrachudos.

A ocorrência de tonalito intrusivo com xenólitos de granitóides Borrachudos, da área denominada Periquito, no Distrito Ferrífero de Itabira, foi apenas incipientemente estudada. Petrograficamente, trata-se de uma rocha retrometamórfica, tectonizada - foliada a ultramilonitizada - composta (em % de volume visualmente estimados) de plagioclásio saussuritizado e/ou recristalizado (38-45%), quartzo (35-40%), biotita ($\pm$ clorita)(15-25%), clinozoisita-epídoto (3-5%), titanita, minerais opacos, zircão, apatita (em teores traços, somando até 2%). O tonalito intrusivo com xenólitos de granitóides Borrachudos, de Itabira, mostra relações metamórficas e estruturais com as rochas do Supergrupo Minas, idênticas às demais rochas do complexo regional de rochas ttg arqueanas. Apenas a ocorrência de xenólitos de granitóides Borrachudos permite sua separação do conjunto das rochas arqueanas mais antigas da região.

Mineralogia e Química Mineral

Este item destina-se à apresentação e discussão de dados complementares mineralógicos e de química mineral de fases minerais selecionadas dos granitóides Borrachudos em facies dos xistos verdes, considerados importantes para a gênese dos granitóides. Adicionalmente, serão incluídas

informações sobre as variações metamórficas-regionais proterozóicas. Ênfase será dada aos feldspatos alcalinos.

* Feldspatos alcalinos

Os estudos microscópicos-petrográficos mostraram que os feldspatos alcalinos são os constituintes principais e característicos dos granitóides Borrachudos, onde ocorrem associados sob diversas formas e fases minerais. Na facies dos xistos verdes predominam em todos os granitóides Borrachudos, com exceção do tipo rico em muscovita, os feldspatos alcalinos pertíticos, formando porfiroblastos poiquiloblásticos e porfiroclásticos, com composições de mesopertitas inhomogêneas; ocorrem também pertitas e antipertitas. Albita-xadrez forma às vezes a fase hospedeira em antipertitas (ou em porções antipertíticas das mesopertitas). Microclínio e albita não-pertíticos em intercrescimento de grãos poligonais finos formaram-se pela recristalização metamórfica incipiente ao longo das bordas e em sombras de pressão dos feldspatos alcalinos pertíticos.

Os feldspatos alcalinos pertíticos porfiroblásticos são tipicamente pertitas de substituição/metassomáticos, invariavelmente contendo inclusões de minerais reliquias e neoformados. Entre os minerais reliquias predominam plagioclásios saussuritizados, incompletamente substituídos (Prancha Fotográfica 5), mas ocorrem também biotitas retrometamórficas, cloritizadas com minerais opacos e titaníferos (leucóxênio, rutilo) associados, quartzo e minerais de saussuritização (clinozoisita-epídoto, sericita) isolados, que restaram após a substituição/reconstituição integral do plagioclásio saussuritizado original nas pertitas. Todos estes minerais reliquias evidenciam indícios de dissolução/substituição. Entre as inclusões minerais neoformadas predominam fluorita e carbonato, mas ocorrem também zircão e biotita de neoformação.

Para o processo de formação das pertitas de substituição, é importante notar que o substrato albitico dos plagioclásios saussuritizados reliquiais é (sempre) fisicamente (sem bordas de grãos) e opticamente contínuo com a fase albita das pertitas de substituição (Prancha Fotográfica 5), mesmo quando esta se apresenta parcial ou totalmente como albita-xadrez e, ainda, que os minerais reliquiais de granulação fina, principalmente os minerais de saussuritização, apresentam padrões regulares de distribuição. São sempre de tamanhos menores e menos freqüentes na fase potássica do que na fase albita das pertitas, e em ambas, menores e menos abundantes do que nas inclusões reliquiais de plagioclásios saussuritizados, incompletamente substituídos (Prancha Fotográfica 5), indicando dissolução seletiva, preferencial na fase potássica.

Outra característica fundamental das pertitas de substituição importante para a gênese dos granitóides Borrachudos é a abundância em inclusões fluidas, que ocorrem exclusivamente na fase potássica, onde perfazem 10 a 25% de volume (Prancha Fotográfica 6), indicando a importância da fase fluida na constituição destas rochas.

As inclusões fluidas ocorrem na forma de cristais negativos, prismáticos, orientados, finos - com dimensões de maior freqüência na faixa de 4-10 micra. As inclusões são polifásicas, compostas de fase gasosa, duas fases líquidas - predominantemente solução hidrotermal e pouco CO₂ líquido, e contêm ainda sólidos cristalinos, entre estes, regularmente cristais cúbicos isotrópicos (?NaCl) e, freqüentemente, cristais menores bi-refringentes (?carbonatos). Textural e composicionalmente, as inclusões fluidas representam uma geração única, primária em relação à formação da fase potássica e, em geral, das pertitas de substituição.

Os feldspatos alcalinos predominantes dos granitóides Borrachudos ricos em muscovita (um dos tipos locais mais raros) são, diferentemente de todos os demais tipos de

granitóides Borrachudos, feldspatos alcalinos não pertíticos - microscopicamente homogêneos - e não geminados.

De acordo com estudos mineralógicos, óticos e de difração de raios-x, trata-se de feldspatos potássicos essencialmente puros e estruturalmente, de paramorfoses intermediárias entre ortoclásio e microclínio. No demais, estes feldspatos apresentam todas as características fundamentais já descritas das pertitas. São também feldspatos de substituição/metassomáticos, porfiroblastos poiquiloblásticos e porfiroclásticos, portadores de inclusões de minerais reliquiares incompletamente substituídos - que, neste caso, são sobretudo quartzo e muscovita -, de minerais neoformados - estes são os mesmos das pertitas: fluorita e carbonato - e são também extremamente ricos em inclusões fluidas. As inclusões fluidas são microscopicamente idênticas às inclusões das fases potássicas das pertitas, e ocorrem homogeneamente distribuídas nas partes internas dos porfiroblastos de feldspato alcalino, exceto onde estes se apresentam clivados, ou ainda nas suas partes periféricas, afetadas por recristalização incipiente.

Nas regiões de baixo grau (facies xistos verdes) (Fig. 3), os efeitos do metamorfismo regional dinamo-termal progressivo principal (proterozóico) não conseguiram extinguir as características genéticas primárias (arqueanas) dos feldspatos metassomáticos, tais como mais espetacularmente evidenciadas pelas inclusões fluidas (Prancha Fotográfica 6). Os efeitos do metamorfismo proterozóico sobre os feldspatos alcalinos porfiroblásticos nestas ocorrências são, em geral, limitados à eliminação inicial das inclusões fluidas de uma margem fina periférica ou ainda ao longo de áreas de clivagens e fraturas internas, e à recristalização externa incipiente para microclínios e albitas límpidas em grãos poligonais finos. Eliminação das inclusões fluidas e recristalização poligonal mais avançada podem ocorrer em zonas de cisalhamento proterozóicas.

Com a progressão metamórfica para as facies xisto verde superior e anfibolito, acentuam-se as alterações das características primárias dos porfiroblastos de feldspatos alcalinos metassomáticos até a extinção total. A eliminação das inclusões fluidas é progressiva e praticamente total, na facies anfibolito inferior. Com a eliminação das inclusões fluidas, acentua-se também a recristalização poligonal externa e a microclinização interna da fase potássica dos porfiroblastos, conforme indica o aparecimento da geminação ("tartan") típica do microclínio.

A partir das facies anfibolito inferior e médio, torna-se total a recristalização dos porfiroblastos de feldspato alcalino originais. Nos recristalizados, inicia-se simultaneamente a cristalização metamórfica acretiva, originando microclínios neoformados e, pela reação das albitas (de recristalização) com clinozoisita-epídoto e quartzo, de plagioclásio-oligoclásio, ambos com texturas de crescimento sintectônicas, orientados na foliação metamórfica principal.

Em estudos de difração de raios-x de abrangência regional, tentou-se verificar o estado estrutural pela triclinicidade dos feldspatos alcalinos metassomáticos dos granitóides Borrachudos e sua variação no contexto do metamorfismo proterozóico progressivo. Estes estudos foram efetuados em separados de minerais puros obtidos por separação granulométrica, magnética e flotação, com Si como padrão interno. O prosseguimento analítico seguiu as bases estabelecidas por Goldsmith e Laves (1954, 1961), Orville (1967) e Wright e Stewart (1968). Os resultados não foram tão claros quanto esperado, pela presença, em todas as amostras, de (pelo menos) duas gerações distintas de feldspatos alcalinos (potássicos), representados pelos tipos metassomáticos originais e seus produtos de recristalização metamórfica (microclínios). Ainda assim, foi possível verificar que os feldspatos potássicos metassomáticos

(pertíticos ou não-pertíticos) das ocorrências de granitóides Borrachudos situados nas partes inferiores da facies dos xistos verdes, em geral também apresentam as menores triclinicidades, com valores de 0,8 - 0,9; com a progressão metamórfica a partir da facies xisto verde superior, passam a predominar os microclínios com triclinicidade máxima (Schorscher, 1985).

Os estudos microtermométricos das inclusões fluidas encontram-se ainda em estado preliminar por séries de dificuldades técnicas e analíticas, a começar pela preparação, face à necessidade de se trabalhar em seções bipoladas ultra-finas (atualmente, obtidas somente no exterior), devido à abundância e à pequena dimensão das inclusões. Em lâminas de espessuras normais (na faixa de 50-80 micras), ocorrem até 10 inclusões sobrepostas em diferentes planos, o que impossibilita o estudo. Mostrou-se ainda imprescindível fazer os tratamentos de baixas e altas temperaturas para a mesma amostra em preparações separadas (efeito da clivagem dos feldspatos), além de sempre ocorrer (em temperaturas elevadas) a superposição das temperaturas de homogeneização e de decrepitação, numa faixa bastante estreita de $\leq 15^\circ \text{C}$.

Os resultados microtermométricos obtidos em mesopertitas de granitóides Borrachudos da facies dos xistos verdes (cerca de 80 medições individuais diferentes, em cerca de 20 amostras) são os seguintes:

- Os volumes totais representados conjuntamente pela fase gasosa e de CO_2 liq. nas inclusões (a 0°C) são bastante constantes, perfazendo de 8 a 10%, conforme a estimativa visual. Os teores de CO_2 são sempre muito pequenos, conforme mostram ambos, o menisco muito fino de CO_2 liq., quando vistas as inclusões em lâminas, e o efeito de formação de bolhas de CO_2 apenas muito fraco nos testes de platina de esmagamento (com glicerina).

- As poucas medições de fusão do CO₂ obtidas variam na faixa de $-56,6 \pm 0,3^{\circ}\text{C}$.

- As temperaturas de fusão da solução hidrotermal situam-se em duas faixas distintas (para amostras de ocorrências diferentes), variando respectivamente, uma de $-14,7$ a $-14,1^{\circ}\text{C}$, e a outra de $-9,4$ a $-6,4^{\circ}\text{C}$.

- Apenas em 7 inclusões foi observada a formação de hidratos de CO₂ e foram obtidas medidas das temperaturas de fusão. Estas situaram-se entre $1,1$ e $5,2^{\circ}\text{C}$, na maioria dos casos entre 1 e 2°C .

- A homogeneização das fases de CO₂ ocorre em fase gasosa, respectivamente crítica, mas é de difícil medição pelo teor pequeno de CO₂ líq.; estimativas consideradas bastante confiáveis resultaram na temperatura média de $31,2 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$.

- As temperaturas de homogeneização das fases hidrotermal e gasosa mostram sobreposição total com as temperaturas de decrepitação das inclusões. A variação entre as amostras estudadas abrange a faixa de temperaturas de 210 a 250°C . Nas amostras individuais, a faixa de variação é muito menor: a homogeneização e/ou decrepitação da primeira à última inclusão ocorrem sempre num intervalo de temperaturas de $\leq 15^{\circ}\text{C}$. Quando foi passível de observação, a homogeneização ocorreu em fase crítica.

Em estudos de química mineral, os feldspatos alcalinos pertíticos de granitóides em facies xistos verdes foram analisados com a microsonda eletrônica. Os resultados estão representados no triângulo Or-Ab-An em comparação com os dados dos feldspatos das rochas sensu lato graníticas - ttg (Fig. 4). As fases de albita são essencialmente puras ($\text{Ab} \geq 97\%$ de moles); as fases potássicas mostraram-se mais variáveis, desde puras ($\text{Ab} \leq 5\%$, $\text{An} \leq 0.5\%$ de moles) até $\text{Ab} \leq 9\%$ de moles e $\text{An} \leq 3\%$ de moles. A variabilidade e sobretudo os teores esporádicos bastante elevados de Ab e An nas fases potássicas das

pertitas são considerados artefatos analíticos, causados pela salinidade das inclusões fluidas ou ainda por inclusões subsuperficiais de carbonatos e/ou fluorita em alguns dos pontos analíticos. Isto parece confirmado pelas composições sempre muito puras de ambas as fases nas partes periféricas das pertitas isentas de inclusões (fluidas e sólidas).

Quanto às composições dos feldspatos pertíticos, falta acrescentar que inclusive os substratos albiticos dos feldspatos reliquiais são albitas puras ($Ab \geq 97\%$ de moles), e que todos os feldspatos analisados dos granitóides Borrachudos mostraram-se isentos de teores de Fe e/ou Mg (Fe_2O_3 e/ou $MgO < 0,1\%$ de peso).

Dados adicionais de química mineral dos feldspatos alcalinos dos granitóides Borrachudos em facies dos xistos verdes foram publicados por Herz e Dutra (1966), Herz (1970) e Chemale Jr. (1987). Os dados de microsonda eletrônica de Chemale Jr. (op. cit.) de granitóides do corpo de Itabira confirmam integralmente os resultados deste trabalho. As análises espectroquímicas de Herz e Dutra (1966) e discutidas em Herz (1970), foram efetuadas em separações de minerais de amostras do corpo de São Gonçalo do Rio Abaixo (por Herz, 1970, denominado de granito Borrachudos da Represa Petí). Estas análises representam composições globais das pertitas e resultaram, em termos das moléculas principais, em $Or_{55.0}Ab_{34.7}An_{0.3}$, confirmando a natureza mesopertítica dos feldspatos alcalinos estudados, e mostraram ainda, teores elevados de Rb: 720 ppm, e Li: 13 ppm, e baixos de Ba: 90 ppm e Sr: 30 ppm.

Para a gênese dos feldspatos alcalinos porfiroblásticos (pertíticos e não-pertíticos) como em geral dos granitóides Borrachudos, é importante ressaltar que estes são, sem dúvida, os minerais essenciais e característicos do litotipo, e perfazem, na média, mais de 50% do volume das rochas. Nas ocorrências em facies xisto verde, estes feldspatos alcalinos são claramente

caracterizados tanto pelas inclusões fluidas extremamente abundantes, em excesso aos teores de voláteis possíveis em magmas graníticos em condições crustais rasas, como pelas formas de crescimento em relação aos minerais reliquias e às texturas das rochas pré-existentes (milonito-gnaisses e milonito-xistos), como feldspatos alcalinos de substituição, metassomáticos, de baixa temperatura, formados pela interação de sólidos pré-existentes com fluidos infiltrados em zonas de cisalhamento ativas.

No caso de rochas pré-existentes sódicas (a exemplo dos milonito-gnaisses ttg), contendo em abundância plagioclásios saussuritizados, a reação com os fluidos potássicos infiltrados levou à formação de pertitas de substituição, principalmente às custas do plagioclásio saussuritizado, pela troca catiônica parcial do Na (do substrato de albita das saussuritas) pelo K do fluido infiltrado (que foi ainda portador de F e CO₂). Neste caso, a reação foi mais completa também pelos álcalis contrastantes e o gradiente de álcalis entre o fluido e os sólidos, dando origem aos granitóides Borrachudos típicos e regionais predominantes. Feldspatos alcalinos similares, pertíticos, desordenados, com defeitos estruturais e também com inúmeras inclusões fluidas, foram obtidos por O'Neil e Taylor (1967) em trabalho experimental de troca catiônica (e de isótopos de oxigênio), reagindo albita natural pura não pertítica (albita Amelia) com soluções aquosas com KCl (3m).

No caso dos muscovita-quartzo e quartzo-muscovita milonita-xistos, a falta de Na no sistema fluido-sólido levou à formação de feldspatos potássicos essencialmente puros e homogêneos (não-pertíticos) como feldspatos de substituição metassomática. Por outro lado, o ion alcalino principal comum (K) nos sólidos pré-existentes e no fluido infiltrado, aliado à não-isomorfia das fases minerais envolvidas (muscovita, quartzo e feldspato potássico) nas reações fluido-sólido, inibiram parcialmente a reação de feldspatização potássica. Nestes casos, resultaram os

granitóides Borrachudos locais, subordinados, ricos em muscovita e quartzo, que em geral caracterizam tipos transicionais sem alcançar composição (mineralógica e química) de granitóides Borrachudos típicos.

Para as ocorrências de granitóides Borrachudos nas partes principais dos corpos de Itabira e São Gonçalo do Rio Abaixo, de metamorfismo regional proterozóico na facies dos xistos verdes média, passando a superior (Fig. 3), são deduzidas para a formação (arqueanos) dos feldspatos alcalinos metassomáticos e, portanto, dos granitóides Borrachudos, temperaturas em torno de 400° C e condições de pressão de $P_{r1} < P_{s01}$ correspondentes a um sistema semi-aberto de zona de cisalhamento ativa, infiltrada por fluidos hidrotermais. Estimam-se valores de $P_{r1} = 2,0-3,5$ kb e $P_{s01} = 4-6$ kb, considerados correspondentes ao nível crustal de 15 a 25 km e ao modelo proposto. Estas estimativas baseiam-se tanto nas paragêneses dos minerais reliquiais (incluídos nos feldspatos alcalinos metassomáticos), como nos dados de microtermometria das inclusões fluidas (ainda que preliminares), e na composição dos feldspatos co-existentes nas pertitas, avaliada nos geotermômetros de dois feldspatos (por exemplo, Stormer e Whitney, 1977).

* Biotitas

As biotitas são os principais minerais máficos dos granitóides Borrachudos, onde perfazem de $\leq 5\%$ a $\geq 10\%$ de volume das rochas. Nos granitóides da facies dos xistos verdes de metamorfismo regional proterozóico (Fig. 3) ocorrem até três gerações distintas de biotitas. Duas gerações são quantitativamente subordinadas; a terceira, predominante, reúne as principais biotitas dos granitóides Borrachudos.

As biotitas da geração principal (representam $\geq 90\%$ do mineral) são fortemente pleocroíticas, de cores verdes

(verde-oliva a verde escuro/preto), indicativas de teores elevados de Fe no mineral. Texturalmente, estão concentradas, como mineral principal, nos agregados lineares de minerais máficos, apresentando-se poiquilíticas, de crescimento tardi a pós-tectônico, sem mostrar evidências de instabilidade (alterações retrometamórficas).

As duas gerações de biotitas que ocorrem em quantidades subordinadas são diferentes entre si (e também das biotitas principais). Uma é constituída de biotitas relativamente grossas, deformadas e retrometamórficas, apresentando freqüentemente exsoluções (aciculares) de rutilo. Quando menos retrometamórficas, em partes centrais dos indivíduos isentas ou pobres em exsoluções de rutilo, apresentam cores de pleocroísmo marrom-amareladas claras a marrom-avermelhadas, sugestivas de composições mais magnesianas (e titaníferas) totalmente diferentes das biotitas principais. Estas biotitas são bastante similares às biotitas menos retrometamórficas das rochas sensu lato graníticas da associação ttg. Nos granitóides Borrachudos, ocorrem ou no substrato fino com estrutura de fluxo, ou nos agregados lineares de minerais máficos, ou ainda (parcialmente) incluídas nos porfiroblastos de feldspato alcalino. Tanto nos agregados máficos como nas inclusões em feldspatos alcalinos, estas biotitas, pela deformação específica e pela cloritização seletiva - no caso das inclusões parciais em porfiroblastos de feldspatos alcalinos, demonstram tratar-se de biotitas herdadas, reliquias, nos granitóides Borrachudos.

A terceira geração compreende biotitas sempre de granulação muito fina, que ocorrem entre os minerais de saussuritização, em restos de plagioclásio (saussuritizados), ou ainda como inclusões em porfiroblastos de pertitas associadas com os demais minerais de saussuritização reliquias após a substituição dos plagioclásios. As cores de pleocroísmo destas biotitas são amareladas, claras. Trata-se, no caso destas biotitas, de

minerais de saussuritização; nos granitóides Borrachudos representam também minerais herdados.

O metamorfismo regional progressivo (proterozóico) afetou todas as biotitas com reequilibrações e modificações composicionais sistemáticas. Nestes processos, as biotitas herdadas adquirem progressivamente as composições, propriedades óticas e texturais das biotitas principais. Na facies xisto verde superior, praticamente todas as biotitas foram reequilibradas, constituindo uma geração única. Com a passagem para a facies anfibolito, incidem com maior regularidade reações metamórficas mais complexas, de formação de anfibólios em substituição parcial da biotita e ocorrem ainda mudanças generalizadas, sistemáticas, das cores de pleocroísmo das biotitas, com as cores verde-escuras passando para tonalidades mais claras, acastanhadas.

As biotitas dos granitóides Borrachudos foram estudadas de maneira regional-sistemática, por difração de raios-x, em separações de minerais, para a variabilidade da intensidade relativa dos reflexos basais (001), visando informações composicionais e sobre a ocupação das posições octaédricas em termos de Fe^N ($= Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$) versus Mg^N ($= Mg + Al + Ti$), segundo Franzini e Schiaffino (1963), Hörmann e Morteani (1969) e De Pieri e Jobstraibizer (1977). Os resultados são mostrados em comparação às biotitas das rochas sensu lato graníticas da associação ttg (Fig. 5). As biotitas principais dos granitóides Borrachudos na facies xistos verdes apresentam os maiores valores de (teores e ocupação) Fe^N em posição octaédrica, indicando composições ricas em annita. Nas mesmas condições metamórficas, as biotitas parcialmente retrometamórficas das rochas ttg apresentam-se com os mais elevados teores de flogopita, no outro extremo composicional. A coexistência dos dois tipos de biotitas, reliquiares herdadas, ricas em flogopita - ainda que quantitativamente subordinadas - nos granitóides Borrachudos de baixo grau metamórfico (proterozóico) com as biotitas principais, ricas em annita, caracteriza estas

Últimas como biotitas neoformadas próprias dos granitóides Borrachudos. Por outro lado, as biotitas herdadas flogopíticas fortalecem ainda mais a relação genética dos granitóides Borrachudos com rochas pré-existentes milonitizadas da associação ttg.

A reequilibração metamórfica regional (proterozóica) das biotitas tanto dos granitóides Borrachudos como das rochas ttg encaixantes, inicia-se a partir da facies xisto verde superior, causando certa aproximação e similaridade composicional, pelo enriquecimento relativo de Fe^N nas biotitas das rochas encaixantes, e de Mg^N naquelas dos granitóides Borrachudos (Fig. 5).

Dados de química mineral de biotitas dos granitóides Borrachudos são ainda escassos. Chemale Jr. (1987) publicou três análises de microsonda eletrônica de biotitas dos granitóides Borrachudos de Itabira, confirmando as composições ricas em Fe, e identificou as biotitas como siderofilitas. Herz (1970) publicou uma análise química (parcial) de biotita parcialmente cloritizada dos granitóides Borrachudos de São Gonçalo do Rio Abaixo, com resultados quanto aos elementos maiores bastante similares aos de Chemale Jr. (op. cit.), com exceção do Mg que, nas biotitas do corpo de São Gonçalo é insignificante (Herz, op. cit.). Os dados (espectroquímicos) de alguns elementos menores (Herz e Dutra, 1964; Herz, 1970) das biotitas do corpo de São Gonçalo do Rio Abaixo evidenciam teores muito baixos de Co (abaixo do nível de detecção), Ni (6,0 ppm), Sc (4,6 ppm) e Cr (9,5 ppm), e elevados de Nb (670 ppm), que correspondem à composição global daqueles granitóides (Herz, 1970; ver também no item a seguir), indicando a concentração praticamente total destes elementos nas biotitas.

* Demais minerais

Os granitóides Borrachudos incluem ainda quartzo, plagioclásio saussuritizado, clinozoisita-epídoto-

allanita/ortita, titanita/leucoxênio, clorita, sericita/muscovita, anfibólio, granada, minerais opacos, fluorita, carbonato, zircão e apatita na sua composição. Estes serão tratados mais resumidamente.

O quartzo ocorre em várias gerações distintas, formando quartzo "em gotas" nos plagioclásios saussuritizados reliquiais, esparsos e raros porfiroclastos de granulação grossa ($\geq 2 - \geq 10$ mm) e, predominantemente, recristalizados poligonais finos, tanto no substrato matricial com estrutura de fluxo dos granitóides, como em veios e fraturas nos porfiroblastos porfiroclásticos de pertitas (em geral, de feldspatos alcalinos) metassomáticos (Prancha Fotográfica 5). Os quartzos em porfiroblastos de grã grossa apresentam-se, macroscopicamente, às vezes com cores azuladas. Microscopicamente, são caracterizados por deformação intensa (extinção ondulante e "kink bands") e recristalização poligonal incipiente marginal e em zonas de subgrãos. Bastante freqüentemente encontram-se parcialmente substituídos por feldspatos alcalinos metassomáticos. Estes quartzos são típicos de gnaisses graníticos, sendo, no caso, considerados minerais reliquiais de rochas ttg pré-existentes que sobreviveram à milonitização e feldspatização. Todos os quartzos recristalizam em texturas metamórficas novas, foliadas, nos granitóides na facies anfibolito.

Nos granitóides Borrachudos, plagioclásio saussuritizado é tipicamente um mineral reliquiar que, normalmente, ocorre apenas em restos de substituição incompleta, incluso nas pertitas metassomáticas (Prancha Fotográfica 5). Freqüentemente, estes restos apresentam evidências de deformação (fraturas/deslocamento de lamelas de geminação) anteriores à substituição. As vezes, contém inclusões primárias de quartzo "em gotas" e em (raros) casos, de saussuritização incompleta, apresenta composições

originais preservadas, de oligoclásio. No caso de rochas transicionais para milonito-gnaisses ttg de inclusões no interior dos corpos de granitóides ou encaixantes, fica evidente que os plagioclásios saussuritizados reliquiais são minerais herdados destes que foram incompletamente substituídos nos processos metassomatizantes. Os minerais de saussuritização dos plagioclásios reliquiais nos granitóides são os mesmos descritos dos seus pares nas rochas ttg: clinozoisita-epídoto, sericita, mais raramente biotita e/ou clorita.

Os plagioclásios reliquiais são típicos para os granitóides Borrachudos na facies xisto verde. Na facies anfibolito, através da recristalização das pertitas e por reações de reequilíbrio metamórfica com clinozoisita, transformam-se em plagioclásios metamórficos neoformados (oligoclásios granoblásticos) do evento regional proterozóico.

Clinozoisita-epídoto-allanita/ortita ocorrem em soluções sólidas de três faixas composicionais distintas, sempre em indivíduos de granulação microscópica. Soluções sólidas ricas em allanita/ortita são constituintes comuns dos agregados de minerais máficos e apresentam sempre uma zona de sobrecrecimento externo de composição rica em clinozoisita. Soluções sólidas ricas em clinozoisita ocorrem como minerais de saussuritização dos plagioclásios reliquiais, em sobrecrecimento às allanitas/ortitas, e ainda em grãos individuais isolados, intercrecidos sobretudo com quartzo poligonal nas porções finas com estrutura de fluxo dos granitóides. Soluções sólidas ricas em epídoto são, junto com biotitas, constituintes principais dos agregados de minerais máficos. Nos granitóides Borrachudos em facies anfibolito, as soluções sólidas ricas em clinozoisita e epídoto são consumidas em reações metamórficas, formando plagioclásio e anfibólio,

principalmente. As allanitas/ortitas são preservadas como minerais acessórios.

Titanita/leucoxênio, magnetita, ilmenita e clorita são predominantemente constituintes dos agregados de minerais máficos. Titanita/leucoxênio de crescimento fibrorradiado formam bordas de reação sobre ilmenitas. A magnetita, principalmente, pode ocorrer também finamente distribuída nas porções félsicas dos granitóides, inclusive como inclusão isolada ou em séries de inclusões nos feldspatos alcalinos metassomáticos, conservando estruturas palimpsésticas.

Sericita/muscovita em quantidades maiores, encontram-se apenas nos granitóides ricos em muscovita; nos demais granitóides Borrachudos são minerais subordinados, oriundos da saussuritização dos plagioclásios reliquiais.

8111
Fluorita, carbonato e zircão são minerais menores, mas de significado genético nos granitóides Borrachudos. Na região estudada, fluorita e carbonato foram encontrados exclusivamente nestas rochas e equivalentes mais metamórficas. O zircão é comum em todas as rochas sensu lato graníticas da região, mas sua abundância e granulometria são maiores nos granitóides. Nestes, atinge até 1 mm de dimensão maior, apresentando-se com hábito granular, prismático-curto, fortemente zonado e parcialmente isotropizado. Os três minerais ocorrem tanto finamente distribuídos nas partes félsicas, como nos agregados de minerais máficos, e ainda como inclusões nos feldspatos alcalinos porfiroblásticos. A fluorita ocorre também em concentrações macroscópicas (?remobilizada) nos granitóides, nestes casos, às vezes, associada com sulfetos (pirita, calcopirita, pirrotita, galena, esfalerita). Estes minerais fornecem informações sobre a natureza geoquímica dos processos que originaram os granitóides; fluorita e

carbonato, quanto a composição aniônica e de grupos complexantes, e zircão, indicando a especialização geoquímica em termos de elementos incompatíveis.

A apatita ocorre como constituinte traço comum, e anfibólios e granadas são minerais metamórficos, em geral, raros nos granitóides Borrachudos, sobretudo na facies dos xistos verdes. A granada é um tipo incolor a levemente amarelado, (?)grossularita. Na facies anfibolito, onde é mais freqüente, passa a ter coloração algo mais acentuada, ainda em cores claras, amareladas a amarronzadas, muito fracas, tornando-se possivelmente mais rica em (?)andradita. A granada sugere tendência geoquímica levemente peraluminica dos granitóides Borrachudos. Anfibólios são muito raros nos granitóides do mais baixo grau metamórfico. Numa ocorrência na parte oeste do corpo de Itabira, na facies xistos verdes média, foi encontrado anfibólio, provavelmente riebeckítico, em poucos cristais pequenos aciculares, crescido com formas pós-tectônicas, exclusivamente nos agregados de minerais máficos. A partir da facies xistos verdes superior e na facies anfibolito, os anfibólios, representados pelo tipo fluotaramita (do grupo da arfvedsonita) tornam-se minerais metamórficos comuns, formados por reações mais complexas durante a recristalização dos agregados de minerais máficos.

Geoquímica dos Granitóides Borrachudos

Dados geoquímicos dos granitóides Borrachudos foram publicadas por Herz (1970) e Chemale Jr. (1987). Herz apresenta duas análises de elementos maiores e traços de duas ocorrências, localizadas nos corpos de Itabira e de São Gonçalo do Rio Abaixo, respectivamente. Chemale Jr. (op. cit.) reestudou partes do corpo de Itabira, incluindo dados analíticos de elementos maiores, traços e, em parte, elementos terras raras, de dez amostras.

Neste trabalho foram analisadas via fluorescência de raios-x (seqüencial automática) mais de 150 amostras de granitóides Borrachudos dos corpos de Itabira, São Gonçalo do Rio Abaixo e Belmont, para elementos maiores e traços. Adicionalmente, foram feitas duas análises de elementos terras raras, por ICP-EOS, após separação quantitativa, de granitóides Borrachudos de Itabira e de maior grau metamórfico/tipo Belmont.

Dados analíticos representativos dos corpos de granitóides de Itabira, São Gonçalo do Rio Abaixo e Belmont e os respectivos gráficos de tratamentos geoquímicos estão contidos no Anexo 5.

Os dados brutos dos granitóides Borrachudos dos corpos de São Gonçalo do Rio Abaixo e de Itabira (Anexo 5, Tabela A5-1; amostras códigos SG e IT; Tabela A5-2) evidenciam claramente a tendência muito rica em sílica destas rochas, com teores de SiO_2 superiores a 74% de peso na maioria absoluta das amostras analisadas (cf. Herz, 1970; Chemale Jr., 1987). Apenas os granitóides do corpo Belmont mostram teores de SiO_2 algo mais baixos, que ficam (também para a maioria absoluta das amostras estudadas) entre 70 e 74% de peso de SiO_2 (Anexo 5, Tabelas A5-1 e 2).

Em cálculos normativos CIPW, a maioria das análises dos granitóides Borrachudos deste trabalho, como também as análises de Herz (1970) e uma parte (menor) das análises de Chemale Jr. (1987) apresenta-se (fracamente) corindon-normativa ($c \leq 2\%$ de peso), sustentando, de acordo com as evidências mineralógicas, composições levemente peraluminicas a metalumínicas. Mais problemático apresenta-se um subgrupo de dados analíticos de Chemale Jr. (op. cit., Tab. B-VI, amostras código FDG), que resultaram em composições normativas peralcalinas, com acmita ($ac = 2,5-3,5\%$ de peso) e isentas de corindon.

As análises de granitóides Borrachudos foram representadas nos mesmos gráficos de classificação e

interpretativos, genéticos e geotectônicos, anteriormente utilizados para as rochas ttg.

Nos gráficos geoquímicos de classificação e caracterização baseados em elementos maiores e em dados normativos (Debon e Le Fort, 1983; O'Connor, 1965; Middlemost, 1985), praticamente a totalidade dos granitóides Borrachudos figura nos campos dos granitos (Anexo 5, Figs. A5-1, 3, 5). O diagrama de minerais característicos (Debon e Le Fort, 1983) retrata bem a composição leucogranítica predominantemente peraluminica para os granitóides dos corpos de Itabira e São Gonçalo do Rio Abaixo, e a tendência para composições mais metaluminicas nos granitóides Borrachudos do corpo Belmont, de mais elevado grau metamórfico proterozóico (Anexo 5, Fig. A5-7). Similarmente, a representação de Maniar e Piccoli (1989), baseada no Índice de Shand, mostra a natureza peraluminica a metaluminica de todos os granitóides Borrachudos estudados (Anexo 5, Fig. A5-9). No gráfico Q-B-F de minerais máficos (Debon e Le Fort, 1983), os granitóides Borrachudos - hololeucocráticos - não se distinguem, por exemplo, das rochas ttg - também hololeucocráticas - anteriormente tratadas (Anexo 5, Fig. A5-11; cf. Anexo 1, Figs. A1-13, 14, 15, 16).

Para a caracterização dos granitóides Borrachudos com base em elementos compatíveis, incompatíveis e, em geral, elementos traços, foram utilizados "spidergrams" com normalização em dados de granitos de dorsal oceânica - ORG (Pearce et al., 1984) e "spidergrams" expandidos, normalizados em valores de manto primitivo (Taylor e McLennan, 1985), segundo Clarke (1990, 1991). Estes tratamentos, feitos por associações regionais, evidenciam a similaridade geoquímica entre os corpos de Itabira, São Gonçalo do Rio Abaixo e Belmont, ainda que as amostras deste último apresentem as anomalias positiva de Rb e negativas de Ba e Sr, de forma mais atenuada, além de anomalias positivas mais fortes de La, esporadicamente, e Y, regularmente (Anexo

media-gr6-1 □ media-gr6-2 ◇ media-gr6-3

Figura 19 - "Spidergrams" (normalização: ORG) das composições médias dos granitóides Borrachudos dos corpos de São Gonçalo do Rio Abaixo (6-1), Itabira (6-2) e Belmont (6-3).

Figura 20 - "Spidergrams" expandidos (normalização: PRIM) das composições médias dos granitóides Borrachudos, corpos de São Gonçalo do Rio Abaixo (6-1), Itabira (6-2) e Belmont (6-3).

5, Figs. A5-13, 14, 15, 17, 18, 19). Os padrões de distribuição de elementos compatíveis, incompatíveis e traços são mostrados em "spidergrams" das composições médias nas Figuras 19 e 20. As diferenças principais em relação às rochas sensu lato graníticas ttg (Figs. 6, 7) residem no enriquecimento substancial geral de elementos incompatíveis, incluindo Nb e Y, e no empobrecimento drástico em Sr e em alguns elementos compatíveis - por exemplo, V - ainda que os dados analíticos destes sejam bastante incompletos e, em parte - por exemplo, Cr e Ni - mais semiquantitativos do que quantitativos.

Análises de elementos terras raras foram feitas por Chemale Jr. (1987) em sete amostras do corpo de Itabira e, neste trabalho, em duas amostras, uma do corpo de Itabira e a outra, de granitóides Borrachudos do mais elevado grau metamórfico (facies anfibolito) proterozóico, do tipo Belmont. Uma parte dos dados analíticos de Chemale Jr. (op. cit.), incluindo os elementos terras raras, foram recalculados e reproduzidos num "spidergram" expandido e num gráfico de distribuição dos elementos terras raras para fins de comparação (Anexo 5, Figs. A5-21, 22). O "spidergram" expandido (Anexo 5, Fig. A5-21), em relação aos dados deste trabalho (Anexo 5, Figs. A5-17, 18, 19), mostra a boa comparabilidade dos elementos analisados em comum (apesar da problemática inicialmente mencionada quanto aos elementos maiores, particularmente, aos teores relativamente baixos de Al_2O_3 e o decorrente caráter peralcalino, enfatizado por Chemale Jr. (op. cit.) para estas rochas). Face à constância composicional regional dos granitóides Borrachudos quanto aos elementos considerados nos "spidergrams" (Anexo 5, Figs. A5-13, 14, 15, 17, 18, 19, 21), foi testada a comparabilidade dos elementos terras raras. Os dados deste trabalho estão representados na Fig. 21, para uma amostra da parte centro-oeste do corpo de Itabira na facies xistos verdes média, e outra da facies anfibolito, tipo Belmont. Nota-se o traçado similar das

○ M160 □ M184

Figura 21 - Distribuição de elementos terras raras nos granitóides Borrachudos de Itabira, de facies dos xistos verdes (M160), e tipo Belmont, de facies anfibolito (M184); normalização condritica (Sun, 1982).

curvas de distribuição dos elementos terras raras leves (La - Sm) e o enriquecimento característico bastante constante das terras raras pesadas (Gd - Lu). A maior diferença reside na intensidade da anomalia negativa de Eu, muito mais forte para a amostra de granitóide de mais baixo grau metamórfico. Na Figura 22, foram comparados os dados deste trabalho com a composição média dos dados de Chemale Jr. (1987). Novamente notam-se os padrões de distribuição em geral muito similares, e a intensidade intermediária da anomalia negativa de Eu nas amostras dos arredores de Itabira, de Chemale Jr. (op. cit.), da facies xistos verdes superior.

De um modo geral, os dados de elementos terras raras dos granitóides Borrachudos correspondem muito bem (em valores absolutos e padrões de distribuição) com dados médios de granitos potássicos tardi-arqueanos de áreas de "greenstone belt" (por exemplo, Taylor e McLennan, 1981). A comparação dos padrões de distribuição dos elementos terras raras nos granitóides Borrachudos do corpo de Itabira na facies dos xistos verdes com a composição média das rochas sensu lato graníticas da associação ttg (retrometamórficas), também da facies dos xistos verdes, mostra o enriquecimento dos granitóides Borrachudos em relação às rochas arqueanas mais antigas, proporcional - essencialmente constante - para as terras raras leves (La - Sm) e não proporcional - com enriquecimento seletivo, progressivo - na sequência das terras raras pesadas (Gd - Lu); os teores de Eu nos granitóides Borrachudos de mais baixo grau metamórfico são iguais aos teores médios das rochas ttg (Fig. 23).

Ainda sob aspectos de comparação com outras áreas arqueanas de rochas ttg e granitos potássicos tardi-"greenstone belt", foi utilizada a representação triangular Ba-Rb-Sr (cf. Condie, 1981). Nesta também tanto as rochas da associação ttg como os granitóides Borrachudos correspondem, em geral, de forma muito boa aos seus pares de outras regiões arqueanas (Fig. 24; cf. Condie, 1981, Fig.

Figura 22 - Distribuição de elementos terras raras nos granitóides Borrachudos: dados deste trabalho de Itabira (M160) e tipo Belmont (M184), em comparação aos valores médios de Chemale Jr. (1987) de Itabira (6-4); normalização condritica (Sun, 1982).

Figura 23 - Distribuição de elementos terras raras no granitóide Borrachudos de Itabira (M-160 - este trabalho; 6-4 - média dos dados de Chemale Jr., 1987), em comparação à média das rochas ttg; normalização condritica (Sun, 1982).

5-13); apenas os granitóides Borrachudos apresentam tipos ainda mais enriquecidos em Rb, em conformidade com a sua natureza metassomática.

As análises dos granitóides Borrachudos foram representadas também em diagramas interpretativos geotectônicos, com as mesmas ressalvas feitas quando da discussão das rochas ttg arqueanas. No diagrama de Maniar e Piccoli (1989), todos os granitóides figuram num campo de ocupação bastante homogênea e bem definido dos granitóides orogenéticos, integralmente abrangido pelo subgrupo dos granitóides pós-orogenéticos (Anexo 5, Fig. A5-9). Na representação de Batchelor e Bowden (1985), também baseada em elementos maiores, verifica-se um espalhamento sistemático nos campos dos principais granitóides orogenéticos, desde pós-orogenéticos a sincolisionais e tardi-orogenéticos (Anexo 5, Fig. A5-23).

Os diagramas de elementos traços e também os "spidergrams" com normalização em granitóides de dorsal oceânica - ORG, de Pearce et al. (1984), foram especificamente elaborados para granitóides pós-arqueanos. Nestes, os granitóides Borrachudos situam-se no campo dos granitóides intra-placa, anorogenéticos (Anexo 5, Figs. A5-25, 27). Quanto aos "spidergrams" (Anexo 5, Figs. A5-13, 14, 15), a maior similaridade é com as rochas citadas de Sabaloka, caracterizadas por anomalias positivas fortes e similares de Rb e Th, anomalias negativas, fortes, de Ba e moderadas de Nb, e ainda por anomalias positivas de Ce e Yb; estas, entre outras características, atribuídas ao ambiente de crosta continental (Pearce et al., 1984).

Finalmente, foram utilizados ainda os diagramas de Whalen et al. (1987) e nestes, todos os granitóides Borrachudos apresentam-se com características geoquímicas típicas de Granitos Tipo A (Anexo 5; Figs. A5-29, 31). Estes, de acordo com os autores, implicariam geneticamente apenas numa origem em ambiente de crosta sílica profunda, não necessariamente num ambiente anorogenético.

Figura 24 - Representação comparativa: A - das rochas ttg, e B - dos granitóides Borrachudos (x - Belmont; * - São Gonçalo do Rio Abaixo; losango - Itabira), segundo Condie (1981).

Metalogênese associada aos granitóides Borrachudos

Como todos os granitóides com características geoquímicas de granitos tipo A, os granitóides Borrachudos também encerram em si potencial metalogenético relacionado a elementos incompatíveis. Desta forma, já Herz (1970) notou anomalias significativas de estanho ($\text{Sn} = 77$ ppm, respectivamente 17 ppm, nos granitóides de São Gonçalo do Rio Abaixo e Itabira), os teores de fluorita, além de enriquecimento de elementos terras raras (cf. Müller e Schorscher, 1977; Schorscher e Leterrier, 1980). As anomalias de elementos traços com enfoque nas terras raras foram, posteriormente, por orientação e com base nos trabalhos do signatário, alvo de estudo específico quanto ao enriquecimento secundário, supergênico, em perfis de intemperismo laterítico (Kanig, 1985, cit. in Friedrich et al., 1987).

Mas, indubitavelmente, uma das questões metalogenéticas mais interessantes diz respeito às relações dos granitóides Borrachudos em geral com a província de minerais gemas do berílio (esmeraldas, alexandritas, águas-marinhas) da região de Itabira e a leste de Itabira, a presente conhecida até Ferros, Hematita e Nova Era e, em particular, das relações genéticas do corpo de granitóides Borrachudos Belmont com as jazidas de esmeraldas da Mina Belmont e dos garimpos da Fazenda Capoeirana.

*** Mina Belmont**

A jazida de esmeraldas da Mina Belmont situa-se a cerca de 8 km a SE de Itabira (Fig. 3, área 4, Fig. 10).

É condicionada ao contato tectônico, metamórfico e metassomático entre uma parte do corpo de granitóides Borrachudos Belmont a NW, e rochas metaultramáficas com cromititos pobres da sequência vulcano-sedimentar a SE. A direção do contato é NNE, com caimentos médios para WNW. As

foliações nos granitóides e nas rochas da sequência vulcano-sedimentar são paralelas a subparalelas ao contato nas suas imediações, mas divergem com o afastamento do mesmo, nos caimentos.

Na sequência vulcano-sedimentar as foliações tornam-se paralelas/subparalelas à alternância litológica, que compreende: rochas metaultramáficas, anfíbolitos finos (de rochas básicas extrusivas), anfíbolitos granatíferos (de metatufos e metatufitos máficos), gnaisses metapelíticos granatíferos, gnaisses muscovíticos gradando para muscovita-quartzitos e raros "white schists" (quartzo + clorita - Mg + flogopita + cordierita + cianita + muscovita + rutilo) e gnaisses cálcio-silicáticos. As rochas metaultramáficas têm composições peridotíticas, com anomalias de zinco, causadas por teores elevados de zinco nas cromitas (ZnO em torno de 2,5 % de peso; Anexo 3, Tabela A3-4).

A mineralização ocorre nas rochas metaultramáficas, transformadas por metassomatismo potássico sinmetamórfico em flogopita-xistos, numa faixa que não excede aos cinquenta metros de espessura a partir do contato com os granitóides. As esmeraldas encontram-se nos xistos, ou ainda, em planos de foliação com mobilizados de quartzo, em veios finos (normalmente de espessuras ≤ 2 cm) também foliados, isentos a pobres em feldspato potássico (+/- caulinizado). Veios de quartzo de porte maior, deformados, paralelos a subparalelos à foliação, são ocasionalmente mineralizados, mas apenas nas partes marginais de contato com os xistos. Esmeraldas totalmente incluídas no quartzo nas partes internas dos veios não foram observadas.

Ocorrem ainda, na zona mineralizada, veios de quartzo e pegmatóides (de quartzo, feldspato alcalino e, mais raramente, muscovita) discordantes da foliação principal, pouco ou não deformados. Estes são isentos de esmeraldas.

As propriedades petrogenéticas e geoquímicas dos granitóides Borrachudos já foram discutidas. Embora ainda faltem dados geoquímicos sobre o Be, considera-se que os

processos genéticos dos granitóides e os fluidos correlatos alcalinos-potássicos e ricos em elementos incompatíveis, em reação com as rochas ultramáficas da sequência vulcano-sedimentar, geraram a mineralização de esmeraldas da mina Belmont (cf. Schorscher, 1988). O metamorfismo regional de facies anfibolito (médio) tem idade proterozóica, posterior à gênese das esmeraldas; nos granitóides Borrachudos causou o crescimento de granada e anfibólio (fluotaramita).

Outras descrições da jazida Belmont e das propriedades mineralógicas e gemológicas das esmeraldas foram publicadas por Hänni et al. (1987), Souza (1988) e Schorscher et al. (1990), entre outros.

* Garimpo Capoeirana

O garimpo da Fazenda Capoeirana situa-se a cerca de 4 km (linha aérea) a SE da mina Belmont na continuação e ao S da estrada Itabira - Nova Era (Fig. 3, área 5, Fig. 10). O controle da mineralização é praticamente idêntico à jazida Belmont, caracterizado pelo contato entre os granitóides Borrachudos a W e a sequência vulcano-sedimentar a E. As esmeraldas ocorrem em metaultramáficas flogopitizadas e xistificadas, portadoras de cromita acessória a disseminada e em veios finos de quartzo deformados nos planos da foliação. As ultramáficas apresentam anomalias de Zn e teores elevados de Zn nas cromitas (Anexo 3, Tabela A3-4).

A mineralização sofreu os efeitos do metamorfismo regional proterozóico (facies anfibolito médio a superior), e as esmeraldas são, em geral, quebradiças.

Diferentemente de Belmont, ocorre em Capoeirana uma segunda geração de berilos - incolores - dentro e fora da zona com esmeraldas. Estes não sofreram foliação e encontram-se tanto nos xistos como em pegmatitos intrusivos tardi a pós-tectônicos - não metamórficos. Os pegmatitos poderiam estar relacionados como fases tardias a granitóides e gnaisses graníticos remigmatizados, sintectônicos

proterozóicos, que prosseguem para SE em contexto tectono/magmático ainda pouco detalhado, ou representar um evento pegmatítico específico posterior - eventualmente do Ciclo Brasileiro. Uma descrição de alguns aspectos geológicos da área do garimpo Capoeirana deve-se a Souza et al. (1989).

*** Gênese das esmeraldas**

Quanto à gênese das esmeraldas de Belmont e Capoeirana, deve-se ressaltar que inexistem relações com granitos intrusivos pós-tectônicos. As principais observações indicam processos tardi-arqueanos, tectono-metamórficos e metassomáticos, de reações dos fluidos alcalinos, ricos em elementos incompatíveis (que geraram o granitóide Borrachudos) com sólidos adequados, i. é, as rochas ultramáficas das sequências vulcano-sedimentares na zona de cisalhamento ativa. Regionalmente, destaca-se a potencialidade em outras ocorrências do gênero na continuação dos alinhamentos dos corpos granitóides Borrachudos e das sequências vulcano-sedimentares entre Itabira e Nova Era. Incluem-se neste contexto as jazidas de alexandrita de Hematita (Fig. 3).

Os berilos incolores relacionados a pegmatitos pós-tectônicos (de Capoeirana) representam um evento específico, posterior à mineralização (tardi-arqueana) de esmeraldas.

Petrogênese dos granitóides Borrachudos e do magmatismo granítico arqueano tardio

Sob aspectos geológicos e petrográficos regionais, os granitóides Borrachudos são granitóides orogenéticos sintectônicos, formados em ambiente crustal siálico ttg, ao longo de zonas de cisalhamento rúptil-dúctil, profundas e de extensões regionais, que se desenvolvem nos estágios finais, orogenéticos da evolução do "greenstone belt" arqueano Rio das Velhas.

A idade arqueana, tardia a final no quadro da evolução "greenstone belt" regional, baseia-se nas relações dos granitóides Borrachudos do corpo de São Gonçalo do Rio Abaixo com os metassedimentos do Grupo Nova Lima, dos granitóides de Itabira, com tonalitos intrusivos retrometamórficos e, em geral, no estado metamórfico e na influência regional dos granitóides Borrachudos como altos estruturais e contrafortes na evolução sedimentar e estrutural dos supergrupos Minas e Espinhaço.

Petrograficamente, os granitóides Borrachudos são rochas em si heterogêneas, constituídas de um substrato "matricial" (tecido de fundo) de granulação fina a média, sempre milonítico, predominantemente de milonito-gnaisses, e subordinadamente, de milonito-xistos, que sofreram feldspatização potássica sintectônica, na forma de pertitas - sobretudo mesopertitas - no caso de substratos sódicos (milonito-gnaisses ttg), ou ainda de feldspato potássico puro - no caso de substratos de quartzo-sericita/muscovita milonito-xistos (potássicos, isentos de sódio). A melhor evidência, a nível de prova, para a natureza metassomática dos feldspatos alcalinos principais e, em geral, dos granitóides Borrachudos, são os elevados teores de fluidos, preservados (parcialmente) na forma de inclusões fluidas primárias nos feldspatos alcalinos de substituição (Prancha Fotográfica 6).

Os minerais máficos dos granitóides Borrachudos concentram-se em agregados com formas lineares de constância estrutural-regional notável. Contudo, o arranjo linear não se deve ao estiramento dos minerais máficos; estes mostram-se não-deformados, com formas de crescimento pós-tectônicas. A formação dos agregados de minerais máficos lineares é considerada um efeito decorrente do crescimento sintectônico orientado dos feldspatos alcalinos metassomáticos. Neste processo, o material (essencialmente) máfico do substrato matricial milonítico, mineralógica e quimicamente inadequado para a substituição metassomática, foi expelido e concentrado nos interstícios alongados, lineares, deixados pelos feldspatos alcalinos, prismáticos, orientados.

O ambiente geotectônico e as condições físico-químicas de formação dos granitóides Borrachudos foram deduzidos a partir dos dados geológicos-petrográficos de química mineral, das inclusões fluidas e das paragêneses metamórficas dos granitóides (minerais reliquiais e máficos pós-tectônicos), das rochas encaixantes regionais e das inclusões preservadas nos corpos de granitóides.

São condizentes com um sistema semi-aberto de zona ativa de cisalhamento rúptil-dúctil sinmetamórfico, em níveis crustais intermediários, infiltrado por fluidos hidrotermais. Os valores estimados de $P_{r1} = 2,0-3,5$ kb, de $P_{s01} = 4-6$ kb e $T = 400^{\circ} (\pm 50)$ C seriam representativos do nível crustal de 15 a 25 km de profundidade sob metamorfismo dínamo-termal e hidrotermal ativo em sistema semi-aberto (zona de cisalhamento).

Os fluidos abundantes infiltrados na zona de cisalhamento foram a condição essencial para a formação dos granitóides Borrachudos, por reações com os sólidos pré-existentes. Geoquimicamente, os fluidos foram caracterizados por teores elevados de K e demais elementos incompatíveis, incluindo elementos terras raras e, entre os grupos aniônicos e complexantes, pela riqueza em F e CO_2 .

Estes processos petrogenéticos combinados, metamórficos e metassomáticos - fortemente aloquímicos - obliteraram praticamente por completo as propriedades das rochas pré-existentes (predominantemente milonito-gnaisses ttg e, subordinadamente, milonito-xistos) e impuseram aos granitóides Borrachudos características mineralógicas e geoquímicas de álcali-feldspato granitos e de granitóides tipo A, similares a granitos hipersolvus (por exemplo, Herz, 1970), ou ainda a granitos magmáticos peralcalinos (por exemplo, Chemale Jr., 1987).

Entre os processos formadores de rochas graníticas, os metassomáticos são tradicionalmente os mais questionados, sobretudo quando se trata de corpos de extensões regionais (Engel e Engel, 1963; Buddington, 1963; Mehnert, 1968; 1971; Carmichael et al., 1974; Winkler, 1976; entre muitos outros). Contudo, desde a constatação de Buddington (1963): "There are neither experimental physicochemical data nor dependable physicochemical theory upon which to base a valid hypothesis for the origin of granite ... by emanations", tais experiências e modelos teóricos físico-químicos foram desenvolvidos de maneira confiável (por exemplo: Orville, 1962; 1963; Korshinskij, 1965; 1970; O'Neil e Taylor, 1967; Lagache e Weisbrod, 1977; entre muitos outros) e definitivamente estabelecidos com o reconhecimento da importância das fases fluidas em processos petrogenéticos e metalogenéticos crustais (Fyfe et al., 1978). Quanto à granitização metassomática, atualmente faltam provavelmente mais novos estudos de casos, com base nos conhecimentos teóricos-experimentais modernos. Neste contexto, os granitóides Borrachudos são considerados um caso modelo que permitirá a extensão dos estudos petrográficos, geoquímicos e petrológicos em andamento, com métodos isotópicos - sobretudo de isótopos estáveis - para a melhor caracterização da natureza e origem dos fluidos granitizantes.

Em termos da evolução crustal regional arqueana, os granitóides Borrachudos correspondem bem, como equivalentes metassomáticos, a granitos tardios, conforme ocorrem na evolução global de terrenos granito-"greenstone belt" (por exemplo, Taylor e McLennan, 1981; Condie, 1981; Goodwin, 1991). Para a origem dos fluidos metassomáticos, de acordo sobretudo com as evidências geoquímicas, inclusive dos elementos terras raras, sugere-se degranitização por fusão parcial moderada e/ou granulitização e desidratação de rochas ttg de partes mais profundas da crosta siálica (cf. Wahlen et al., 1987), com plagioclásio como fase residual importante (Taylor e McLennan, 1985). Desta forma, a anomalia negativa de Eu nos granitóides Borrachudos ficaria preservada, ao passo que todos os demais elementos incompatíveis, incluindo os elementos terras raras (e entre estes, sobretudo as terras raras pesadas), poderiam enriquecer-se.

Os granitóides Borrachudos sofreram os efeitos do metamorfismo regional dínamo-termal proterozóico que, a partir de condições P-T da facies xisto verde superior, começou a modificar e obliterar drasticamente suas características genéticas primárias.

Um dos processos mais importantes diz respeito à recristalização metamórfica dos feldspatos alcalinos metassomáticos para microclínios (e albita/plagioclásio), acompanhado da eliminação das inclusões fluidas. Com isso, perde-se totalmente a evidência quanto à importância da fase fluida hidrotermal-metassomática na formação do litotipo. Na facies anfibolito, os granitóides Borrachudos passam progressivamente a adquirir o aspecto de gnaisses facoidais comuns.

Nestes processos bem evidenciados nas partes nordeste do corpo de Itabira e no corpo Belmont, ocorrem ainda importantes reações metamórficas - anfibólio e granada tornam-se minerais menores comuns - e reajustes geoquímicos - entre outros, com efeito moderado de redução do teor médio

de sílica e, aparentemente, também sobre os elementos terras raras (diminuição da anomalia negativa de Eu).

Ainda que neste trabalho tenha sido dado destaque especial aos granitóides Borrachudos por sua importância regional, inclusive metalogenética, para as jazidas de esmeraldas, e por suas características petrogenéticas particulares, deve se considerar que os eventos de magmatismo granítico tardi-arqueano na região estudada foram mais complexos. Incluíram ainda corpos de tonalito intrusivo posteriores aos granitóides Borrachudos e aplitos alcalinos. Ambos os litotipos são conhecidos atualmente de ocorrências individuais únicas, apenas incipientemente estudados e compreendidos. O aplito alcalino, por sua composição mineralógica (e geoquímica) sugere um tipo de consanguinidade com os fluidos metassomatizantes que originaram os granitóides Borrachudos. Neste caso, sustentariam a formação e existência de verdadeiras fusões magmáticas na infraestrutura crustal durante e posteriormente à gênese dos granitóides Borrachudos. O tonalito intrusivo com xenólitos de granitóides Borrachudos indica que o magmatismo ttg prosseguiu, pelo menos em eventos isolados, menores, inclusive em fases posteriores à orogênese do "greenstone belt" Rio das Velhas e à formação dos granitóides Borrachudos.

O tipo especial de granitogênese dos granitóides Borrachudos, por processos tectono-metassomáticos e metamórficos, e a escassez de granitóides intrusivos tardi-arqueanos podem indicar, para a parte do terreno granito-"greenstone belt" Rio das Velhas estudada neste trabalho, um espessamento maior da crosta ttg sílica arqueana em estágios anteriores (? a iniciais) à evolução vulcano-sedimentar.

**EVOLUÇÃO PROTEROZOICA SEDIMENTAR, MAGMÁTICA
E TECTONO-METAMÓRFICA;**

**SUPERGRUPO MINAS
E
SUPERGRUPO ESPINHAÇO**

EVOLUÇÃO PROTEROZOICA

Os tópicos abordados neste capítulo dizem respeito à evolução dos supergrupos Minas e Espinhaço, às suas relações estratigráficas estruturais e metamórficas mútuas, bem como às unidades embasamentais arqueanas e com o Supergrupo São Francisco. Serão também levantados aspectos do magmatismo proterozóico manto-derivado e siálico, bem como da metalogênese e da evolução geotectônica regional (Fig. 3).

Alguns destes tópicos referem-se a questões fundamentais da geologia da parte SE do Cráton do São Francisco em Minas Gerais que, desde a época dos trabalhos clássicos, vêm sendo discutidas de maneira muito controvertida e polêmica na literatura, já que os dados geológicos levantados continuam incompletos. Quanto a estas questões, serão apresentadas as linhas principais de pensamento, os dados considerados os mais importantes em que se baseiam e indicados os modelos preferidos por este autor.

Em conformidade com os estudos efetuados nestes trabalhos, será dada ênfase à evolução dos supergrupos Minas e Espinhaço, do Proterozóico Inferior a (?)Médio, e à evolução magmática, metamórfica e tectônica regional.

No quadro do magmatismo manto-derivado, serão discutidos alguns metatufos e metatufitos de origem ultramáfica alcalina, rochas metaultramáficas consideradas de tipo alpino, metabasitos e anfibolitos relacionados à evolução dos supergrupos Minas e Espinhaço, originalmente denominados por Guimarães (1933) de anfibolitos diabasóides, além de metabasaltos termometamórficos, coronitizados. O magmatismo siálico é representado por metavulcanitos ácidos a (?)intermediários dos supergrupos Minas e Espinhaço, granitóides sintectônicos atribuídos à orogênese Minas-Espinhaço, e por granitóides pós-tectônicos intrusivos em domos termais, do Ciclo Brasileiro. Particularmente os basaltos coronitizados e os granitóides intrusivos em domos

termais evidenciam padrões mais complexos na evolução geotectônica do Proterozóico (?) Médio e Superior do que em geral considerados.

O estudo do Supergrupo São Francisco não foi incluído entre os tópicos específicos deste trabalho. Sobre estas rochas serão feitas apenas algumas considerações no contexto da evolução tectono-metamórfica e magmática regional.

SUPERGRUPO MINAS

Prancha Fotográfica 7 - Itabiritos da Formação Cauê são as litologias características do Supergrupo Minas. As estruturas itabiríticas regionais do Quadrilátero Ferrífero foram interpretadas como relictos de erosão de um sistema de nappes de fácies (Schorscher, 1975a, 1976b, entre outros). As estruturas de intensa deformação interna nos Itabiritos Cauê do afloramento da extremidade NE da Serra da Piedade (Santuário da Piedade), a cerca de 30 km a ENE de Belo Horizonte, sustentam a origem alóctone para o Supergrupo Minas.

SUPERGRUPO MINAS

* Estratigrafia, sedimentologia e estruturação regional

São inúmeros os estudos geológicos sobre os mais diversos aspectos científicos fundamentais e econômicos do Supergrupo Minas, que abriga a maior reserva de minério de ferro do sudeste do país, além de importantes jazidas de ouro. As principais áreas de ocorrência do Supergrupo Minas na região estudada são no Quadrilátero Ferrífero, nos Distritos Ferríferos de Itabira e João Monlevade, com continuções para leste e nordeste, nas regiões de Nova Era, Piçarrão, Hematita e Ferros, e incluem ainda as ocorrências da borda leste da Serra do Espinhaço (Fig. 3, Prancha Fotográfica 1). Os litotipos característicos e mundialmente famosos do Supergrupo Minas são os itabiritos do Grupo Itabira, Formação Cauê (Prancha Fotográfica 7).

Apesar do sem número de estudos geológicos desde históricos a modernos, continuam em aberto questões fundamentais, por exemplo sobre a estratigrafia e a tectônica do Supergrupo Minas, inclusive quando se trata das áreas mais bem estudadas de mineração de minérios de ferro. Colunas estratigráficas padrão, as litologias e os ambientes deposicionais principais para o Quadrilátero Ferrífero e o Distrito Ferrífero de Itabira são mostradas na Tabela 3.

A evolução dos conceitos estratigráficos desde os inícios, nos trabalhos de Eschwege (1817; 1822; 1832) e Pissis (1842), para a fundamentação e introdução do termo de Série Minas por Derby (1881a;b; 1905; 1906), os detalhamentos estratigráficos e o primeiro modelo faciológico-deposicional de Harder e Chamberlin (1915), até os trabalhos mais recentes, foram revisados e discutidos seguidamente por vários autores sob aspectos regionais e locais, por exemplo Rimann (1920), Moraes e Guimarães (1930), Guimarães (1931; 1951; 1966), Freyberg (1932),

Barbosa (1954), Oliveira (1956), Dorr et al. (1957), Pflug (1965; 1967; 1968), Dorr (1969), Pflug e Renger (1973), Schorscher (1973b; 1975a; 1980a; 1988; 1991a), Ladeira (1980), Glockner (1981), Schorscher et al. (1982), Inda et al. (1984), Alkmim (1985), Chemale Jr. (1987), Guimarães e Schorscher (1992), Guimarães (1992), entre outros. Portanto, foge aos objetivos deste trabalho mais uma revisão. No que se segue, serão abordados apenas alguns aspectos sedimentológicos, importantes para a evolução crustal precambriana proterozóica, e questões estratigráficas e da estruturação regional ainda abertas.

Entre os problemas estratigráficos, citam-se a definição e delimitação da Seqüência de Paragnaisses no quadro das demais rochas sensu lato gnáissicas-graníticas do Distrito Ferrífero de Itabira e sua inclusão naquela região como unidade basal do Supergrupo Minas (Tabela 3, Fig. 25; Kneidl e Schorscher, 1973; Schorscher, 1973a; b; 1975a; 1988; Schorscher e Guimarães, 1976; Schorscher et al., 1982; Inda et al., 1984). A existência de paragnaisses em si no Distrito de Itabira não é questionada; vários autores já tinham reconhecido tais rochas local e regionalmente (por exemplo, Dorr e Barbosa, 1963; Kehrer, 1971). Problemáticos são o estado ainda precário de mapeamento dos paragnaisses e sua inclusão no Supergrupo Minas. Algumas rochas anteriormente incluídas na Seqüência de Paragnaisses, sobretudo os "white schists" e rochas calci-silicáticas (Tabela 3) da região E e SE de Itabira, foram reconsideradas em mapeamentos e estudos petrográficos mais detalhados, e separados da unidade, sendo restos de erosão de seqüências vulcano-sedimentares.

A Seqüência de Xistos Verdes (Tabela 3) tem, no Distrito Ferrífero de Itabira, contatos gradacionais com a Seqüência de Paragnaisses subjacente, conforme verificado em testemunhos de sondagens das minas Cauê e Conceição (Fig. 25). Esta unidade foi anteriormente considerada como representativa do Grupo Nova Lima, por comparações

Tabela 3 - Colunas estratigráficas simplificadas e litologias principais do SGr. Minas: A - no Quadrilátero Ferrífero, seg. Dorr (1969) com modificações; B - no Distrito Ferrífero de Itabira, seg. Schorscher (1975a) e Schorscher & Guimarães (1976); (Inda et al., 1984).

A

SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX. EM METROS	
MINAS	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO	ORTOQUARTZITOS, QUARTZITOS, FILITOS QUARTZOSOS, FILITOS, QUARTZITOS C/ SEIXOS, CONGLOMERADOS.	"MOLASSE" PARALÍCO?	> 1000 ?
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO	CLORITA-XISTOS, FILITOS CLORÍTICOS, METATUPOS, GRAUVACAS, CONGLOMERADOS, QUARTZITOS, ITABIRITOS.	FLYSCH? EUGEOSSIN-CLINAL	> 3000
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO	LOCAL	SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO	FILITOS E FILITOS GRAFITOSOS	SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO	ORTOQUARTZITO	SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
	P. INACICABA	ITACOLMI	INDIFE-			

● COM PIRITAS DETRÍTICAS.
 ■ COM BRECHAS INTRAFORMACIONAIS

B	SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX. EM METROS
MINAS	PARTE SUPERIOR DA SEQUÊNCIA MINAS INCOMPLETA DEVIDO À EROSÃO					
	ITABIRA	CAUÊ	PIRACABA	SERICITA-XISTOS E QUARTZITOS, FREQUENTEMENTE FERRUGINOSOS, "METACHERT", ITABIRITOS POBRES CLÁSTICOS (?)	"SHELF" EM SUBSIDÊNCIA	> 300
				ITABIRITOS POBRES A RICOS, RARAMENTE CARBONÁTICOS, HEMATITA RICA, INTERCALAÇÕES FINAS DE FILITOS E METATUPOS (TUFITOS MÁFICOS). NÍVEIS DE RETRABALHAMENTO SINSEDIMENTAR.	ANTIFORMAL NO "SHELF"	~ 500 MÁX. A < 50 MÍN.
				MOSCOVITA-QUARTZO-XISTOS, QUARTZITOS FINOS E MICÁCEOS.	"SHELF"	~ 50
				CLORITA ± QUARTZO ± PLAGIOCLÁSIO ± BIOTITA ± MOSCOVITA ± CARBONATO ± ANFIBÓLIO-XISTOS C/INTERCALAÇÕES DELGADAS DE QUARTZITOS, TURMALINÍ-TOS E SULFETOS DISSEMINADOS. TÔPO DA SEQ. GRAFITOSQ; BASE MAIS ARENOSA.	"SHELF" SUJEITO A INTENSA ATIVIDADE VULCÂNICA	< 500 ?
				METAGRAUVACAS, METARCOSEOS, PARAGNAISSES COM INTERCALAÇÕES DE MOSCOVITA-QUARTZO-XISTOS, QUARTZITOS NICÁCEOS, CLORITA E/OU BIOTITA-QUARTZO-XISTOS, CALCISILICÁTICAS E "WHITE SCHISTS"	SEDIMENTOS FLUVIÁTEIS A LACUSTRINOS DE "RIFT" ATIVO	~ 1500 ?
	COMPLEXO MIGMATITO-GRANULÍTICO DE MG.	INDIFERENCIADO	INDIFERENCIADO	MIGMATITOS, GNAISSES METATÉTICOS, GRANULITOS, ANFIBOLITOS POLIMETAMÓRFICOS E INTRUSOS S.L. GRANÍTICAS.		

litológicas, e separada da Série Minas com base numa discordância angular e erosiva inferida (Dorr e Barbosa, 1963). O conceito original foi modificado com a evidência da concordância entre a Seqüência de Xistos Verdes e as unidades sobrejacentes, tradicionais, do Supergrupo Minas na mina do Cauê (Schorscher, 1973a; b; 1975a; 1988; Schorscher e Guimarães, 1976). Chemale Jr. (1987) confirmou a Seqüência de Xistos Verdes, que denominou de seqüência vulcano-sedimentar, como parte basal do Supergrupo Minas.

Em levantamentos petrográficos recentes na mina Cauê foram verificados ainda anfíbolitos de rochas vulcânicas básicas a intermediárias e metavulcânicas ácidas entre os litotipos constituintes da Seqüência de Xistos Verdes (Tabela 3). Similarmente ao caso da Seqüência de Paragnaisses, é ainda precário o mapeamento regional, litoestrutural da Seqüência de Xistos Verdes. No estágio atual de conhecimentos, não pode ser excluída a possibilidade de que rochas incluídas nas suas partes basais representem, de fato, restos de seqüências vulcano-sedimentares, arqueanas, sotopostas.

As Seqüências de Paragnaisses e de Xistos Verdes faltariam regionalmente no Quadrilátero Ferrífero por motivos tectônicos (Schorscher, 1975a; 1976b; 1980a; b; 1991a).

Ainda no Distrito Ferrífero de Itabira (Fig. 25), constatou-se localmente a falta das rochas quartzíticas da Formação Moeda, do Grupo Caraça (Chemale Jr., 1987; Souza Filho et al., 1989), e também a redução da Formação Gandarela para raros e finos níveis (de espessuras centimétricas a decimétricas) de itabiritos dolomíticos, e até mesmo a ausência total (Dorr e Barbosa, 1963; Schorscher, 1975a). Estas duas formações (Moeda e Gandarela) são caracterizadas, inclusive regionalmente, por todas as áreas do Supergrupo Minas, por fortes variações de facies (cf. Reeves, 1966; Dorr, 1969; Schorscher, 1975a; Guerra, 1979; Chemale Jr., 1987; Guimarães, 1992).

A evolução sedimentar e dos ambientes deposicionais iniciar-se-ia para as unidades inferiores atribuídas ao Supergrupo Minas com depósitos fluviais a lacustres de um sistema de "rift" ativo (Seqüência de Paraganaisses). A abertura do "rift" para originar uma bacia de "shelf" seria acompanhada de vulcanismo básico, intermediário a ácido e de sedimentação vulcano-clástica, e subordinadamente, clástica fina e química (Seqüência de Xistos Verdes).

A sedimentação das unidades clássicas do Supergrupo Minas começou em condições de "shelf" estável, raso, sob fortes influências e com depósitos de sistemas fluviais que originaram a Formação Moeda do Grupo Caraça: quartzitos e conglomerados do tipo "quartz-pebble-conglomerate", com piritas detríticas, ouro e anomalias radioativas (Andrade Ramos e Fraenkel, 1974; Maranhão, 1979; Villaça, 1981; Renger et al., 1988; Ladeira, 1988; entre outros). Os xistos grafitosos da Formação Batatal, nem sempre bem desenvolvidos, indicam a diminuição da energia de transporte e a formação de ambientes deposicionais mais tranquilos e euxínicos, no período de transição para a sedimentação química principal, representada pelo Grupo Itabira. Contudo, as evidências sedimentológicas e sobre o ambiente deposicional da Formação Batatal ainda não são completas, nem inequívocas. Há fortes indícios sugestivos de vulcanismo ácido e também mineralizações de ouro de natureza e origens ainda não definitivamente esclarecidas (Fleischer, 1971; Fleischer e Routhier, 1973; Vial, 1988b).

x A fase principal de sedimentação química é representada pelo Grupo Itabira, que compreende os itabiritos e minérios de ferro itabiríticos da Formação Cauê e as rochas carbonáticas da Formação Gandarela. Os itabiritos e minérios de ferro itabiríticos são respectivamente protominérios metamórficos e minérios derivados de formações ferríferas de facies oxidica com hematita do tipo Superior (James, 1954; 1966; Dorr, 1969; 1973; Kehrner, 1972). As rochas da Formação Gandarela incluem

sobretudo xistos carbonáticos e mármore, predominantemente dolomíticos, e ainda itabiritos dolomíticos. Os corpos carbonáticos apresentam localmente estruturas estromatolíticas preservadas (por exemplo, na pedreira denominada "Cumby", no Sinclinal Dom Bosco, Fig. 3) (Dardenne e Campos Neto, 1975; Cassedanne e Cassedanne, 1976; Pires, 1983; Schorscher, 1988; Pires e Fraga, 1989; Babinski et al. 1991) e brechas intra-formacionais (Guild, 1957; Moore, 1969; Schorscher, 1988; Pires e Fraga, 1989;), evidenciando em geral ambiente deposicional característico, lagunar com pequenos recifes, do tipo "patch reef", sujeitos a retrabalhamentos intra-mares, levando à formação das brechas intraformacionais e de flanco de recife (Schorscher, 1988).

A evolução geral do Grupo Itabira é caracterizada pelo reinício da instabilidade tectônica, relacionada à formação regional de uma estrutura antiformal na bacia "shelf". Esta constituiu-se na principal área de sedimentação química, sem sofrer influências maiores de sedimentação clástica-terrígena, continente-derivada. A estrutura regional antiformal foi subdividida em altos e baixos locais, decisivos entre outros, para a espessura e a faciologia local, tanto da formação ferrífera Cauê como da Formação Gandarela. Os processos tectônicos sinsedimentares foram acompanhados por vulcanismo intraformacional, predominantemente básico. Assim são freqüentes níveis, em geral finos (centimétricos a decimétricos), de metatufos (xistos cloríticos, clorita-sericíticos e anfibolíticos) intercalados tanto nos itabiritos típicos da Formação Cauê, como nas rochas carbonáticas da Formação Gandarela (Johnson, 1962; Kehrer, 1972; Schorscher, 1975a; Pires, 1983). Ambas as formações (Cauê e Gandarela) contêm igualmente, com freqüência, níveis de retrabalhamento intraformacionais. Na Formação Cauê, estes são representados por brechas com fragmentos principais de itabiritos e metachert e eventuais de quartzitos, xistos e filitos diversos. Os fragmentos apresentam orientação aleatória (quando não reorientados

tectonicamente) e evidências de deformação sinsedimentar-gravitacional, sendo ressedimentados em matriz itabirítica bandada (Kehrer, 1971; 1972; Schorscher, 1975a).

Das unidades estratigráficas superiores do Supergrupo Minas, do Grupo Piracicaba, apenas a Formação Cercadinho apresenta distribuição regional geral (Dorr, 1969). Esta Formação encerra em si o final da sedimentação química, com o reinício da subsidência do antiformal regional e o encobrimento do domínio dos sedimentos químicos, por depósitos clásticos-terrígenos, continente-derivados, argilo-arenosos, hoje transformados em sericita/muscovita-quartzo xistos e filitos, quartzitos micáceos e puros finos, de cores claras, prateadas. Em grandes partes da região estudada, entre outras, no Distrito Ferrífero de Itabira, a Formação Cercadinho representa o topo da estratigrafia preservada do Supergrupo Minas. As formações sobrepostas do Grupo Piracicaba, denominadas Fecho do Funil, Tabões e Barreiro, têm ocorrência apenas regional, restrita, e não foram estudadas mais detalhadamente neste trabalho (Tabela 3).

A Formação Sabará foi definida como a unidade de topo do Grupo Piracicaba e representa mudança drástica nas condições sedimentares do Supergrupo Minas, de bacia "shelf" e plataforma continental relativamente estável, para condições eugeossinclinais, com sedimentação tipo "Flysch", turbidítica, acompanhada de vulcanismo básico. Os (meta-) sedimentos principais são de grauvacas, subgrauvacas e xistos, máficos a pelíticos, e incluem ainda conglomerados "tilóides" com seixos a blocos de rochas graníticas (Gair, 1958; 1962; Dorr, 1969). Tais sedimentos sobrepostos aos sedimentos de águas rasas, de "shelf" estável, anteriores, do Grupo Itabira e da Formação Cercadinho, com discordância erosiva, conforme indicado por exemplo no Sinclinal da Serra do Curral (Pomerene, 1964; Simmons, 1968a), ou ainda no Sinclinal Gandarela (Moore, 1969; Dorr, 1969), evidenciam subsidência forte de partes internas do "shelf" e a

instalação de taludes continentais acompanhadas de vulcanismo básico. Em compensação, devem ter existido também áreas de soerguimentos fortes e de erosão até níveis embasamentais, provavelmente nas partes externas do "shelf" (conforme indicado pelos seixos e blocos graníticos nos conglomerados "tilóides"). A Formação Sabará representaria a sedimentação tipo "Flysch", eugeossinclinal, e em geral, o estágio sinorogenético do Supergrupo Minas (Dorr, 1969; Schorscher, 1975; 1988).

A existência da Formação Sabará foi questionada, temporariamente, por Ladeira (1980) e Ladeira e Viveiros (1984) em função de evidências litológicas e estruturais na região tipo da Serra do Curral (Gair, 1958; 1962), onde o Supergrupo Minas encontra-se em posição invertida e a Formação Sabará em contato tectônico, por zona de cisalhamento, com litologias arqueanas, do Grupo Nova Lima (Tabela 2) e/ou do Complexo Regional de Rochas sensu lato Graníticas (Schorscher, 1991). Apesar das dúvidas em relação àquela região, que dizem mais respeito ao mapeamento e à distinção litológica local entre as rochas Nova Lima e Sabará (milonitizadas), não se justifica o questionamento integral da Formação Sabará. Esta encontra-se em partes muito bem exposta no campo, no Sinclinal Gandarela (Fig. 3) e confirmada pela sondagem profunda, efetuada pela empresa MINAS NOVAS, que atravessou integralmente o Supergrupo Minas (naquele sinclinal) (A. Siegers e F. Renger, comunicação pessoal). Outra questão diz respeito à sua manutenção como formação do Grupo Piracicaba ou separação e elevação a nível de Grupo próprio. Este autor manifestou-se a favor da segunda alternativa, visto que os (meta-)sedimentos Sabará apresentam características petrográficas e de tecto-facies totalmente distintas das demais formações do Grupo Piracicaba (Schorscher, 1988).

O topo do Supergrupo Minas é constituído tradicionalmente pelo Grupo Itacolomi, incluindo a facies Santo Antônio (Derby, 1906; Harder e Chamberlin, 1915;

Guimaraes, 1931; Barbosa, 1949; Guild, 1957; Dorr, 1969). Estudos mais recentes, particularmente os trabalhos de Glöckner (1981) e Alkmim (1985; 1987) questionam este conceito clássico, no sentido de mostrar a identidade das ocorrências do local-tipo do Pico do Itacolomi com as seqüências de rochas quartzíticas da Serra de Ouro Branco. Estas representam regionalmente as continuações do Supergrupo Espinhaço na região sul do Quadrilátero Ferrífero (Schorscher, 1980a).

Quanto à evolução sedimentar e faciológica do Supergrupo Minas, devem ser ressaltados ainda dois aspectos fundamentais. O primeiro diz respeito à evolução do meio ambiente oceânico e atmosférico no intervalo compreendido pela deposição dos Grupos Caraça e Itabira, particularmente entre as Formações Moeda e Cauê. O segundo trata da localização paleogeográfica do ambiente de deposição do Supergrupo Minas em relação ao Cráton do São Francisco e sua distribuição atual.

As condições de oxi-redução em ciclos sedimentares são avaliadas por minerais característicos e pelas propriedades sedimentológicas gerais das unidades consideradas. Sob estes aspectos, a Formação Moeda é constituída regionalmente de sedimentos clásticos quartzíticos e conglomeráticos, fluviais a marinhos de águas rasas, ou seja, de ambientes deposicionais de elevada energia, para os quais pode ser admitida equibração total em termos das condições oxi-redutoras entre os ambientes atmosférico e aquático. Ainda assim, as rochas da Formação Moeda evidenciam condições redutoras pela omnipresença de piritas detríticas nos quartzitos e conglomerados de tipo "quartz-pebble-conglomerate". A Formação Cauê, de formações ferríferas de facie oxidica com hematita, por sua vez indica, também regionalmente, exatamente condições contrárias, oxidantes, na interface dos reservatórios atmosférico e oceânico. Desta forma, pode-se afirmar que, se houve, no curso da evolução geológica precambriana antiga

uma mudança global, sistemática e unidirecional, específica e mais acentuada nas condições de oxi-redução atmosféricas e oceânicas, de anteriores mais redutoras, para posteriores mais oxidantes, como em geral admitido (cf. Goodwin, 1991), esta mudança ocorreu, em termos do Supergrupo Minas, no intervalo de tempo compreendido entre as duas formações consideradas, Moeda do Grupo Caraça e Cauê do Grupo Itabira. Considerando ainda as datações radiométricas de Babinski et al. (1991), tal mudança teria ocorrido anteriormente a 2,4 Ga, idade admitida para a sedimentação da Formação Gandarela, sobreposta diretamente à Formação Cauê.

A questão da localização paleogeográfica original do ambiente deposicional do Supergrupo Minas é mais complicada. A evidência geológica mostra que os metassedimentos do Supergrupo Minas têm, em todas as ocorrências descritas na literatura e verificadas por este autor, sempre contatos tectônicos com as unidades subjacentes, sejam estas unidades embasamentais arqueanas, do Complexo Regional de Rochas sensu lato Graníticas ou do "greenstone belt" Rio das Velhas, ou ainda proterozóicas, do Supergrupo Espinhaço. Associa-se também a complexidade estrutural dos conjuntos metassedimentares do Supergrupo Minas por todas as áreas de ocorrência, tanto quando em baixo a médio grau metamórfico, como por exemplo por todo o Quadrilátero Ferrífero, nos Distritos Ferríferos de João Monlevade e Itabira e nas ocorrências da borda leste da Serra do Espinhaço, como também nas regiões de elevado grau metamórfico, por exemplo de Piçarrão, Hematita, Ferros, entre outras (Figs. 3, 25, 26, 27, 28, 29; Prancha Fotográfica 7)(Eichler, 1968; Torres et al., 1969; Schorscher, 1975a; 1988; 1991; Schorscher et al. 1982; Vaz de Melo et al., 1986; Gomes, 1986; Barcelos e Büchi, 1986a; b; Chemale Jr., 1987; Guimarães, 1992; entre outros). Os marcadores do transporte tectônico indicam sempre para W (NW-W-SW). Ao passo que, tradicionalmente, admitiu-se essencialmente tectônica autóctone (cf. Dorr, 1969; Ladeira, 1980; Ladeira e Viveiros, 1984), o conceito

de tectônica alóctone para o Supergrupo Minas vem ganhando suporte cada vez mais amplo. Tal conceito, contudo, tem suas origens em uma série de observações antigas: citam-se entre estas, por exemplo, as descrições de Freyberg (1932) das relações de contato da borda NW da Serra do Curral, de Schneiderhöhn (1935) das amostras do Salto do Paraopeba, de Brajnikov (1947) da região a leste de Belo Horizonte, e de Guimarães (1951, pág. 17) do Fecho do Funil. As primeiras estruturas de tectônica de nappe por empurrões de baixo ângulo foram mapeadas no Quadrilátero Ferrífero por A. Barbosa (em Dorr, 1969) na região de Mariana e Ouro Preto, e Fleischer (1971) elaborou na mesma região o primeiro modelo de aloctonia generalizada para o Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero, por dobras regionais deitadas, desvinculadas por erosão da zona de raiz, inferida a leste do Quadrilátero Ferrífero. Schorscher (1975a; 1976b; 1980b; 1988; 1991; Schorscher e Guimarães, 1976; Schorscher et al., 1982; Inda et al., 1984) desenvolveu um modelo diferenciado para o Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero, de origem totalmente alóctone, e na região de Itabira, de origem para autóctone.

O Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero seria representado por nappes de facies, colocadas por transportes (de distâncias superiores a 100 km), em geral de leste para oeste, ao longo de empurrões de baixo ângulo, provavelmente em duas gerações subseqüentes, mas distintas, de movimentos tectônicos. Este modelo parece confirmado tanto por estudos locais em minerações de ferro (P.F. Guimarães, comunicação pessoal; Barcelos e Büchi, 1986b; Guimarães et al., 1986; entre outros), como por estudos geofísicos regionais que mostraram a natureza superficial, rasa do Supergrupo Minas por todo o Quadrilátero Ferrífero (Padilha, 1982), claramente contradizendo os modelos estruturais autóctones que implicam em continuações do Supergrupo Minas para profundidades de vários quilômetros abaixo do nível

topográfico médio (cf. Dorr, 1969; Ladeira e Viveiros, 1984).

No Distrito Ferrífero de Itabira, o Supergrupo Minas seria representado por um bloco de obdução crustal que, ainda que fortemente deformado, particularmente na associação supracrustal, guardou a coerência interna mais completa da sequência estratigráfica (representada na parte basal pelas Sequências de Xistos Verdes e de Paragnaisses) e com o seu embasamento.

No contexto regional, o plano, mecanicamente ativo, de contato entre a Sequência de Xistos Verdes e a Formação Moeda poderia ter servido de nível de descolamento dos nappes de facies do Quadrilátero Ferrífero. Outros autores que, com ou sem referências aos trabalhos anteriores, propuseram mais recentemente modelos de nappes para a tectônica do Supergrupo Minas incluem Pericon e Quemeneur (1982) e Hergesell (1985).

Quanto à questão inicial, da localização da área original de deposição do Supergrupo Minas e da paleogeografia mais detalhada do ambiente deposicional, não foram encontradas na região estudada (e nem na literatura) evidências diretas. Pode ser, inclusive, que os processos de encurtamento crustal orogenéticos posteriores ao Supergrupo Minas tenham destruído totalmente as relações petrogenéticas originais naquela área e, com isto, qualquer possibilidade de reconstruções diretas. Evidências fornecidas pelas próprias unidades, respectivamente alóctones e para autóctones, apontam para regiões em geral a leste das atuais áreas de ocorrência.

Para o restabelecimento da paleogeografia relativa entre as estruturas Minas individuais e em relação à área continental pós-arqueana a oeste, serão ainda necessários múltiplos estudos detalhados estruturais, litofaciais e geoquímicos, principalmente dos Grupos Caraça (por exemplo Villaça, 1981) e Itabira.

* Metalogênese do Supergrupo Minas

Os principais bens minerais produzidos do Supergrupo Minas são minérios de ferro, ferro-manganes e ouro, e as unidades produtoras são dos Grupos Caraça e Itabira. Sobre todas as ocorrências e jazidas minerais do Supergrupo Minas na região estudada existem publicações específicas, desde históricas a modernas; algumas são citadas a seguir: Freyberg, 1934; Moraes e Barbosa, 1939; Dorr, 1969; 1973; Fleischer e Routhier, 1973; Schorscher et al., 1982; 1991; Vaz de Melo et al., 1986; Gomes, 1986; Barcelos e BUCHI, 1986a; b; Guimarães et al., 1986; Vasconcelos et al., 1986; Vial, 1988; Renger et al., 1988; Schorscher, 1988; 1991a. Neste item, serão portanto dadas, apenas a título de exemplo, algumas informações e alguns resultados mais recentes, obtidos em partes pelo signatário, em estudos na região de Itabira.

O Distrito Ferrífero de Itabira abriga uma das maiores reservas individuais de minérios de ferro do país (Fig. 3, área 3; Fig. 25). Foi mapeado por Dorr e Barbosa (1963), Schorscher (1973a, 1975a) e Chemale Jr. (1987). Detalhamentos das jazidas de minérios de ferro devem-se aos geólogos da CVRD (cit. in: Schorscher et al., 1982 e Schorscher, 1988; Vaz de Melo et al., 1986; Souza Filho et al., 1989; Carbonari et al., 1989).

O Distrito é constituído por rochas sensu lato graníticas arqueanas, por rochas metamórficas supracrustais e ainda por rochas metaultramáficas, metabásicas e basaltos não metamórficos (Fig. 25; Tabela 3).

O arcabouço estrutural do Supergrupo Minas no Distrito Ferrífero de Itabira é de um sinclínório complexo, de extensão aproximada de 11 km na direção SW-NE, subdividido em sinclinais e anticlinais parciais (Fig. 25). A aba N do sinclínório é regular-contínua, diferente da aba S, que apresenta reduções tectônicas drásticas, podendo faltar localmente. Os sinclinais Cauê, Dois Córregos e

Figura.25- Mapa geológico esquemático do Distrito Ferrífero de Itabira, seg. Schorscher e Guimarães (1976).
 Legenda: 1 - Gr. Piracicaba; 2 - Gr. Itabira; 3 - Gr. Caraça; 4 - Seqüência de Xistos Verdes; 5 - Seqüência de Paragneisses (1-5; SGr. Minas, vide Tabela 3); 6 - Complexo migmatítico arqueano; 7 - Granitóides Borrachudos; 8 - corpos metaultramáficos; 9 - "anfibolitos diabasóides".

Conceição (Fig. 25) mostram espessamentos característicos da Fm. Ferrífera Cauê e toda a complexidade estrutural local. Estes são os sítios principais de mineração de ferro da CVRD (Figs. 26 a 29).

Todas as rochas supracrustais evidenciam apenas os efeitos de um evento plurifacial-progressivo, sem hiatos metamórficos nos perfis levantados (Schorscher, 1975a).

Ferro

Os principais minérios de ferro no Distrito de Itabira (e regionalmente) são os itabiritos, formações ferríferas metamórficas de fácies óxido, da Formação Cauê, Grupo Itabira (Tabela 3), constituídos de níveis alternantes de quartzo e hematita; subordinadamente, ocorrem dolomita e magnetita. Os minérios ricos são produtos de enriquecimento dos itabiritos, levando à formação de corpos de hematita ($\pm$ magnetita) praticamente puros.

Enriquecimento sinsedimentar a diagenético é caracterizado pela concentração regularmente mais elevada do Fe na base da formação ferrífera, onde se concentram inclusive os corpos de minérios ricos, decrescendo para o topo. Excluem-se deste padrão os 2 a 3 metros superficiais da formação, de enriquecimento supergênico do Fe em crostas de canga e/ou por dissolução de quartzo.

Enriquecimentos tectono-metamórficos tiveram importância e estão relacionados a dobramentos e cisalhamentos. No primeiro caso, o fluxo plástico causou espessamento dos níveis hematíticos nas charneiras sin e antiformais, formando corpos maciços, pseudoconcordantes, de minérios ricos. Nas zonas de cisalhamento, associaram-se efeitos rúpteis e de dissolução (sintectônica e supergênica) de quartzo, originando corpos de minérios ricos (de hematita), concordantes a discordantes, miloníticos, moles, friáveis ou pulverulentos. Dados sobre os minérios de ferro foram apresentados por Dorr (1964; 1965; 1969; 1973), Dorr e

Figura26 Mapa geológico esquemático da mina do Cauê; Distrito Ferrífero de Itabira (CVRD, 1982; in: Schorscher et al., 1982; Schorscher, 1988).

Fig.27- Seção geológica transversal (E 22, Fig. 5) da mina do Cauê; t = Topografias: original - natural e artificial - da cava da mina a céu aberto; Distrito Ferrífero de Itabira (CVRD, 1982; in: Schorscher et al., 1982; Schorscher, 1988).

Barbosa (1963), Schorscher (1975a; b;), Schorscher et al. (1982), Hoefs et al. (1980), Muller et al. (1982), Carbonari et al. (1989), entre outros.

Os itabiritos de Itabira e João Monlevade (Fig. 3) têm continuação regional para leste e nordeste nas áreas de mais elevado grau metamórfico da facies anfibolito superior e granulito. Nestas, ocorrem também minérios ricos de ferro, ainda que menos frequentes e em corpos com dimensões mais modestas. A importância genética destas ocorrências, por exemplo, de Nova Era, Piçarrão e Hematita (Fig. 3), reside no fato de conterem minérios ricos de hematita com estruturas sedimentares preservadas, por exemplo, alternâncias concordantes de níveis de itabiritos pobres e de minérios ricos de ferro, de espessuras até métricas, às vezes, boudinadas, onde os níveis dos minérios, disruptos, formam os corpos (competentes) dos boudins. Estas ocorrências sustentam de forma indubitável o enriquecimento pré-metamórfico e pré-tectônico dos minérios ricos de ferro considerados (Schorscher, 1973a; 1975a; b; Schorscher et al., 1982).

Ouro

As atividades de mineração em Itabira começaram no início do século XVIII, com a descoberta do metal nobre em 1720, por bandeirantes (Dorr e Barbosa, 1963). O ouro foi extraído da jacutinga dos minérios de ferro, em lavra seletiva de superfície e, posteriormente, subterrânea. A exploração caiu durante a segunda metade do século XIX, até o abandono total.

A mineração industrial de ferro nas minas Cauê e Conceição há cerca de dez anos atingiu o nível do freático; intransponível para os antigos mineradores. O rebaixamento do freático permitiu o avanço das lavras abaixo dos níveis dos trabalhos históricos, alcançando as continuações dos minérios ricos em ouro. A CVRD efetua a pesquisa e lavra

Figura 28 Mapa geológico esquemático da mina Conceição; Distrito Ferrífero de Itabira (CVRD, 1982; in: Schorscher et al., 1982; Schorscher, 1988).

Figura 29 Seção geológica transversal (E 25, Fig. 8) da mina Conceição; Distrito Ferífero de Itabira (CVRD, 1982; in: Schorsch et al., 1982; Schorsch, 1988).

seletiva de ouro, em paralelo ao ferro, com a produção superior a 300 kg/ano de Au.

O ouro ocorre em veios de quartzo com hematita especular, e nas faixas de jacutinga. Estas constituem-se, na mina do Cauê, em materiais mistos, friáveis a moles, preenchendo zonas de fraturas nos itabiritos. São massas argilosas, +/- limoníticas, de cor marrom escura com manchas milimétricas de argilas brancas, em mistura com hematitas moles, quartzo remobilizado grosseiro e itabiritos friáveis de aspecto fragmental.

Estudos de microscopia de minérios e microsonda eletrônica mostraram a existência de várias gerações de ouro, finas e grossas, homogêneas e inhomogêneas. As partículas grossas (0,2 - 2 mm) têm formas irregulares de crescimento posterior às hematitas idiomórficas e são inhomogêneas. Encontram-se domínios de Au (99 - 100) de cor dourada, intercrescidos com outros de Au(85-95)Pd(15-5) de cores mais variáveis, amarelas-róseas amarronzadas. No ouro paladiado, encontram-se ainda segregações em corpos de dimensões < 10 micra, de cor cinza, com mais de 40% de Pd na liga. Os grãos finos (dimensões < 0,1 mm) são mais homogêneos, podendo coexistir em espaços microscópicos partículas de ouro puro e paladiado (Schorscher et al., 1991).

O ouro paladiado parece ser típico da Formação Ferrífera Cauê e não pode ser explicado por simples remobilização de ouro arqueano (Schorscher et al., 1991).. Dados adicionais sobre o ouro paladiado do Quadrilátero Ferrífero encontram-se em Freyberg (1934), Moraes e Barbosa (1939), Dorr (1969), Guimarães (1970), Roeser et al. (1989), Ladeira (1988; 1991), entre outros.

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Prancha Fotográfica 8 - Metaconglomerado intraformacional da Formação Sopa Brumadinho, nas extremidades meridionais da Serra do Espinhaço, a W de Itabira (região de José de Melo). Os seixos são de quartzitos do próprio Supergrupo Espinhaço (cores claras) e de itabiritos típicos para a Formação Cauê (cor preta). Com frequência menor, ocorrem seixos de conglomerado no conglomerado (um é indicado pela ponta do martelo); seixos de rochas do embasamento arqueano não foram encontrados neste afloramento. Os conglomerados Sopa nas extremidades meridionais da Serra do Espinhaço, na região estudada, são apenas esporadicamente diamantíferos.

Prancha Fotográfica 9 - Quartzitos com mega-estratificações cruzadas (para escala, ver a pessoa no primeiro plano, na parte esquerda do afloramento) caracterizam a Formação Galho do Miguel do Supergrupo Espinhaço. Este afloramento situa-se no topo da extremidade N da Serra das Cambotas na parte NE do Quadrilátero Ferrífero (para localização, ver Fig. 3: continuação da Serra das Cambotas a N da área 12).

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

*** Distribuição, estratigrafia e trabalhos anteriores**

O Supergrupo Espinhaço compreende essencialmente as rochas quartzíticas que compõem o corpo da Serra do Espinhaço. Esta se constitui numa cordilheira contínua por mais de 2.000 km, desde o Quadrilátero Ferrífero na região deste estudo, até a Chapada Diamantina na Bahia, com traçado geral N-S, subparalelo a costa Leste-Brasileira (Eschwege, 1832; Derby, 1905; 1906; Harder e Chamberlin, 1915; Moraes e Guimarães, 1930; Freyberg, 1932; Oliveira e Leonardos, 1943; Barbosa, 1954; Guimarães, 1964; Almeida, 1967; 1977; Pflug et al., 1969; Pflug e Renger, 1973; Schorscher et al., 1982; Almeida e Hasui (1984); Schobbenhaus e Campos, 1984; Inda et al., 1984; Schorscher, 1988; 1991a; Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992; entre muitos outros).

Na região deste trabalho, o Supergrupo Espinhaço forma as extremidades meridionais da serra homônima e inclui ainda a Sequência da Serra da Boa Vista. As extremidades meridionais da Serra do Espinhaço alcançam larguras máximas, na direção W-E, de cerca de 50 km; na direção N-S, a faixa Espinhaço apresenta rápidos estreitamentos e até descontinuações, por tectônica e erosão (Fig. 3). A estruturação nesta região é de dobramentos em geral abertos com eixos principais N-S, exceto ao longo da borda leste da Serra, onde estes dobramentos podem tornar-se isoclinais invertidos para W. A norte de Itabira (Fig. 3), observa-se ainda uma saliência regional para leste, na forma geral do corpo da Serra. Nesta região, afetada pelo desenvolvimento de empurrões, transcorrências e rampas oblíquas nas áreas limitrofes a nordeste e sudeste, os dobramentos tornam-se apertados com inflexões dos eixos principais para leste (Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992).

Outro elemento estrutural importante na região estudada, são falhas de empurrão de alto ângulo, de direção

geral N-S com caimentos para E, escalonadas "en echelon" e de efeito "em tesoura", abrindo para S, por soerguimentos e basculamentos dos blocos progressivamente maiores nesta direção. Estas falhas e a erosão posterior são os responsáveis pela descontinuação e redução drástica dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço no sentido regional N-S, e particularmente no Quadrilátero Ferrífero, onde são restritos a apenas poucas estruturas de serras locais mais proeminentes, tais como a Serra das Cambotas a NW de Barão de Cocais, as Serras do Caraça e do Pinho, respectivamente, a W e a E de Catas Altas, ou ainda a Serra do Ouro Branco na borda S do Sinclinal Dom Bosco (Fig. 3) (Schorscher, 1980a; Davies e Schorscher, 1991).

Para reconstruções paleogeográficas, é bastante importante notar que a faixa deposicional do Supergrupo Espinhaço estendeu-se originalmente por toda a parte leste e sudeste da região hoje ocupada pelo Quadrilátero Ferrífero (e ainda a leste do mesmo), com largura W-E, conforme evidenciada pelos relitos de erosão (maiores e menores) preservados, não notavelmente inferior àquela das áreas de coberturas Espinhaço contínuas, na parte norte da região considerada (Fig. 3).

As colunas estratigráficas e litologias principais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (segundo Pflug, 1968) e para a região deste estudo, nas extremidades meridionais da Serra do Espinhaço (Serra do Cipó), são mostradas na Tabela 4. A evolução dos conceitos estratigráficos para a atual concepção de aparente consenso quanto à posição das unidades principais, passou pela consideração das rochas Espinhaço no contexto da Série Minas, precambriana e parcialmente na Série Superior (Lavras), paleozóica, por Derby (1881a; b; 1905; 1906), como Série Minas, algonquiana, por Harder e Chamberlin (1915), subdivididas em Série Minas, Série Itacolomi e Série Lavras, por Guimarães (1931), entre outros.

Tabela 4 - Coluna estratigráfica simplificada e litologias principais do SGr. Espinhaço: A - na região de Diamantina, seg. Pflug (1968); B - das extremidades meridionais da Serra do Espinhaço (Serra do Cipó), seg. Schorsch (1975a) (modificado de: Inda et al., 1984).

SÉRIE	FORMAÇÃO	LITOLOGIA		
MINAS	RIO PARDO GRANDE	FILITOS EM PARTE RICOS EM FERRO E MANGANÊS COM BANCOS DE QUARTZITOS E DOLOMITOS		5.000 m
	CORREGO PEREIRA	SIMILAR À FORMAÇÃO CORREGO DOS BORGES.		4.000 m
	CORREGO DA BANDEIRA	FILITOS?, SILTITOS? LENTES DE QUARTZITOS?		
	CORREGO DOS BORGES	QUARTZITOS PUROS ÀS VEZES MICACEOS, RARAS BRECHAS INTRAFORMACIONAIS.		
	SANTA RITA	FILITOS E SILTITOS INTERCALADOS.		3.000
	GALHO DO MIGUEL	ORTOQUARTZITOS PUROS DE GRANULAÇÃO VARIÁVEL SEIXOS E INTERCALAÇÕES DE FILITOS SÃO RAROS. ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA É MUITO FREQUENTE.		2.000
		QUARTZITOS, FILITOS, LENTES DE CONGLOMERADOS POLI- E MONOMICTOS, BRECHA QUARTZÍTICA, FILITO HEMATÍTICO		1.000
PRÉ-MINAS	SOPA-BRUMADINHO	ORTOQUARTZITOS COM SEIXOS ISOLADOS NA PARTE BASAL, ABUNDANTE ESTRATIF. CRUZADA		
	SÃO JOÃO DA CHAPADA			
	INDIVISO	MIGMATITOS, GNAISSSES ANFIBOLITOS, ROCHAS GRANÍTICAS, FILITOS, MICAXISTOS, QUARTZITOS, ITABIRITOS.		0m

SUPERGRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA
ESPINHAÇO	AS FORMAÇÕES SUPERIORES DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NÃO FORAM ENCONTRADAS NAS EXTREMIDADES MERIDIONAIS DA SERRA DO ESPINHAÇO E POSSIVELMENTE FALTAM, DEVIDO A NÃO-DEPOSIÇÃO E/OU EROSÃO		
		GALHO DO MIGUEL	ORTOQUARTZITOS PUROS COM MEGA-ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS (ALTURA ATÉ 10m E EXTENSÃO ATÉ > 100m), LOCALMENTE COM DELGADAS LÂMINAS DE SERICITA-XISTOS NOS PLANOS DE ACAMAMENTO
		SOPA-BRUMADINHO	QUARTZITOS, ÀS VEZES FERRUGINOSOS, GROSSEIROS A FINOS, MICACEOS OU NÃO, COM NÍVEIS DE FILITOS/XISTOS SERICÍTICOS INTERCALADOS E LENTES DE CONGLOMERADOS LOCALMENTE DIAMANTÍFEROS OLIGOMICTOS (FÁCIES ALTAMIRA, COM SEIXOS DE QUARTZO DE VEIO E QUARTZITO) E POLIMICTOS (SEIXOS DE ITABIRITOS POBRES E RICOS EM FERRO, MINÉRIOS RICOS EM FERRO, QUARTZITOS, "METACHERT" E MUITO RAROS SEIXOS DE ROCHAS GRANÍTICAS DO EMBASAMENTO).
		SÃO JOÃO DA CHAPADA	QUARTZITOS MICACEOS OU NÃO, ÀS VEZES CONGLOMERÁTICOS OU COM SEIXOS ESPARSOS NA PARTE BASAL DA SEQUÊNCIA (SEIXOS DE QUARTZO DE VEIO, QUARTZITO, FILITOS/XISTOS) FILITOS E FILITOS HEMATÍTICOS EM NÍVEIS INTERCALADOS.
	SEQUÊNCIA DE XISTOS VERDES	INDIVISO	CLORITA-ACTINOLITA-ALBITA-QUARTZO, QUARTZO-CLORITA, QUARTZO-CLORITA-SERICITA-E SERICITA-QUARTZO-XISTOS/FILITOS DERIVADOS DE TUFO, TUFTOS E VULCANITOS (?) MÁFICOS A ÁCIDOS SUBORDINADAMENTE XISTOS E FILITOS METAPELÍTICOS GRAFITOSOS E XISTOS METAPELÍTICOS COM CLORITOIDE
ARQUEANO	INDIVISO		COMPLEXO MIGMATITO GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS. SUPERGRUPO (GREENSTONE BELT) NO DAS VELHAS

Na edição mais recente do Mapa Geológico do Brasil (Schobbenhaus et al., 1981) e respectivo texto explicativo (Inda et al., 1984), as litologias Espinhaço foram incluídas no Supergrupo Espinhaço. Este termo foi originalmente introduzido por Draper (1920) e posteriormente modificado nos mais diversos aspectos (por exemplo: Moraes Rego, 1931; DNPM/PROSPEC/PRM, 1975; Schobbenhaus et al., 1978; entre muitos outros). A subdivisão básica do Supergrupo Espinhaço na parte central da Serra do Espinhaço em Minas Gerais foi elaborada por Pflug (1968), com alguns detalhamentos e modificações menores por Schöhl e Fogaça (1979).

Pflug (1968) estabeleceu 8 formações na região de Diamantina (Tabela 4A). Kneidl e Schorscher (1972), Schorscher (1975a) e Sperber (1975) introduziram uma unidade adicional, denominada de Sequência de Xistos Verdes, composta essencialmente de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas básicas e ultrabásicas, e subordinadamente intermediárias e ácidas. Esta unidade falta localmente devido, ou à não-deposição ou, mais provavelmente, devido à erosão subsequente.

Mais recentemente, foram propostas diversas complementações e modificações faciológicas por diferentes autores (por exemplo: Hoppe, 1978; Torquato e Fogaça, 1979; Almeida Abreu et al., 1987; Dossin et al., 1987; Uhlein e Garcia, 1987; Garcia e Uhlein, 1987; Almeida Abreu, 1989; Uhlein, 1991; entre outros). Em termos da integração dos mapeamentos e da subdivisão regional litoestratigráfica e estrutural do Supergrupo Espinhaço, há de se mencionar ainda os trabalhos de Barbosa e Schorscher (1984; 1989), Santos e Schorscher (1984; 1989) Barbosa et al. (1984; 1989), Veneziani e Schorscher (1984; 1986; 1990), Schorscher et al. (1985), Santos (1986), Veneziani (1987), Barbosa (1988), Veneziani et al. (1988; 1989), baseados sobretudo em sensoriamento remoto e verificações de campo e perfis regionais.

* Petrografia e ambientes deposicionais

A Sequência de Xistos Verdes é, em geral, mais freqüente e espessa nas ocorrências da borda leste da Serra (onde alcança comumente de 20 a 40 metros de espessura), afinando ou faltando nas partes centrais e oeste. Alguns dos metatufitos básicos, por exemplo, na região de Altamira (a W de Itabira, Fig. 3), apresentam-se particularmente ricos em apatita, minerais opacos e titaníferos (rutilo, leucoxênio, titanita). As apatitas destas rochas são ópticamente anômalas, positivas (Schorscher, 1975), e apresentam teores elevados de ítrio ($Y_2O_3 \leq 3\%$ de peso) na estrutura do mineral. Apatitas deste tipo foram descritas do kimberlito Luanza no Congo/Zaire por Stutzer (1913), e podem indicar uma ligação genética entre alguns tufitos da Sequência de Xistos Verdes e as rochas-fonte dos diamantes proterozóicos do Supergrupo Espinhaço, ainda desconhecidas (Schorscher, 1988). Neste contexto acrescenta-se a ocorrência de níveis de quartzitos com teores muito elevados de apatita clástica detrítica como mineral pesado (perfazendo de 20 a 30% de volume dos quartzitos), na formação Sopa Brumadinho (Kehrer, 1971; Schöhl, 1972; 1973a; Schorscher, 1975a).

Outras rochas da Sequência de Xistos Verdes são quartzo-clorita-xistos com proporções variáveis de albita, sericita/muscovita, biotita, estilpnomelano, apatita, minerais opacos e titaníferos e ainda xistos essencialmente quartzo-sericíticos com textura sugestivas de rochas (meta-) vulcânicas/vulcanoclásticas ácidas.

A Formação São João da Chapada é a unidade quartzítica basal do Supergrupo Espinhaço. Ela é pouco espessa na região estudada e mais bem caracterizada nas ocorrências localizadas na continuação da parte central do corpo da Serra do Espinhaço, a W e SW de Itabira, onde pode alcançar espessuras máximas estimadas em até 40-60 metros (Fig. 3). Os contatos com a Formação Sopa Brumadinho

sobreposta são gradacionais, difíceis de serem precisamente definidos (Kneidl e Schorscher, 1972; Schorscher, 1975a; 1980a).

Quando sobreposta diretamente ao embasamento arqueano, podem ocorrer conglomerados basais locais em corpos de pequeno porte (espessuras de ≤ 5 m) e extensão (dezenas a poucas centenas de metros). Estratificação cruzada de porte pequeno a médio (centimétrico a decimétrico) e marcas de onda são bastante frequentes. Em geral, estes quartzitos são composicional e texturalmente imaturos, variando de micáceos a microconglomeráticos com grãos e grânulos angulosos; sempre contêm feldspatos detríticos, predominando fortemente os feldspatos alcalinos/microclínio sobre o plagioclásio, e incluem ainda níveis lenticulares de mica-xistos e de filitos hematíticos (Schorscher, 1975a; 1991a; Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992). Características litológicas adicionais encontram-se na tabela 4.

Para W, nas ocorrências da região limítrofe com o Supergrupo São Francisco, o Supergrupo Espinhaço passa integralmente para seqüências quartzíticas-conglomeráticas menos bem definidas quanto à subdivisão e correlação regional com as formações litologicamente típicas e de distribuição regional confirmada (por exemplo: Sperber, 1975). Para E, principalmente nas áreas de ocorrência a N de Itabira (Fig. 3), a Formação São João da Chapada sofre reduções de espessura até o desaparecimento total. Litologicamente, passa para quartzitos mais finos, em parte arcossianos, e quartzo-mica-xistos.

A Formação Sopa Brumadinho é a unidade de maior importância econômica do Supergrupo Espinhaço, e mundialmente famosa pelas ocorrências de conglomerados diamantíferos. A natureza petrográfica da Formação é, em geral, quartzítica e conglomerática, e sua espessura total na região estudada não ultrapassa 200 metros, variando, mais

frequentemente, entre 80 - 150 metros. Os conglomerados formam corpos lenticulares, intraformacionais, do tipo de linha de costa (Pflug, 1965; 1967), com dimensões longitudinais até quilométricas, em geral de direção N-S, e transversais, normalmente inferiores a 300 metros. As rochas encaixantes dos conglomerados da Formação Sopa Brumadinho são, em geral, de seqüências quartzíticas imaturas, quartzitos diversos, inclusive ferruginosos e/ou micáceos (sempre portadores de feldspatos, predominantemente feldspato alcalino detrítico), quartzo-mica-xistos, filitos e filitos hematíticos. Nos quartzitos da Formação Sopa Brumadinho, encontram-se níveis fosfáticos, onde apatita (fluor-apatita como mineral detrítico pesado) perfaz de 20 - 30% de volume dos quartzitos (Schöll, 1972; 1973a; Schorscher, 1975a). Estas apatitas podem ser produtos de retrabalhamento de rochas da Seqüência de Xistos Verdes em áreas adjacentes.

Os conglomerados são monomíticos, oligomíticos ou polimíticos, com seixos predominantes de quartzitos retrabalhados do próprio Supergrupo Espinhaço e de itabiritos e minérios de ferro hematíticos e metacherts, do tipo da Formação Ferrífera Cauê (Supergrupo Minas)(Prancha Fotográfica 8). Seixos de rochas carbonáticas não foram encontrados, apenas micro-seixos em seixos de quartzitos silicificados; seixos de rochas do embasamento arqueano são, na região estudada, extremamente raros e seixos de conglomerado (Prancha Fotográfica 8) evidenciam retrabalhamentos parciais do próprio conglomerado.

Na região deste estudo, são raras as ocorrências de diamantes nos conglomerados, inexistindo qualquer atividade de mineração ou garimpo específica. Ocasionalmente, são encontrados diamantes em garimpos de ouro em córregos que nascem nos sopés da Serra do Espinhaço, por exemplo na Serra das Cambotas, próximo a Barão de Cocais (Fig. 3)(Gorceix, 1885; Freyberg, 1934). Ainda sob aspectos mineralógicos e genéticos, são de interesse a ocorrência de pirita e apatita

nos conglomerados Sopa. As piritas são sempre limonitizadas, mas apontam para uma possível origem detrítica (Inda et al., 1984); entre as apatitas, foram verificados tipos opticamente positivos e contendo teores elevados de ítrio na estrutura do mineral (Schorscher e Almeida Abreu, dados não publicados).

Foi possível mapear zonas de facies na Formação Sopa Brumadinho, de acordo com a distribuição e predominância dos tipos de seixos, observando-se, em geral, nas ocorrências da região a W, SW e S de Itabira (Fig. 3) o acréscimo de seixos de origens químicas, principalmente de itabiritos e minérios de ferro e, mais localmente, de metachert, no sentido de W para E e SE (Schorscher, 1975a). Na região a norte de Itabira, a Formação Sopa Brumadinho fica, de W para E, progressivamente mais fina, tornando-se isenta de corpos de conglomerados nas ocorrências do extremo leste. Ainda assim, apresenta típica progradação das facies continentais, relativamente mais grossas, sobre os depósitos anteriores da mesma formação mais finos (Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992). Nas ocorrências da região W, limítrofe com o Supergrupo São Francisco, faltam os seixos de origens químicas, tornando-se mais frequentes os de quartzo de veio e de rochas embasamentais arqueanas (Sperber, 1975).

Para a evolução da Formação Sopa Brumadinho, foi apresentado estudo faciológico regional por Almeida Abreu et al. (1987), indicando ambientes simultâneos, tectonicamente ativos por movimentação diferencial de blocos embasamentais (Almeida Abreu e Schorscher, 1984), de características sedimentológicas predominantes variáveis (no tempo e no espaço) fluviais, deltáicas e marinhas, sujeitos ainda à influência de variações da linha de costa (cf. Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992).

A Formação Galho do Miguel é a unidade estratigraficamente superior do Supergrupo Espinhaço nas extremidades meridionais da Serra do Espinhaço (Tabela 4B)

preservada, com espessuras de 300 - 500 metros. Esta unidade é regionalmente caracterizada, quando tipicamente desenvolvida, por ortoquartzitos composicional e texturalmente muito maduros, predominando a granulometria de areia fina (a média). As estruturas sedimentares predominantes são muito típicas de estratificação plano-paralela, em unidades deposicionais de poucos centímetros, com alguma mica (muscovítica) nos planos de acamamento, ou ainda com marcas de onda, e de impressionantes mega-estratificações cruzadas (Prancha Fotográfica 9).

Petrograficamente, trata-se de quartzitos silicificados, compostos essencialmente de grãos de quartzo (absolutamente predominantes), raros feldspatos, e zircão muito fino e bem arredondado como mineral pesado quase que exclusivo (Almeida Abreu e Munhoz, 1983). Sob intemperismo, ocorre dessilicificação, e os quartzitos da Formação Galho do Miguel tornam-se friáveis, fornecendo, por erosão, areias brancas muito puras. Neste estado, são freqüentemente lavrados em lavras de areia, para material de construção.

Na região deste estudo, a Formação Galho do Miguel tem áreas de ocorrência típica nas continuações das partes centrais do corpo da Serra do Espinhaço a W e SW de Itabira (Serra do Cipó), incluindo as Serras das Cambotas (Prancha Fotográfica 9), do Caraça e do Pinho, a leste de Catas Altas (Fig. 3, áreas 2, 11, 12, entre outras), com várias lavras de areia em operação. Nas ocorrências da região SE, particularmente da Serra do Pinho (Fig. 3, a leste de Catas Altas), os corpos típicos de quartzito parecem afinar, ou mesmo ser descontínuos lateralmente, ocorrendo quartzitos micáceos e quartzo-mica-xistos como rochas interdigitadas na continuidade da Formação (Davies e Schorscher, 1991). Na região a N de Itabira, a Formação Galho do Miguel falta nas áreas de ocorrência mais orientais do Supergrupo Espinhaço (Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992), ao passo

que foi descrita em desenvolvimento típico da parte W da Serra do Cipó (por exemplo, Dossin e Dardenne, 1984)

A natureza e origem da Formação Galho do Miguel foram discutidas de maneira controvertida na literatura, como de plataforma marinha mais profunda (Schöll e Fogaça, 1979; Fogaça, 1985), marinha rasa (Almeida Abreu e Munhoz, 1983), praial com porções permanentemente expostas e retrabalhadas pelo vento (Dossin e Dardenne, 1984), e ainda eólica em condições litorâneas (Garcia e Uhlein, 1987). No contexto das observações na região deste trabalho, e de acordo também com as evidências sobre a evolução da Formação anterior Sopa Brumadinho (Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992), considera-se o modelo genético e do ambiente deposicional reconstruído por Dossin e Dardenne (1984) o mais coerente, que propõe para a Formação Galho do Miguel um ambiente praial com dunas (eólicas) e depósitos inter-dunas continentais e marinhos rasos. A distribuição e o desenvolvimento de facies nas ocorrências típicas na parte SE-E da região deste estudo, leva a inferir condições transgressivas durante a deposição da Formação Galho do Miguel, com o afogamento progressivo das dunas (facies eólicas) por facies marinhas, avançando regionalmente, de SE e E para NW e W. Neste estágio, a Bacia do São Francisco e sua continuação para S, incluindo as partes do Quadrilátero Ferrífero a W da Serra do Caraça (inclusive o Complexo Bação), e as regiões a W e NW do Quadrilátero Ferrífero, representaram áreas continentais.

As Formações Superiores, Santa Rita a Rio Pardo Grande (Tabela 4) faltam na maior parte da área deste estudo, ou por não-deposição ou por erosão posterior; apenas em partes da região N-NW, foram tentativamente identificadas e mapeadas com base em sensoriamento remoto (Barbosa e Schorscher, 1984; 1989; Barbosa, 1988). Por falta de estudos mais pormenorizados, principalmente petrográficos, não serão tratadas em maior detalhe neste texto.

* Sequencia da Serra da Boa Vista

Esta Seqüência constitui-se numa faixa quartzítica e conglomerática delgada que se estende com características estruturais do Supergrupo Espinhaço (direção N-S, caimento para E) ao longo da borda leste do Quadrilátero Ferrífero e inclui a mina histórica de ouro Quebra Osso (Fig. 3, área 8; Fig. 9). Foi inicialmente mapeada por Maxwell (1972), e atribuída ao Grupo Caraça (cf. Dorr, 1969).

A evolução litoestratigráfica foi detalhada por Luchesi e Schorscher (1990) e Luchesi (1991) (Tabela 5). A Seqüência da Serra da Boa Vista tem contatos por falha inversa a E, com o Domo de Santa Barbara, e sedimentares-tectonizados, a W, com o Grupo Quebra Osso. Na parte basal, ocorrem dois níveis conglomeráticos, de continuidade variável; ambos ricos em piritas detríticas e de composição praticamente monomítica. Os seixos são, com poucas exceções, quartzitos puros de recristalização grossa - metacherts. Seixos deste tipo são comuns nos conglomerados Sopa Brumadinho, por exemplo, nas ocorrências do Distrito de Florália (Fig. 3, área 9). Os conglomerados encaixam um horizonte descontínuo - filítico a quartzítico, piritoso, localmente grafitoso, fuchsítico e com níveis delgados (centimétricos a decimétricos) de formações ferríferas - das mineralizações de ouro.

As partes superiores da seqüência são quartzíticas, predominando tipos puros de cor branca e granulação fina. Localmente, ocorrem estratificações cruzadas de portes pequenos (unidades centimétricas), finos níveis filíticos e ainda, raros níveis ferruginosos (de alteração de piritas).

As mineralizações de ouro foram exploradas na mina Quebra Osso e em dois garimpos correlatos (Fig. 9), caracterizando corpos descontínuos (Moraes e Barbosa, 1939, Araújo, 1941 e Wahle, 1943). O ouro ocorre em xistos e filitos/filonitos grafitosos, piritosos e quartzosos, e na

Tabela 5 - Coluna estratigráfica simplificada e litologias principais da Seqüência da Serra da Boa Vista (Proterozóico Inferior) na parte leste do Quadrilátero Ferrífero, seg. Luchesi & Schorsch (1990); Luchesi (1991).

	UNIDADE	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPOSICIONAL	ESPESSURA
S E Q Ü Ê N C I A S E R R A B O A V I S T A	Quartzitos Serra da Boa Vista	Quartzitos puros brancos, quartzitos microconglomeráticos ± sericiticos, quartzitos ferruginosos, quartzo-mica-xistos. Níveis com estratificação cruzada decimétrica. Níveis filíticos mais frequentes na porção sul da Serra da Boa Vista.	Subaquático Raso	~ 300m
	Metaconglomerados E/W	Metaconglomerado W em lentes descontínuas com estratificação gradacional normal; metaconglomerado E em nível contínuo. Seixos de metachert, matriz quartzo-sericita-moscovita. Pirita localmente abundante, detritica. Minerais pesados: rutilo e zircão.	<i>Braided Alluvium</i>	W: Ausente a 60m E: 20 a 80m
	Unidade Aurífera da Mina Quebra Osso	Quartzitos micáceos, quartzo-mica-xistos, filitos com intercalações centimétricas de metachert e BIF's pobres; presença de pirita abundante em parte oxidada, grafita e fuchcita; unidade descontínua.	Distal, Redutor	Máximo: 30m
	Metaconglomerado Basal	Metaconglomerado lenticular, descontínuo; seixos de metachert; matriz quartzo-sericita, localmente com fuchcita. Presença de pirita. Aspecto milonítico.	Fan Aluvial	Ausente a ~ 10m
	Quartzito/Filonitos do Contato	Quartzito, quartzito sacaroidal e ferruginoso ± micáceo; descontínuos no contato W; equivalentes a filonitos no contato E.	Proximal e Distal	0,5-8m
Contato tectonizado com Grupo Quebra Osso na porção W e contato tectônico por falha de empurrão inversa, de alto ângulo, na porção E.				

parte basal do nível conglomerático superior, tendo composições isentas de Pd e teores de Ag bastante variáveis (Luchesi, 1991; Luchesi e Schorscher, dados não publicados).

A Seqüência da Serra da Boa Vista apresenta similaridades em relação ao Supergrupo Minas, nos aspectos litológicos-metalogenéticos da parte basal da seqüência, incluindo as abundantes piritas detríticas e as mineralizações de ouro relacionadas a níveis grafitosos e ferruginosos; no caso do Supergrupo Espinhaço, citam-se as características litoestratigráficas gerais, principalmente das partes superiores da seqüência e a configuração estrutural.

A Seqüência da Serra da Boa Vista foi incluída no Supergrupo Espinhaço por motivos geológicos, regionais-estruturais. Geneticamente, no contexto das seqüências metassedimentares proterozóicas principais, é considerada como uma variação de facies (regionalmente mais restrita) transicional entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo Minas.

*** Evolução do Supergrupo Espinhaço**

Os ambientes deposicionais e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Espinhaço foram considerados deltáicos proximais por Harder e Chamberlin (1915), miogeossinclinais por Barbosa (1954) e Pflug (1965, 1967), e como corpos de arenitos parálicos-prismáticos marinhos-costeiros (Dorr, 1969). Para a região de Itabira, foi elaborado um modelo de margem continental em desenvolvimento, a partir de um sistema de rift, com movimentos tectônicos de blocos embasamentais (Schorscher, 1975a). Este modelo foi posteriormente estendido para o Espinhaço Meridional em Minas Gerais, e complementado com o modelo de rift-aulacógeno proposto para o Supergrupo Espinhaço na Bahia (Inda et al., 1984). Pflug et al. (1980)

admitem a origem de rift para a bacia Espinhaço, atribuindo-a ao final do Proterozóico Inferior. Mais recentemente, Uhlein (1991) inclui todos os sedimentos Espinhaço como depósitos de rift no Proterozóico Superior (Ciclo Brasileiro).

As características petrográficas-faciológicas locais e regionais e as correlações geológicas regionais e inter-regionais (por exemplo, Torquato, 1976; Torquato e Fogaça, 1979) não sustentam as interpretações de Uhlein (1991). Neste trabalho, considera-se o modelo de margem continental em desenvolvimento a partir de um sistema de rift mais adequado para explicar a maioria das observações geológicas. Neste modelo, o eixo central do sistema de rift estaria situado numa zona de direção N-S, localizada, em geral, a leste, mas a distâncias desconhecidas, possivelmente grandes, da faixa deposicional hoje ocupada pelos (meta-)sedimentos Espinhaço, e a formação do rift seria anterior à deposição destes. Durante o estágio de rift, a futura área de deposição dos sedimentos Espinhaço seria margem de rift, isenta de sedimentação, em soerguimento por arqueamento, e localmente afetada por magmatismo/vulcanismo ultramáfico alcalino diamantífero. Seria ainda a área-fonte dos sedimentos depositados a leste, no interior do sistema de rift. A abertura do rift continuaria para uma margem continental. Neste estágio, iniciar-se-ia a sedimentação Espinhaço, obedecendo, de um modo geral, na faixa preservada, à progressão, de E para W, de facies posteriores marinhas sobre facies anteriores fluviais e costeiras. Tectônica de blocos embasamentais e variações da linha de costa estão mais caracteristicamente evidenciadas na Formação Sopa Brumadinho (Almeida Abreu e Schorscher, 1984; Almeida Abreu et al., 1987). Um recuo mais forte do nível do mar no final da sedimentação Sopa Brumadinho (Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992) pode ter causado o ambiente praiial para a sedimentação em partes eólica da Formação Galho do Miguel, cujo final indica a retomada do

avanço marinho (no sentido de E para W). As formações superiores do Supergrupo Espinhaço não estão preservadas na área deste estudo. Quanto à sua interpretação, contudo, existe unanimidade no sentido de indicarem a continuação do avanço do ambiente marinho sobre a margem continental para W.

A idade do Supergrupo Espinhaço é outra questão sob discussão (Pflug, 1965a; b; 1967; Almeida, 1967; 1977; Dorr, 1969; Brito Neves et al., 1979; Machado et al., 1989b; Uhlein, 1991). Neste trabalho, admite-se idade de sedimentação do Proterozóico Inferior, com base nas características sedimentológicas gerais e sobretudo pelas indicações de pirita detríticas nos conglomerados Sopa Brumadinho e nos conglomerados da Sequência da Serra da Boa Vista. Correlações com o Supergrupo Espinhaço na Bahia e resultados (preliminares) de datações radiométricas U-Pb em zircões de rochas vulcânicas ácidas do Grupo Rio dos Remédios, indicando idades superiores a 2 Ga (Brito Neves, comunicação pessoal), confirmariam esta interpretação.

ROCHAS METAULTRAMÁFICAS TECTONÍTICAS E METABASITOS- "ANFIBOLITOS DIABASÓIDES"

Estes litotipos ocorrem com bastante frequência na região estudada, obedecendo a controles geotectônicos e estratigráficos específicos. As rochas metaultramáficas tectoníticas estão restritas à parte leste da região, a partir da borda leste da Serra do Espinhaço (e continuação para sul no Quadrilátero Ferrífero). Os metabasitos-"anfíbolitos diabasóides" ocorrem por toda a região, com exceção das áreas da Bacia do São Francisco, cobertas pelo Supergrupo São Francisco, de onde são a presente desconhecidas (Fig. 3).

* Rochas metaultramáficas tectoníticas

Rochas metaultramáficas com estruturas e texturas predominantemente tectoníticas encontram-se inseridas ao longo de falhas inversas de ângulos altos a médios, no Complexo Regional de Rochas sensu lato Graníticas, tectonicamente intercaladas no Supergrupo Minas ou ainda arrastadas/empurradas contra e parcialmente sobre rochas do Supergrupo Espinhaço e/ou de seqüências vulcano-sedimentares de tipo "greenstone belt" (Torres et al., 1969; Renger, 1970; 1972; Kehrer, 1971; 1972; Schöll, 1972; Schorscher, 1973a; 1975a; Pflug e Renger, 1973; Davies e Schorscher, 1991; Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992; entre outros). Os corpos metaultramáficos têm dimensões muito variáveis, desde métricas a quilométricas e formas lenticulares, foliadas e/ou estiradas de acordo com os elementos planares e lineares das zonas de falhas. Os contatos com as rochas encaixantes são, quando permitem observações petrográficas, isentos de efeitos de metamorfismo de contato.

As características estruturais das falhas que controlam os corpos metaultramáficos no embasamento arqueano (sensu lato granítico e/ou vulcano-sedimentar), as relações estruturais-estratigráficas com os supergrupos Minas e Espinhaço e as características metamórficas regionais evidenciam a colocação tectônica dos corpos ultramáficos durante a evolução proterozóica, anterior ao principal metamorfismo regional dinamo-termal progressivo.

Algumas ocorrências incluem corpos de cromititos, constituindo minérios ricos a disseminados, por exemplo, nas regiões de Itabira (Fig. 3) e Morro de Pilar e, fora da área deste estudo, nas regiões de Dom Joaquim, Alvorada de Minas, Sêrro e Santo Antônio do Itambé (Alves, 1952; 1966; 1967; Dorr e Barbosa, 1963; Renger, 1970; 1972; Schorscher, 1975a; Wiedemann e Schorscher, 1978; Schorscher, 1980c; Uhlein, 1982; Uhlein et al., 1983; Marker e Martin, 1985; Friedrich et al., 1987). Aos corpos metaultramáficos tectoníticos da borda leste da Serra do Espinhaço, na parte norte e a norte da área deste estudo, foram associadas ocorrências de platina daquela região, ainda que o metal tenha sido encontrado apenas em aluviões (Hussak, 1906; Belezkij e Guimarães, 1959; Renger, 1972).

A composição mineralógica-petrográfica das rochas metaultramáficas varia de acordo com a intensidade do principal evento metamórfico regional proterozóico, da facies dos xistos verdes média nas ocorrências da parte oeste da área estudada, a anfibolito e granulito na região leste (Fig. 3). As principais paragéneses minerais metamórficas são aquelas tipicamente descritas na literatura (cf. Winkler, 1976): serpentinas (antigorita e/ou crisotila), clorita magnesiânica (e clorita cromífera, kmmererita, em caso de teores maiores de cromita nas rochas), tremolita, talco e magnesita - na facies dos xistos verdes; clorita magnesinica, talco, tremolita, antofilita - na facies anfibolito; e ortopiroxnio (bronzita-enstatita),

olivina forsterítica e espinélio verde (hercinita-pleonasto) - na facies granulito. Estudos de química mineral para fins de detalhamentos metamórficos, geotermométricos e geobarométricos não foram efetuados neste trabalho.

As rochas metaultramáficas tectoníticas apresentam ainda com bastante frequência e exclusivamente na zona de facies dos xistos verdes, alterações hidrotermais-metassomáticas anisoquímicas, sin-metamórficas, idênticas àquelas descritas dos (meta-)komatiitos. Foram observadas carbonatação, talcificação, esteatitização, magnetitização, piritização, clorititização e turmalinização, em processos independentes ou associados.

Os únicos minerais primários, magmáticos, são as cromitas acessórias e/ou dos corpos de minérios que, apesar da alteração parcial para ferrita-cromita, apresentam ainda núcleos preservados com composição química original. Estas cromitas são, em comparação àquelas dos (meta-)komatiitos (Anexo 3, Tabela A3-4), mais ricas ou muito mais ricas em Al_2O_3 (14-17% de peso), MgO (10-15%), Cr_2O_3 (48-54%), e mais pobres em FeO_{tot} (18-20%) e ZnO ($\leq 0,5\%$), como diferenças principais.

Os estudos geoquímicos destas rochas são ainda escassos e, em geral, carecem de caracterizações mais detalhadas litológicas-estruturais e petrográficas dos corpos estudados. Este autor iniciou recentemente um programa de reconhecimento geoquímico de corpos de rochas metaultramáficas tectoníticas, visando a caracterização e possível distinção de tipos composicional e geneticamente diferentes (inclusive, com base em estudos de química mineral das cromitas). Os dados a presente disponíveis, porém, são ainda preliminares e insuficientes; portanto, não serão apresentados e discutidos neste texto.

A gênese e origem dos corpos ultramáficos foi considerada de maneira controversa na literatura. Para ocorrências individuais com cromititos da borda leste da Serra do Espinhaço, a N da região deste estudo, foram propostas, inicialmente, origens de complexos ígneos estratiformes, e posteriormente, de complexos de tipo alpino (Alves, 1966; 1967; Renger, 1970; 1972; cf. Almeida e Hasui, 1984). Regionalmente, Grossi Sad (1968) já havia incluído estas e outras ocorrências de rochas ultramáficas (tectoníticas) no que denominou de Cinturões Serpentiníticos do Brasil Oriental. Com a introdução do conceito de terrenos granito-"greenstone belt" para o Arqueano da região e a descoberta de (meta-)komatiitos (Schorscher, 1976a; 1978), alguns dos corpos já conhecidos foram reinterpretados como sendo de origens komatiíticas (por exemplo, Uhlein, 1981; Uhlein et al., 1983).

Desta forma, existem na literatura descrições de ocorrências individuais, a exemplo do corpo cromífero do Morro do Cruzeiro (região de Sêro), para as quais foram defendidas duas ou mesmo todas as três hipóteses genéticas, que dizem respeito a rochas ultramáficas cromíferas precambrianas.

Neste trabalho, descarta-se a hipótese genética de corpos ígneos estratiformes para as ocorrências ultramáficas tectoníticas estudadas, principalmente pela falta de rochas (meta-)gábricas associadas, que invariavelmente deveriam ocorrer em quantidade muito superior aos litotipos ultramáficos nestes complexos. As estruturas cumuláticas ocasionalmente observadas não são, por si só, diagnósticas; tais estruturas ocorrem tanto em derrames de (meta-)komatiitos diferenciados (cf. Arndt e Nisbet, 1982; Donaldson, 1982) como em complexos de tipo alpino (Thayer, 1960; 1964; 1967).

A maioria dos corpos (meta-)ultramáficos tectoníticos é interpretada como de origem de complexos de tipo alpino, proterozóicos, com base nos dados estruturais, petrográficos

e (preliminares) de química mineral das cromitas. Os estudos geoquímicos em execução poderão mostrar, eventualmente, a natureza mais residual destas rochas em relação aos (meta-)komatiitos. No caso de alguns corpos metaultramáficos, tectoníticos, particularmente nas imediações de seqüências vulcano-sedimentares arqueanas, pode-se tratar de partes de (meta-)komatiitos destas, tectonicamente disruptas.

*** Metabasitos - "anfíbolitos diabasóides"**

Rochas metabásicas intrusivas em corpos de tipos e dimensões muito variáveis, de lacolitos ou lopolitos quilométricos a diques submétricos, são bastante freqüentes na área estudada, ainda que, em sua ocorrência e distribuição, obedeçam a controles geotectônicos e estratigráficos específicos. Estas rochas foram originalmente denominadas de anfíbolitos diabasóides por Guimarães (1933). Em relação ao principal evento deformacional e de metamorfismo regional dínamo-termal proterozóico, são claramente pré-tectônicas e pré-metamórficas. Com a progressão deste evento, a partir da facies dos xistos verdes superior, transicionam para anfíbolitos foliados, textural e mineralogicamente típicos (Fig. 3).

Mapas regionais, de semi-detálhe e de compilação e integração regional, registrando ocorrências de metabasitos, foram publicados por Dorr (1969), Kehrér (1971; 1972), Schöhl (1972; 1973a), Schorscher (1973a; 1975a), Engesser (1974), Sperber (1975), Seixas e Silva (1976), Fontes et al. (1978), Schobbenhaus et al. (1978; 1981), Fonseca et al. (1979), Alves e Schorscher (1986), Alves (1986), Santos (1986), Veneziani (1987), Barbosa (1988), Davies e Schorscher (1991), Guimarães e Schorscher (1992), Guimarães (1992), entre outros. Estes mapeamentos, principalmente quando não acompanhados de estudos petrográficos de todas as

ocorrências individualizadas, confundem ocasionalmente corpos de metabasitos com outros tipos, menos freqüentes, de rochas básicas ígneas, de expressão fisiográfica-fotogeológica e aparência macroscópica similar, entre estes, com basaltos coronitizados do Proterozóico Superior e com basaltos mesozóicos. Ainda assim, ilustram os controles geotectônicos e estratigráficos dos metabasitos razoavelmente bem, sendo que estes predominam amplamente entre os litotipos do gênero.

A região de maior freqüência de metabasitos está na faixa representada pelo corpo principal da Serra do Espinhaço, inclusive na sua continuação para sul, nas áreas ocupadas pelo Quadrilátero Ferrífero, e nas regiões imediatamente adjacentes a leste, da borda leste da Serra do Espinhaço e do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 3). Nas áreas com coberturas contínuas do Supergrupo Espinhaço, na parte norte e a norte da região considerada, observa-se, como controle estrutural, a ocorrência dos metabasitos em diques (e corpos) que seguem principalmente as direções N-S, E-W, NE, e ainda ESE. Controles estratigráficos e de idade relativa são indicados pela freqüência fortemente contrastante, muito elevada, de intrusões de metabasitos nas formações inferiores do Supergrupo Espinhaço (de São João da Chapada a Galho do Miguel, inclusive) e sua rápida diminuição até a ausência total nas formações superiores (Santa Rita a Rio Pardo Grande)(cf. Veneziani, 1987; Barbosa, 1988).

Similarmente, não foram a presente verificadas intrusões de metabasitos cortando os depósitos de cobertura, proterozóicos (?) médios a superiores do Supergrupo São Francisco (grupos Macaúbas e Bambuí) na parte cratônica a W da Serra do Espinhaço, ainda que tais intrusões estejam sempre presentes nas áreas embasamentais, arqueanas, daquele domínio geotectônico, onde faltam os (meta-)sedimentos São Francisco (seja por não-deposição ou por erosão posterior), por exemplo, nas regiões a W e NW do Quadrilátero Ferrífero

(Fig. 3). Nestas regiões, contudo, o padrão de distribuição, que na zona Espinhaço é praticamente regular, torna-se irregular, apresentando regiões de maior frequência caracterizadas por enxames de diques (Barbosa, 1988; Oliveira, 1991; Carneiro, 1991; 1992). Feições similares podem ser admitidas para a infraestrutura da Bacia do São Francisco, onde coberta por (meta-)sedimentos do supergrupo homônimo, com base em levantamentos geofísicos (DNPM/PRAKLA, 1971; Bosum, 1973; Schobbenhaus e Campos, 1984; entre outros).

Na região leste da área estudada, nas zonas de mais elevados graus metamórficos, de facies anfibolito a granulito (Fig. 3), aparentemente os metabasitos tornam-se progressivamente mais raros a totalmente ausentes. Os estudos petrográficos regionais-sistemáticos mais detalhados e recentes, contudo, indicam que isto, possivelmente, seja apenas uma aparência. Com o metamorfismo proterozóico regional dinamo-termal progressivo, os metabasitos outrossim de expressão regional fisiográfica e fotogeológica típica e petrograficamente característicos (macroscópica e microscopicamente), tornam-se rochas foliadas e transpostas, sem expressividade geológica regional própria, distinta das demais rochas metamórficas anfibolíticas de médio e alto grau metamórfico (Schorscher, 1975; 1991b; Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992).

Ainda sob os aspectos da ocorrência e distribuição regional dos metabasitos, há de se mencionar que estas rochas são aparentemente bastante raras como intrusões nas unidades típicas do Supergrupo Minas (representadas pelos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba). No Distrito Ferrífero de Itabira, por exemplo, foram confirmadas em apenas uma ocorrência, na Mina do Cauê, mesmo sendo frequentes nas demais unidades litoestratigráficas e litoestruturais regionais adjacentes (Fig. 3, área 3; Fig. 25). O mesmo nota-se no Quadrilátero Ferrífero, onde as unidades litoestruturais regionais (em geral sinclinais) do

Supergrupo Minas apresentam-se sobrepostas, com contatos externos tectônicos-miloníticos, por falhas inversas aos corpos adjacentes de metabasitos, como por exemplo, no caso do Sinclinal Gandarela (cf. Sichel, 1983). Existem ocorrências individuais de metabasitos intrusivos nas estruturas Minas no Quadrilátero Ferrífero, segundo alguns autores (Silva et al., 1991; Silva, comunicação pessoal), mas uma simples análise do mapa regional (Dorr, 1969) mostra que estes são totalmente subordinados em comparação às inúmeras ocorrências de metabasitos intrusivos nas rochas regionais adjacentes sensu lato graníticas e dos supergrupos Rio das Velhas e Espinhaço.

No entender deste autor, não há explicação para esta observação, a não ser pela natureza alóctone dos metassedimentos Minas no Quadrilátero Ferrífero. Neste caso, o magmatismo metabásico teria sido comparativamente mais fraco na região de deposição original do Supergrupo Minas do que na região atual do Quadrilátero Ferrífero. O magmatismo metabásico teria sido ainda, no mínimo em parte, posterior à sedimentação do Supergrupo Minas, mas anterior ao transporte tectônico e à colocação dos nappes Minas no Quadrilátero Ferrífero.

Neste contexto, seria de interesse especial o estudo estrutural e petrográfico detalhado, comparativo, de metabasitos intrusivos em rochas típicas do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero, com outras equivalentes, intrusivas, nas unidades seguramente autóctones da mesma região e, obviamente, a precisa datação radiométrica do magmatismo metabásico.

Estudos mineralógicos-petrográficos e geoquímicos foram efetuados por múltiplos autores, desde Guimarães (1933), mas, infelizmente, nem sempre de formas complementares e/ou baseados em levantamentos de campo adequados (cf. discussões em Schorscher, 1975; Almeida Abreu, 1989; Schorscher, 1991b; Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992; entre outros). No que se segue, serão

apresentados os principais resultados dos estudos mineralógicos-petrográficos e geoquímicos realizados pelo signatário e colaboradores, principalmente sobre ocorrências de metabasitos da parte central (Espinhaço Meridional e Quadrilátero Ferrífero) e leste da região considerada (Fig. 3).

Os metabasitos das ocorrências da facies dos xistos verdes (de metamorfismo regional proterozóico) são rochas predominantemente de granulação média, eventualmente grossa, de aparência equigranular e mais raramente, inequigranular, com fenocristais muito grossos de plagioclásio (até 5 cm de dimensão maior). Ocasionalmente, foram encontrados tipos com estruturas (macroscópicas) ocelares (diâmetros ≤ 3 cm), preenchidas com quartzo. As cores macroscópicas dos metabasitos são cinza-esverdeadas médias a escuras.

Microscopicamente, em geral, apresentam texturas magmáticas reliquiais, ofíticas, subofíticas e, mais raramente, porfiríticas. Apenas localmente, em zonas de cisalhamento, são mais fortemente foliados/milonitizados. Nesta parte da área estudada ocorrem, também comumente, restos de minerais magmáticos preservados, permitindo a classificação petrográfica das rochas parentais ígneas (pré-metamórficas) dos metabasitos.

Plagioclásio é o principal mineral félsico, apresentando-se sempre saussuritizado. Entre os piroxênios, encontram-se regularmente augitas e pigeonitas. Ortopiroxênio ocorre mais raramente. Nos metabasitos com ortopiroxênio e, em geral, nos tipos mais félsicos ocorre ainda quartzo magmático em intercrescimento microgranofírico com plagioclásio albitico, formando preenchimentos intersticiais de final de cristalização.

Nos tipos mais máficos, ricos em augita, com ou sem pigeonita confirmada, foram ocasionalmente observados pseudomorfos de serpentina segundo olivinas microgranulares, esparsas, idiomórficas e hipidiomórficas.

Outros minerais máficos, ígneos, reliquiais incluem, ocasionalmente, hornblenda basáltica em pequenas quantidades e, somente nos tipos mais evoluídos, teores significativos de biotita (2-4% de volume).

Ocasionalmente, foram ainda observados micro-fenocristais ou xenocristais de quartzo hipidiomórficos, com sinais de corrosão magmática.

Entre os constituintes menores e traços, citam-se minerais opacos oxidícos (predomina a ilmenita, seguida de titano-magnetita), sulfetos (pirita e calcopirita), e ainda apatita.

A variabilidade composicional inclui tipos melanocráticos, mesocráticos e leucocráticos, com a predominância dos tipos mesocráticos transicionais a melanocráticos (com 45-65% de volume de minerais máficos). De acordo com as paragêneses magmáticas reliquiais, os metabasitos formaram-se a partir de uma suite subvulcânica de toleitos continentais, variando de olivina-toleitos a quartzo-toleitos, nos quais predominaram os tipos saturados a levemente supersaturados.

As paragêneses metamórficas na facies dos xistos verdes são típicas de saussuritização dos plagioclásios, uralitização dos piroxênios, incluindo a formação de clorita e epidoto, e de leucoxênio, rutilo e/ou titanita, a partir dos minerais opacos titaníferos. Pela substituição dos piroxênios, sobretudo por anfibólios, formam-se pequenas quantidades de quartzo livre (microcristalino). Serpentina forma-se em pseudomorfos de olivina nos litotipos mais máficos.

Na passagem para a facies anfibolito, ocorrem principalmente a formação de tschermaguita (a partir de epidoto e actinolita) e de plagioclásio (a partir da albita de saussuritização e clinozoisita). Nem clinopiroxênios diopsídicos, nem granada foram observados nestas rochas.

Nesta transição, são importantíssimas as modificações texturais para a distinção entre os anfibolitos formados dos

metabasitos e os demais tipos de anfibolitos regionais polimetamórficos, arqueanos. Cada vez mais, ocorrem convergências texturais e mineralógicas, pela recristalização e segregação metamórfica de níveis félsicos (de plagioclásios e quartzo) e máficos (de tschermaquita) na foliação de transposição. Estes fenômenos foram detalhadamente descritos por este autor (Schorscher, 1985), e mais recentemente confirmados por Guimarães e Schorscher (1992) e Guimarães (1992); portanto, não serão detalhados neste texto.

Existe um número relativamente grande de dados geoquímicos de rochas básicas, metabásicas e metaultrabásicas, incluindo metabasitos (no sentido deste trabalho), publicados sobre a região da Serra do Espinhaço Meridional e o Quadrilátero Ferrífero (por exemplo, Herz, 1970; Roeser, 1977; Biondi et al., 1978; Biondi, 1979; Hoppe et al., 1983; Hoppe, 1986; Bellieni et al., 1991; Schorscher, 1991b; Silva et al., 1991; Correia Neves e Horn, 1991; Carneiro, 1991; 1992; entre outros). O problema é que em vários destes trabalhos faltam os dados geológicos e petrográficos para consubstanciar as populações analíticas, os grupamentos geológicos e os modelos genéticos propostos.

A seguir serão apresentados e discutidos alguns dados geoquímicos (inclusive de elementos terras raras) de ocorrências de metabasitos da Serra do Espinhaço Meridional, do Quadrilátero Ferrífero e das regiões adjacentes a leste, de facies anfibolito (de metamorfismo regional proterozóico). Destas foram efetuados os estudos geológicos e petrográficos necessários para a sua definição e inclusão num único grupo petrogenético.

Os dados analíticos estão contidos no Anexo 6. Referem-se a três grupamentos e programas analíticos distintos e complementares de amostras diferentes. O primeiro grupamento compreende análises de fluorescência de raios-x (seqüencial automática) para elementos maiores e

traços comuns (Anexo 6, Tab. A6-1); o segundo inclui, adicionalmente, análises de elementos terras raras via ICP-OES (Anexo 6, Tab. A6-2), e o terceiro apenas elementos maiores, via fluorescência de raios-x e elementos terras raras, por ICP-OES (Anexo 6, Tab. A6-3).

Em cálculos normativos CIPW efetuados com os programas NEWPET 1 e 2 (Clarke, 1990; 1991), os metabasitos apresentam-se variáveis, de olivina(-hiperstênio)-normativos a quartzo(-hiperstênio)-normativos, predominando os tipos saturados a levemente supersaturados. Na classificação de Yoder e Tilley (1962), seriam olivina-toleitos, toleitos (saturados) e quartzo-toleitos (cf. Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992).

Os valores de $N^{\circ}Mg$ ($Mg \# = 100 \times Mg/Mg + Fe_{tot.}$, em proporções atômicas; Anexo 6, Tabelas A6-1, 2, 3) variam bastante (39-61), indicando forte fracionamento, e as correlações de elementos menores e maiores com o $N^{\circ}Mg$ mostram o enriquecimento dos elementos menos compatíveis com a evolução magmática ($N^{\circ}Mg$ decrescentes) e o comportamento contrário dos elementos mais compatíveis (cf. Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992).

Os principais diagramas de classificação química retratam bem a natureza subalcalina, toleítica dos metabasitos (Figs. 30, 31; Anexo 6, Figs. A6-1, 2, 3, 4).

As variações de elementos compatíveis e incompatíveis em relação ao padrão de manto primitivo (seg. Clarke, 1990; 1991), evidenciam a boa coerência entre as duas populações analíticas principais em termos de valores médios, descartando-se a anomalia positiva de U mostrada pela primeira população (Fig. 32). Esta anomalia não tem significado, tratando-se de valores erráticos (de U), ou ainda de limite de detecção (Anexo 6, Tabela A6-1). Os dados completos representados em relação aos padrões condrito e manto primitivo encontram-se no Anexo 6 (Figs. A6-5, 6, 7, 8, 9, 10). De um modo geral, os padrões observados são bastante similares a várias províncias de

metabasicas

Figuras 30, 31 - Diagramas de caracterização química dos metabasitos - "anfíbolitos diabásóides".

Figura 32 - "Spidergram" expandido dos metabasitos (normalização: PRIM).

toleitos continentais do mundo, particularmente aquelas que também apresentam teores baixos de Rb e P. Características são a anomalia negativa parcial do Nb (em relação ao La), os empobrecimentos muito drásticos nos elementos compatíveis Ni e Cr, que caracterizam os magmas dos metabasitos como não-primários, e sim modificados por fracionamento de olivina (e cromita), e a anomalia negativa de Sr, sugestiva de fracionamento de plagioclásio sob condições de baixa pressão (Wilson, 1989), possivelmente numa câmara magmática intermediária infra ou intra-crustal.

Os padrões de distribuição dos elementos terras raras reforçam o forte fracionamento (Fig. 33); são tipicamente enriquecidos em terras raras leves ($\text{La/Yb} = 7-17$), e apresentam, ocasionalmente, fracas anomalias negativas de Eu, sustentando algum fracionamento de plagioclásio. As razões La/Nb variam na faixa de 1-2, sugerindo contaminação crustal (Thompson et al., 1984; Wilson, 1989), e as razões $\text{Y/Nb} \times \text{Zr/Nb}$ situam-se na faixa mostrada pelos basaltos do Paraná (Fodor et al., 1985; Wilson, 1989).

Finalmente, foram ainda testados alguns dos diagramas mais comuns de elementos traços, elaborados para a interpretação geotectônica de rochas basálticas (Pearce e Cann, 1973; Pearce e Norry, 1979), sobretudo considerando as discussões mais recentes em torno de sua aplicabilidade geral (cf. Holm, 1982; Zeck e Morthorst, 1982; Meschede, 1986). Os metabasitos analisados figuram praticamente sem exceção nos campos adequados para basaltos e toleitos intraplaca (continentais) (Figs. 34, 35).

Conclusões sobre a gênese e o significado geotectônico dos metabasitos têm que considerar todas as evidências colhidas, no caso, o ambiente ensialico, a abundância e os controles stratigráficos e de distribuição dos metabasitos no quadro da compartimentação regional geotectônica, suas relações estruturais e metamórficas-temporais e espaciais com as rochas encaixantes, e

Figura 33 - Distribuição de elementos terras raras nos metabasitos: normalização condritica, Sun (1982).

metabasicas

Figuras 34, 35 - Diagramas de interpretação tectônica dos metabasitos.

naturalmente também os dados mineralógicos-petrográficos e geoquímicos (e também os dados isotópicos e geocronológicos disponíveis na literatura). Como evidência negativa, parece importante ainda a não-ocorrência de xenólitos do manto superior.

Sobre a natureza do magmatismo dos metabasitos, parece claro e coerente com as evidências, tratar-se de magmas toleíticos continentais, produzidos em grande quantidade; Hoppe (1986) estimou que os metabasitos ocupam até 2,5% da área total da Serra do Espinhaço. As propriedades geoquímicas sustentam e complementam a origem destes magmas a partir de um reservatório de manto superior enriquecido (não-MORB), similar ao reservatório tipo toleitos de ilhas oceânicas (cf. discussão em Wilson, 1989). Os magmas originais sofreram modificações. Foram enriquecidos em elementos incompatíveis, incluindo as terras raras leves, e empobrecidos em elementos compatíveis por processos combinados de assimilação/contaminação e fracionamento, que atuaram pelo menos durante a ascensão dos magmas e, possivelmente, também em câmaras magmáticas intermediárias-infracrustais rasas. Nos processos de fracionamento, segregaram-se também eventuais xenólitos e nódulos do manto superior.

A idade geológica do magmatismo dos metabasitos é tardi-sinsedimentar ou pós-sedimentar em relação aos supergrupos Minas e Espinhaço. É ainda pré-tectônica, em relação à colocação alóctone - por tectônica de nappes - do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero, por exemplo, no caso dos sinclinais Gandarela e da Serra do Curral (Fig. 3), e pré-metamórfica em relação ao principal evento de metamorfismo regional dinamo-termal progressivo proterozóico. Este acompanhou sin a pós-tectonicamente a colocação alóctone do Supergrupo Minas (Schorsch, 1975a; 1988; 1991a; Lobato et al., 1989; Rodrigues et al., 1989).

A colocação alóctone do Supergrupo Minas foi precedida ainda por um período de soerguimento e profunda erosão do Supergrupo Espinhaço, expondo até níveis embasamentais na região das extremidades meridionais da Serra do Espinhaço no Quadrilátero Ferrífero. Esta fase de erosão está bem documentada pelas relações litoestratigráficas e estruturais entre os restos de erosão de rochas Espinhaço e o Supergrupo Minas, ao longo do flanco NW do Sinclinal Gandarela (Fig. 3), e foi tentativamente correlacionada à subsidência de partes do shelf interno e à sedimentação da Formação Sabará (Schorscher, 1975a; 1988; 1991a; Schorscher et al., 1982), que contém conglomerados tilóides com blocos e seixos de rochas sensu lato graníticas (Dorr, 1969).

O magmatismo metabásico é considerado parte dos processos endógenos-ensiálicos, tectônicos-distensivos e magmáticos que causaram o soerguimento e a erosão, localmente profunda, do Supergrupo Espinhaço nas extremidades meridionais da Serra, em período anterior ao principal metamorfismo regional dínamo-termal proterozóico. Este afetou os metabasitos com efeitos regionais-progressivos, causando transformações mineralógicas e texturais, mas sem alterar, nas amostras analisadas, a sistemática geoquímica magmática-primária (cf. Guimarães e Schorscher, 1992; Guimarães, 1992).

A idade radiométrica dos metabasitos ainda não foi definida. Datações K-Ar e Rb-Sr forneceram idades muito variáveis de ≥ 2 Ga a $\geq 0,5$ Ga (Brito Neves et al., 1979; Parenti Couto et al., 1983; Teixeira, 1985; entre outros). Mais recentemente, Machado et al. (1989b) publicaram uma idade U-Pb de 0,9 Ga, obtida em baddeleyita e zircão, infelizmente sem quaisquer detalhamentos mineralógicos-petrográficos e paragenéticos-texturais sobre as espécies datadas. Destas, via de regra, o zircão é muito raro nos metabasitos e, freqüentemente, um xenocristal herdado. Baddeleyita não foi verificada nos estudos petrográficos

deste trabalho e, pelos estudos bibliográficos, tampouco encontra-se mencionada na literatura anterior. Já sob aspectos mineralógicos-petrogenéticos fundamentais, seria um assunto merecedor de maior detalhamento.

METAMORFISMO REGIONAL POS-MINAS/ESPINHAÇO E GRANITOIDES SINTECTÔNICOS PROTEROZÓICOS

Estudos metamórficos fornecem informações físico-químicas relativamente exatas sobre as condições crustais (e, eventualmente do manto superior), quanto à composição, regimes termal e de deformação mecânica, atividade e quimismo dos fluidos presentes, bem como sobre a natureza (aberta a fechada) do sistema representado pelo segmento crustal observado. Estudos metamórficos são de interesse adicional no caso de eventos precambrianos antigos, fornecendo informações sobre a maturidade da crosta e a natureza dos processos geodinâmicos, principalmente endógenos, mas também exógenos, então vigentes.

Nesta parte, serão tratados o principal evento de metamorfismo regional, dinamo-termal progressivo, proterozóico que afetou a região estudada e os granitóides sintectônicos por ele (re-)condicionados.

Metamorfismo regional pós-Minas/Espinhaço

Os estudos específicos sobre problemas do metamorfismo são escassos na região considerada, ainda que praticamente todos os trabalhos existentes contenham informações, mais ou menos detalhadas, mineralógicas-petrográficas, sobre o assunto. Entre os trabalhos que dedicam maior atenção ao metamorfismo, citam-se Guimarães (1966), Reeves (1966), Renger (1970), Kehrler (1971), Schöll (1972; 1973a), Gorlt (1972), Engesser (1974), Schorscher (1975a; 1975b; 1976a; c), Sperber (1975), Braun e Schorscher (1977), Herz (1978), Borges et al. (1979), Guba (1982), Hoefs et al. (1982), Müller et al. (1982; 1986), Jordt Evangelista (1984; 1985), Jordt Evangelista e Müller (1986), Teixeira et al. (1987), Lobato et al. (1989), Pires e Neves (1985), Pires (1989; 1991), entre outros.

A presente, é difícil integrar, ainda que preliminarmente, os diferentes resultados regionais num modelo metamórfico mais detalhado para a região inteira. Os principais obstáculos são representados pela falta de mapeamentos contínuos em escalas adequadas, pela falta de conceitos e/ou controles estratigráficos bem definidos em algumas das regiões metamorficamente detalhadas, e ainda pela interferência de processos polimetamórficos em partes da região (Fig. 3).

Os estudos metamórficos do autor tiveram características principais geológicas e petrográficas (Schorscher, 1975a; e dados não publicados), com o objetivo de distinguir e caracterizar os diferentes eventos metamórficos, arqueanos e proterozóicos, que afetaram a região. Apenas excepcionalmente tiveram propósitos mais específicos, petrológicos (por exemplo: Schorscher, 1976c; Braun e Schorscher, 1977).

A fim de identificar e caracterizar o evento proterozóico principal de metamorfismo regional progressivo pós-Minas/Espinhaço, serviram como níveis-guia litoestratigráficos as associações metassedimentares com itabiritos e minérios de ferro hematíticos, visto que estes são, atualmente, conhecidos exclusivamente dos supergrupos Minas e Espinhaço (cf. Dorr, 1969). Os itabiritos constituem-se, adicionalmente, em indicadores muito sensíveis de metamorfismo regional progressivo, tanto pelas propriedades de crescimento metamórfico sistemático dos cristais de hematita (James, 1955), como pela sistemática geoquímica dos isótopos (estáveis) de oxigênio (Becker e Clayton, 1976; Hoefs, 1980).

A característica de crescimento metamórfico das hematitas foi explorada numa primeira abordagem, para verificar a eventual existência de um período de metamorfismo regional próprio, do Supergrupo Minas, num estudo regional-comparativo dos itabiritos e minérios ricos da Formação Ferrífera Cauê e dos seixos de itabiritos e de

minérios hematíticos nos conglomerados da Formação Sopa Brumadinho (Supergrupo Espinhaço). Mostrou-se que os seixos ferríferos associados em ocorrências individuais de conglomerado, podem variar entre si em relação à composição, quanto aos teores relativos de quartzo e hematita, e em relação à estrutura, ocorrendo seixos que evidenciam deformação dobrada (sem clivagem ou foliação associada) anterior ao retrabalhamento conglomerático, junto com outros sem deformação. Contudo, não variam quanto ao grau metamórfico. De um modo geral, configuram, em conjunto e em continuação regional quase que ininterrupta com os itabiritos da Formação Cauê, perfis de progressão metamórfica sem hiato, no sentido de W para E, do estágio diagenético, representado por jaspilitos anquimetamórficos (com quartzo incipientemente recristalizado, contendo ainda pigmentações de hematita), até os mais elevados graus metamórficos alcançados. Estes ocorrem nas formações ferríferas dos arredores de Nova Era, Piçarrão e Hematita (Fig. 3), onde os itabiritos e os minérios ricos de ferro apresentam-se com estruturas de gnaisses e granulação milimétrica dos cristais de hematita (Schorscher, 1975a; b; 1988; Schorscher et al., 1982).

A progressão metamórfica regional-sistemática dos itabiritos e minérios de ferro hematíticos foi confirmada para o intervalo da facies dos xistos verdes superior a anfibolito superior (na região Itabira - Monlevade - Nova Era - Piçarrão) através de estudos de isótopos de oxigênio (Hoefs et al., 1982; Müller et al., 1982), ainda que os autores, contra todas as evidências geológicas, a tenham atribuído, em parte, a um processo metamórfico arqueano.

O estudo dos itabiritos e minérios de ferro hematíticos nas formações Sopa Brumadinho e Cauê evidenciou a inexistência de um evento metamórfico específico exclusivo do Supergrupo Minas, anterior ao Supergrupo Espinhaço, e foi complementado com levantamentos, também regionais-sistemáticos, de paragêneses em metapelitos e

metabasitos/anfibolitos. Estes permitiram subdividir a região em três zonas metamórficas principais, correspondentes às facies xistos verdes, anfibolito inferior a médio e anfibolito superior a hidrogranulito (Fig. 3).

Na facies dos xistos verdes foi ainda possível delimitar uma região W-NW de metamorfismo mais fraco, caracterizada pela presença de estilpnomelano (facies xistos verdes inferior a média), de outra, caracterizada pela presença regular de biotita e pelas associações de clorita + muscovita + quartzo, respectivamente, de cloritóide + quartzo, até o aparecimento da estaurolita (facies xistos verdes média a superior) (Schorscher, 1975a; 1985). Resultados mais recentes de Sant'Anna e Schorscher (1991) mostraram a presença de estilpnomelano na região de Barão de Cocais, complementando e modificando as informações sobre a estabilidade deste mineral na região do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 3) (cf. Pires, 1991; Pires e Neves, 1985).

As paragêneses específicas foram detalhadamente descritas em trabalhos anteriores (por exemplo, Schorscher, 1975a; Müller e Schorscher, 1977), onde foram também apresentados mapas de afloramentos estudados e de isógrads metamórficas para a região de Itabira. Os trabalhos (petrográficos) posteriores consubstanciaram, sem alterações maiores, estes resultados e permitiram ainda a delimitação aproximada das principais subdivisões metamórficas para toda a região deste estudo (conforme está esquematicamente representado na fig. 3).

De um modo geral, constatou-se que as paragêneses metapelíticas na facies anfibolito inferior são tipicamente portadoras de estaurolita e cianita pré- a sintectônicas, e de granada sin- a pós-tectônica. A estaurolita e a granada (esta, apenas na parte sintectônica-helicítica) contêm bastante regularmente inclusões, por exemplo, de cloritóide e rutilo, como relitos armados, não mais presentes em intercrescimento livre nas rochas.

Na facies anfibolito média começa a aparecer a silimanita pré- a sintectônica (1ª isógrada da silimanita), em alguns casos, junto com cianita e/ou em sua substituição. Como mineral pós-tectônico, forma-se a cordierita, às custas, principalmente, da estaurolita.

A transição para a facies anfibolito superior é caracterizada pelo aparecimento da associação silimanita e feldspato potássico (2ª isógrada da silimanita). Nestas rochas, desaparece a muscovita; biotita eventualmente presente continua estável. Apenas nas regiões de mais elevado grau metamórfico ocorre a desestabilização da biotita em gnaisses metapelíticos (com plagioclásio), originando feldspato potássico, cordierita e granada.

As paragêneses metabásicas são mais monótonas. Por toda a facies anfibolito, são representadas por anfibólitos (inicialmente tschermakita, que, no grau mais alto, transiciona para pargasita), plagioclásio, eventualmente granada (que, no grau mais alto, torna-se mais freqüentemente - mas não invariavelmente - presente) e quartzo. No limite superior da facies anfibolito, inicia-se a quebra da pargasita/do anfibólito para clinopiroxênio diopsídico, ocorrendo ainda (com relativa freqüência, a escapolita.

A progressão metamórfica nas zonas de metamorfismo médio e alto é caracterizada, até os mais elevados graus da facies anfibolito, pela estabilidade de minerais hidratados, tais como micas muscovíticas, inclusive na associação com quartzo (em quartzo-muscovita xistos e quartzitos), biotita e/ou anfibólitos. Esta estabilidade e a quebra (parcial) do anfibólito para clinopiroxênio diopsídico no mais alto grau regionalmente alcançado, foram consideradas evidências de pressão relativamente elevada de fluidos (cf. Mehnert, 1968, pág. 339; Storre e Karotke, 1972) e foram os motivos para identificar a facies hidrogranulito como o mais elevado grau metamórfico detectado na área estudada (Schorscher, 1975; Müller e Schorscher, 1977).

A caracterização termo-barométrica do metamorfismo pós-Minas/Espinhaço é indicada pela sucessão regional de zonas de estilpnomelano, cloritóide e, a partir da facies dos xistos verdes superior, de cianita, nas rochas metapelíticas de composições adequadas. Esta sucessão inclui ainda a ocorrência local de "white schists" (Braun e Schorscher, 1977) e a presença da cianita até na facies anfibolito superior, sugerindo uma série metamórfica, no sentido clássico, de tipo Barrow, de gradiente de pressão intermediário ou mesmo algo mais elevado (Winkler, 1976; Schreyer e Abraham, 1976). Estas evidências outrossim bastante claras, são parcialmente colocadas em dúvida por algumas observações específicas de paragêneses tardi a pós-tectônicas. Incluem-se entre estas: a desestabilização do cloritóide na facies dos xistos verdes, sem reação para estauroлита, que ocorreu regionalmente nos estágios metamórficos anteriores, pré- a sintectônicos (Schorscher, 1976c); a formação de cordierita (pós-tectônica) em rochas com cianita pré- a sintectônica (Braun e Schorscher, 1977), e a ocorrência de vários outros minerais suscetíveis a mudanças no regime de pressão (total e fluida) apenas na forma de relitos armados. Tais observações foram tradicionalmente descritas como indícios de metamorfismo plurifacial (Roever, 1972), e assim foram interpretadas neste caso (Schorscher, 1975a).

Ainda na tentativa de caracterizar melhor o regime de pressão do metamorfismo pós-Minas/Espinhaço, foi efetuado um estudo regional de micas brancas muscovíticas via difração de raios-x em algo mais de 200 amostras, provenientes das facies xisto verde e anfibolito (Schorscher, 1985). As variações dos valores do espaçamento basal, $d(002)$ e do parâmetro b_0 , $d(060)$, em polimorfos 2M, seriam significativas para as condições de temperatura e pressão metamórficas (Guidotti e Sassi, 1976). Os resultados são mostrados na forma de curvas somatórias, separadas para as rochas da facies dos xistos verdes e anfibolito (Fig. 36).

Figura 36 - Curvas somatórias de dados de difração de raios-x de micas muscovíticas: A - espaçamento basal $d(002)$, B - parâmetro b_0 , $d(060)$, em Angström (Z - números acumulados, GsF - facies dos xistos verdes, AF - facies anfibolito; Nº ME - número total das amostras analisadas; x2 - análises repetidas).

Mais interessantes do que os resultados dos espaçamentos basais mostraram-se os resultados dos parâmetros b_0 . A maioria das micas brancas de ambas as facies, com preferência para aquelas da facies dos xistos verdes, apresentam teores elevados da componente celadonita, característicos para fengitas. Seriam, conseqüentemente, indicativas de pressões metamórficas barrowianas ou mais elevadas ainda. Contudo, a maioria das amostras apresenta mais de uma mica branca em sua composição, sendo comumente uma fengita e uma muscovita. Isto é condizente com processos de fengitização seguidos de defengitização em metamorfismo plurifacial, caracterizado por estágios metamórficos de mais elevada pressão, seguidos por estágios com acréscimo mais acentuado das temperaturas.

No contexto regional, observam-se, ainda em relação à progressão metamórfica, faixas desproporcionalmente largas, de acréscimo metamórfico lento, por exemplo, representadas pela facies dos xistos verdes, seguidas de outras bastante estreitas, de acréscimo metamórfico rápido, por exemplo, da facies anfibolito a hidrogranulito (Fig. 3). Este padrão continua, analogamente, para leste, nas regiões ainda pouco estudadas, com a alternância de zonas relativamente largas de rochas de facies anfibolito média a superior (predominando migmatitos e granitóides), seguidas de zonas mais estreitas com rochas granulíticas, incluindo tipos supracrustais.

O padrão metamórfico-estrutural regional é considerado típico para processos de obdução crustal ensiálica (Wynne-Edwards, 1969; 1976; Schorscher, 1975a; Mattauer, 1980; Kröner, 1981; entre outros); estes poderiam ter causado inclusive os espessamentos crustais (siálicos) observados em estudos geofísicos na região e, em geral, ao longo da borda leste da Serra do Espinhaço (Giese e Schütte, 1980; Haralyi e Hasui, 1982; Haralyi et al., 1985).

Granitóides sintectônicos proterozóicos

No contexto do metamorfismo pos-Minas/Espinhaço, ocorrem ainda granitóides deformados, sintectônicos, a partir da facies anfibolito médio. São rochas hololeucocráticas a leucocráticas, homogêneas, equigranulares-médias (predominantemente), foliadas, apresentando os minerais máficos (biotita e, subordinadamente, anfibólios), principalmente em cristais individuais (de dimensões de 1-3 mm), e mais raramente em agregados pequenos (de apenas poucos indivíduos), sempre bem orientados na foliação regional. Com bastante frequência, ocorrem mobilizados pegmatóides hololeucocráticos (também deformados) em veios e faixas de larguras centimétricas a decimétricas, pseudoconcordantes ou discordantes, mas com contatos gradativos nos granitóides. Ao longo dos contatos, nos granitóides, observa-se enriquecimento residual em minerais máficos.

Os granitóides foram inicialmente mapeados pelo autor (Schorsch, 1973a; 1975a), e designados de "gn 3 - migmatitos leucocráticos", ocupando grandes partes da área a leste de Itabira, numa faixa de direção NE, que se estende (no mínimo) da região de João Monlevade para Nova Era, Piçarrão, Hematita e regiões adjacentes a leste (Fig. 3).

Regionalmente, ocorrem corpos maiores de granitóides sintectônicos, incluindo tipos semelhantes aos supra-descritos quanto às características fotogeológicas e petrográficas preliminares (Fontes et al., 1978; Schobbenhaus, 1978; Santos, 1986; Veneziani, 1987; Barbosa, 1988; entre outros). Contudo, as relações litoestruturais regionais, genéticas e de idade, continuam em aberto (Schobbenhaus et al., 1981; Inda et al., 1984; Radambrasil, 1983; 1987; Siga Jr., 1986; Siga Jr. et al., 1987; Uhlein, 1991).

Nas áreas das jazidas de esmeraldas da Fazenda Capoeirana e da Mina Belmont (Fig. 3, áreas 4, 5), os

granitóides sintectônicos proterozóicos apresentam contatos gradacionais contínuos com os granitóides Borrachudos e, não raro, corpos de pegmatitos maiores (métricos a decamétricos), localmente explorados em trabalhos artesanais para caulim, mica e, eventualmente, águas-marinhas. Os pegmatitos são pouco ou não-deformados, tardios, e distinguem os granitóides sintectônicos das demais rochas sensu lato graníticas na região estudada, sobretudo dos granitóides Borrachudos e das rochas ttg, que são tipicamente isentos de pegmatitos "férteis".

A composição mineralógica dos granitóides sintectônicos é de granitos 3A transicional para álcali-feldspato-granitos, caracterizada pela presença de fluorita finamente disseminada ($\leq 0.5\%$ vol.), e ainda pela eventual presença de granada (de cor clara amarela amarronzada). Os minerais máficos predominantes são biotitas e, subordinadamente, anfibólios do tipo fluortaramita (totalizando sempre $\leq 15\%$ de volume, e na maioria das amostras estudadas $\leq 10\%$). Evidências de retrorretromorfismo estão ausentes, exceto ao longo de fraturas tardias (raras), onde pode ocorrer alguma cloritização incipiente da biotita.

A composição mineralógica evidencia a similaridade dos granitóides sintectônicos com os granitóides Borrachudos. As principais diferenças residem na falta (total) de mesopertitas nos granitóides sintectônicos, onde os feldspatos são microclínios e plagioclásios sódicos (oligoclásio), granoblásticos, não-pertíticos, e ainda, nas características texturais dos minerais máficos. Estas diferenças, porém, existem apenas entre as rochas típicas, nunca encontradas em contato direto. Do centro do corpo de granitóides Borrachudos Belmont para E-SE, ocorre a transição mineralógica e textural contínua e completa dos granitóides Borrachudos para os sintectônicos, indicando que estes últimos seriam, possivelmente, apenas produtos de retrabalhamento e rehomogeneização progressiva dos primeiros, pelo metamorfismo regional pós-Minas/Espinhaço.

Com o intuito de verificar esta possibilidade através de comparações geoquímicas, foi realizada uma série de análises de elementos maiores e traços (via fluorescência de raios-x) dos granitóides sintectônicos. Os resultados analíticos são mostrados em conjunto com os dados dos granitóides Borrachudos no Anexo 5 (Tabela A5-3). Os tratamentos gráficos dos dados analíticos são os mesmos efetuados também para os granitóides Borrachudos.

Os resultados geoquímicos dos granitóides sintectônicos são tão notavelmente similares, para não dizer idênticos àqueles anteriormente discutidos dos granitóides Borrachudos em geral e, em particular, do corpo de granitóides Borrachudos Belmont, que dispensam quaisquer comentários adicionais. Os gráficos de elementos maiores e de classificação são mostrados no Anexo 5 (Figs. A5-2, 4, 6, 8, 10, 12) em comparação aos gráficos equivalentes dos granitóides Borrachudos típicos, e revelam tratar-se de litotipos indistinguíveis em termos dos parâmetros geoquímicos empregados.

No diagrama Ba-Sr-Rb (Fig. 37) e nos variogramas de elementos compatíveis e incompatíveis ("spidergrams"), verifica-se também similaridade (Anexo 5, Figs. A5-16, 20). Em termos das composições médias (Fig. 38), a única diferença tem motivos analíticos. Nos casos dos granitóides sintectônicos e Borrachudos Belmont, em lugar do elemento V, foi incluído o Zn que, por sua vez, não foi analisado nos granitóides Borrachudos de Itabira e São Gonçalo do Rio Abaixo (Fig. 38).

Deste contexto de analogias geoquímicas praticamente totais entre os granitóides sintectônicos e Borrachudos, tampouco se excetua as representações nos diagramas interpretativos genéticos e geotectônicos (Anexo 5, Figs. A5-24, 26, 28, 30, 32). Os granitóides sintectônicos têm, como os Borrachudos, características geoquímicas de granitos tipo A, fortemente enriquecidos em elementos incompatíveis (Anexo 5, Figs. A5-30, 32), ainda que sua origem não seja

Figura 37 - Representação comparativa: A - dos granitóides Borrachudos (cf. Fig. 34), e B - dos granitóides sintectônicos proterozóicos, segundo Condie (1981).

media-gr6-1 media-gr6-2 media-gr6-3 vmedia-gr5

Figura 38 - "Spidergrams" expandidos (composições médias) dos granitóides sintectônicos proterozóicos (gr5), granitóides Borrachudos Belmont (gr6-3), estes dois, sem valores para V, incluindo Zn, e dos granitóides Borrachudos de São Gonçalo do Rio Abaixo (gr6-1) e Itabira (gr6-2); normalização: manto primitivo (Clarke, 1990; 1991)

anorogênica-intraplaca, conforme admitida para granitóides fanerozóicos geoquimicamente similares (Anexo 5, Figs. A5-26, 28), e sim, orogênica, eventualmente comparável a granitóides sincolisionais a tardi-orogênicos (Anexo 5, Fig. A5-24).

As características petrográficas e geoquímicas conjuntamente caracterizam os granitóides sintectônicos proterozóicos como produtos de retrabalhamento metamórfico e textural avançado, mas totalmente isoquímico, de granitóides Borrachudos, durante o metamorfismo regional dinamo-termal pós-Minas/Espinhaço.

Basaltos coronitizados termometamórficos

Este grupo de rochas, reconhecido e descrito originalmente da região de Itabira e do Espinhaço Meridional (Schorscher, 1974a; b; 1975a; 1991b), foi, posteriormente, verificado por Sperber (1975) e, mais recentemente, por Carneiro (1991, 1992).

São rochas basálticas não muito freqüentes que ocorrem em diques de espessuras variáveis, soleiras, e ainda, em pequenas intrusões de discordâncias, alcançando até poucas centenas de metros de extensão máxima. Em nenhum caso foram encontrados xenólitos/nódulos do manto superior. Os sítios preferenciais do magmatismo, evidenciados pelo alinhamento de vários corpos, foram fraturas de direção N-S, E-W e NW (Schorscher, 1975a).

Petrograficamente, são rochas de cores cinza-escura a preta, holocristalinas, equigranulares, de granulação média a grossa, textura ofítica, microgábricas, sem a menor evidência de deformação tectônica. As paragêneses são típicas de toleitos continentais, com pigeonita + hiperstênio + plagioclásio $\pm$ olivina $\pm$ quartzo $\pm$ hornblenda basáltica + biotita titanífera + apatita + minerais opacos (ilmenita, titanomagnetita). A olivina apresenta quase sempre reação peritética para ortopiroxênio. Hornblenda

basáltica, parcialmente em sobrecrecimento aos clinopiroxênios, e quartzo são constituintes menores a ausentes (com, respectivamente, ≤ 5 e $\leq 3\%$ de volume). Biotita titanífera ($\leq 0.5\%$ de vol.) é um mineral tardi-magmático a auto-pneumatolítico, que se forma como produto de reação ao redor dos minerais opacos titaníferos, quando estes ocorrem intersticialmente nas partes félsicas das rochas.

Os plagioclásios (na maioria dos casos) preservaram as características óticas de elevada temperatura, apesar da alteração termometamórfica, conforme mostraram as medidas de platina universal (indicatriz completa). Os teores de anortita são bastante constantes, variando, nos núcleos, na faixa de An₅₅₋₅₈; o zoneamento é do tipo normal, e também relativamente restrito, com as bordas mais evoluídas, de composição An₄₈₋₄₅.

As reações termometamórficas produzem coronitização complexa, textural e mineralogicamente típica (Spry, 1969) dos minerais máficos (inclusive opacos), a partir dos contatos com o plagioclásio. As composições das coronas são qualitativa e quantitativamente específicas, dependendo dos minerais coronitizados, mas resultam, de um modo geral, em estruturas zonadas, que incluem predominantemente anfibólios fibrosos, clinozoisita e outras espécies extremamente finas, granulares, e/ou fibrosas/placóides não precisamente identificadas, na parte interna, e uma zona mais rica em granadas finas, idiomórficas, incolores (grossularita), na parte externa (Schorrscher, 1975a). O plagioclásio reage ao termometamorfismo, em geral, com o típico turvamento.

A intensidade do termometamorfismo varia regionalmente, causando, em termos das coronas, a substituição mais completa dos minerais magmáticos e a cristalização mais grossa dos minerais das próprias coronas. Estes, adicionalmente, sofrem modificações composicionais: o anfibólio, de tremolítico-actinolítico, transiciona para

hornblenda, e a granada, de incolor, passa a cores rosa fracas.

Os efeitos sobre o plagioclásio também variam de maneira regular: os estágios mais fracos são restritos ao turvamento que, outrossim, nada mais é do que a formação de milhares de inclusões submicroscópicas (mineralogicamente não definidas). Com a intensidade crescente, formam-se inclusões maiores (tentativamente identificadas como corindon) e inicia-se a recristalização poligonal interna (sem modificação das formas originais idiomórficas, externas) dos plagioclásios ofíticos. As transformações mineralógicas e texturais dos basaltos termometamórficos foram detalhadamente descritas e ilustradas (Schorscher, 1975a) e não serão tratadas adicionalmente neste texto.

Os basaltos termometamórficos foram estudados geoquimicamente. Os dados analíticos de elementos maiores e traços (determinados por fluorescência de raios-x), encontram-se no Anexo 7 (Tabela A7-1). Destas rochas não se dispõe ainda de análises específicas (por ICP-OES) dos elementos terras raras; os dados de La, Ce e Nd (via fluorescência de raios-x) devem ser considerados semiquantitativos.

Trata-se de rochas olivina (-hiperstênio) normativas, saturadas e levemente supersaturadas. Em comparação com os metabasitos - "anfibolitos diabasóides", notam-se, em termos das composições médias, teores superiores, principalmente, de MgO, Cr, Ni, e menores de K₂O, TiO₂ e Nb (Schorscher, 1991b).

Quanto às demais variáveis geoquímicas, são muito similares aos metabasitos - "anfibolitos diabasóides". Os N^{os} de Mg variam de 44 a 60 (Anexo 7, Tabela A7-1), indicando fracionamento considerável, e os principais tratamentos gráficos confirmam a natureza subalcalina, toleítica, e a filiação geotectônica intraplaca ensialica (Figs. 39 a 42; cf. Figs. 30, 31, 34, 35). A variação de alguns elementos maiores e menores, representada em termos

Figuras 39, 40 - Diagramas de caracterização química dos basaltos termometamórficos coronitizados.

Figuras 41, 42 - Interpretação tectônica dos basaltos termometamórficos coronitizados.

das composições médias, normalizadas em padrão de manto primitivo (seg. Clarke, 1990; 1991), reforçam ainda mais as analogias e diferenças geoquímicas já constatadas (Fig. 43; cf. Fig. 32). Descartando-se a anomalia positiva de U (que, também neste caso deve ser atribuída a problemas analíticos), nota-se uma elevação dos fatores de enriquecimento na série K, Rb, Pb, Ba, Th, além de forte anomalia negativa de Nb, e fraca de Sr. A anomalia positiva bastante expressiva de La em relação a Ce e Nd (que mostram, entre si, fatores de enriquecimento muito similares) deve ser tratada como dado preliminar (a confirmar por análises específicas de terras raras). Nos elementos compatíveis, também se verifica o empobrecimento em Ni e Cr, mas bem menos expressivo do que no caso dos metabasitos. Os tratamentos geoquímicos integrais são mostrados no Anexo 7 (Figs. A7-1 a A7-8).

Sob aspectos magmatogenéticos, pode-se concluir, pelos dados mineralógicos-petrográficos e geoquímicos, tratar-se de reservatórios-fonte e processos similares aos que, em processo anterior, geraram os magmas dos metabasitos. Admite-se, então, um reservatório-fonte tipo manto superior, enriquecido (não-MORB). As rochas evidenciam também processos similares de assimilação/contaminação e fracionamento, pelo enriquecimento em elementos incompatíveis e pelo empobrecimento em Ni e Cr. Conforme indicado pelas razões La/Nb, que variam de 2,8 a 5,5, e pelo empobrecimento menos acentuado em Ni e Cr, a contaminação crustal parece ter sido relativamente mais forte, e o fracionamento, sobretudo de olivina (e cromita), mais fraco, em comparação com os magmas dos metabasitos (Thompson et al., 1984; Wilson, 1989). Esta conclusão parece sustentada, inclusive, pelos teores mais elevados de MgO nos basaltos termometamórficos. No caso destes magmas, as razões Y/Nb x Zr/Nb situam-se também na faixa mostrada pelos basaltos do Paraná (Fodor et al., 1985). Incluindo-se as evidências geológicas, trata-se de processos quantitativamente menores

Figura 43 - "Spidergram" expandido dos basaltos termometamórficos coronitizados (composições médias); normalização: PRIM (Clarke, 1990; 1991).

de produção de magmas que, apesar de contaminação e fracionamento, preservaram algo mais das características primitivas.

A posição e o significado geotectônico dos basaltos termometamórficos não estão ainda muito bem definidos. Em idade, são posteriores ao metamorfismo regional dinamo-termal pós-Minas/Espinhaço, e com isto, também aos metabasitos - "anfíbolitos diabasóides". Em relação à deposição do Supergrupo São Francisco, parecem ser anteriores, pelo menos, a presente não são conhecidas intrusões nesta unidade. A não-deformação dos basaltos termometamórficos em relação à deformação dos metassedimentos Espinhaço e São Francisco pode ser explicada como efeito da competência maior das rochas magmáticas; pelo menos, é o que se aceita para explicar o mesmo fenômeno quanto aos metabasitos - "anfíbolitos diabasóides" (pouco ou não-deformados) em relação aos metassedimentos quartzíticos encaixantes do Supergrupo Espinhaço (fortemente deformados). Neste caso, o magmatismo dos metabasitos termometamórficos coronitizados poderia significar uma nova fase de tectônica distensional e de magmatismo basáltico mais restrito, que acompanhou a instalação da bacia ensialica, intracratônica do Supergrupo São Francisco.

* Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco ocupa a parte NW da região considerada e compreende os sedimentos (e, subordinadamente, metassedimentos) intracratônicos, de cobertura, da Bacia do Cráton do São Francisco (Fig. 3). Estas rochas não foram alvo de detalhamentos geológicos neste trabalho. Apenas alguns aspectos das relações com o Supergrupo Espinhaço, com as diferentes gerações de rochas metabásicas e básicas ígneas-intrusivas e do metamorfismo regional serão discutidos. Considerações mais detalhadas encontram-se nos

trabalhos de Scholl (1972; 1973a; b; 1976), Pflug e Renger (1973) Hettich (1977), Inda et al. (1984), Karfunkel et al., (1985), Karfunkel e Hoppe (1987), Alkmin et al. (1989), entre outros.

O Supergrupo São Francisco compreende dois grupos: o Grupo Macaúbas, principalmente de metassedimentos clásticos, incluindo, na base, depósitos glaciais, e o Grupo Bambuí clástico e químico (carbonático). O Grupo Macaúbas jaz, com discordância erosiva, angular e, localmente, metamórfica, sobre o Grupo Espinhaço. Entre seus sedimentos basais são notáveis as grauvacas grossas, com seixos calhaus e blocos, localmente diamantíferas. Os metassedimentos Macaúbas interdigitam, em direção geral para W, lateral e verticalmente, com o Grupo Bambuí.

O Grupo Bambuí é constituído de sedimentos clásticos (na base), seguidos de químicos carbonáticos. Ocorrências de estromatolitos e datações radiométricas indicam idade de sedimentação do Proterozóico Superior, com inícios, possivelmente, no Proterozóico Médio (Moeri, 1972; Cloud e Dardenne, 1973, Bonhomme, 1976).

O Supergrupo São Francisco tem idade posterior aos metabasitos - "anfíbolitos diabasóides" (que sofreram o metamorfismo regional, dínamo-termal, pós-Minas/Espinhaço). Também não foram encontradas (ou descritas na literatura) intrusões de basaltos coronitizados termometamórficos. Foram apenas confirmadas intrusões de basaltos mesozóicos (Parenti Couto et al., 1983). Ainda assim, o Supergrupo São Francisco apresenta-se regionalmente metamórfico e deformado, numa faixa relativamente estreita no sentido E-W, mas continua na direção N-S, que se segue ao contato tectônico causado pelo cavalgamento (de E para W) do Supergrupo Espinhaço sobre a borda E da Bacia do São Francisco (Figs. 2, 3). Na opinião de alguns autores, não haveria hiato metamórfico e/ou estrutural entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco, e seu metamorfismo teria ocorrido no Ciclo Brasileiro (Parenti Couto et al.,

1981; Uhlein, 1991). Contudo, o único estudo mais pormenorizado (de conhecimento deste autor) sobre o metamorfismo do Supergrupo São Francisco (Schöhl, 1973), mostra, para a região a NE e N de Belo Horizonte, zonas metamórficas irregulares, retratando processos diferentes, sobrepostos: os efeitos regulares do cavalgamento do Supergrupo Espinhaço foram local a regionalmente modificados, provavelmente, por domos termais (cf. Schöhl, 1973; Herz, 1970).

Desta forma, conclui-se que a questão do metamorfismo do Supergrupo São Francisco necessita de estudos adicionais detalhados. Certamente existem, na zona do contato tectônico, evidências sugestivas de concordância estrutural e, eventualmente, também metamórfica; a questão é, se estas não seriam apenas convergências causadas por processos diferentes em épocas diferentes.

Domos termais e granitóides intrusivos do Proterozóico Superior

Toda a área estudada sofreu efeitos termais no Proterozóico Superior, indicados pelo rejuvenescimento geral das idades radiométricas K-Ar em rochas e minerais. Contudo, estes efeitos mostram variações regionais entre áreas mais e menos afetadas pelo fenômeno. Herz (1970) mostrou a variação sistemática das idades K-Ar em rochas sensu lato graníticas a N da Serra do Curral e relacionou-a com intrusões graníticas do Proterozóico Superior. Ainda daquela região, foram descritos granitos em apófises intrusivas, tanto nas rochas do complexo regional sensu lato granítico como nos metassedimentos Rio das Velhas e Minas, e efeitos de metamorfismo de contato nos metassedimentos (Gair, 1962; Pomerene, 1964; Simmons, 1968a; Dorr, 1969; Herz, 1970; 1978). Observações similares foram feitas por

Guild (1957) na região de Congonhas, e por Wallace (1965) nas áreas a W do Complexo Bação.

Próximo ao contato com o Supergrupo São Francisco, a NE de Belo Horizonte, Schölli (1972; 1973a) identificou e delimitou aproximadamente o complexo de Taquaraçu, que considerou de granito e responsável pelo padrão metamórfico anômalo daquela região. Infelizmente, falta a presente um estudo regional e petrográfico mais detalhado.

Nos trabalhos deste autor, procurou-se verificar regionalmente a ocorrência de granitos intrusivos do Proterozóico Superior e a natureza dos domos termais. Para tanto, foram integrados dados da literatura (supra-citada) com as observações próprias sobre as ocorrências de basaltos termometamórficos coronitizados, sobre a defengitização das micas brancas muscovíticas, regionalmente estudadas (Schorscher, 1985), e sobre auréolas termometamórficas, tanto em itabiritos dolomíticos - que não reagiram nas condições de pressão mais elevada do metamorfismo regional Minas/Espinhaço - como também em rochas metapelíticas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas.

Os resultados (ainda preliminares) mostraram a inexistência de uma relação entre o termometamorfismo e o metamorfismo regional dinamo-termal progressivo pós-Minas/Espinhaço. Os centros termais mais fortes ocorrem independentemente do evento regional anterior, e foi também impossível verificar uma regularidade com relação ao padrão estrutural ou geotectônico regional. Nas áreas de mais fortes efeitos termais, ocorrem termometamorfismo e coronitização de basaltos, termometamorfismo em metassedimentos cálcio-silicáticos e pelíticos, defengitização mais forte das micas muscovíticas e, eventualmente, apófises graníticas. Estas, quando em metassedimentos, estão totalmente decompostas pelo intemperismo. Ainda assim, indicam composição hololeucocrática, riqueza em feldspato potássico e textura ou pegmatóide ou aplo-granítica. Uma apófise intrusiva,

formando um veio centimétrico em milonito-gnaisses ttg, foi encontrada em condições que permitiram estudos petrográficos (ao N da Serra do Curral, na porção a leste do Rio das Velhas, Fig. 3). Trata-se de um microgranito de composição (inferida) 3B. O milonito-gnaiss ttg é tipicamente retrometamórfico, fortemente saussuritizado, e deformado. O microgranito apresenta-se não-deformado, e sem evidências de qualquer retrometamorfismo, causando finas bordas de metamorfismo de contato (com tremolita e ricas em epidoto) no milonito-gnaiss encaixante.

Embora os estudos sobre o termometamorfismo e os domos termais do Proterozóico Superior não estejam concluídos, e particularmente a região de Taquaraçu mereça maior atenção, pode-se afirmar que, na maioria dos domos, não ocorrem rochas graníticas intrusivas do Precambriano Superior, expostas no atual nível de erosão. Os domos são constituídos de rochas sensu lato graníticas arqueanas, retrometamórficas, com eventuais apófises menores de material granítico intrusivo. A temperatura nos principais domos termais atingiu até 400-450° C, conforme indicado pelas paragêneses dos basaltos coronitizados e também pelas reações cálcio-silicáticas em itabiritos dolomíticos (que, no mais alto grau, apresentam diopsídio e, comumente, tremolita). Admite-se que os domos termais sejam efeitos de granitogênese e colocação de granitóides do Proterozóico Superior em profundidade. Os processos relacionados à formação dos domos termais, às vezes - mas nem sempre - causaram soerguimentos tectônicos em "uplifts" de dimensões menores. Um exemplo seria o soerguimento do Complexo Bação em relação aos metassedimentos Minas (o soerguimento pré-Minas deste complexo, em relação ao Supergrupo Rio das Velhas, deve ser desconsiderado nesta estimativa).

A formação dos domos termais com apófises não-deformadas de granitos intrusivos é posterior à deformação tectônica e ao metamorfismo regional do Supergrupo São Francisco, causados pelo cavalgamento do Supergrupo

Espinhaço. Os domos termais representam o estágio final, geologicamente verificável, do Ciclo Brasileiro na área estudada. Este estágio não foi acompanhado de deformação orogênica, sendo, possivelmente, indicativo de granitogênese e colocação de magmas graníticos em corpos individuais, regionalmente separados, e em profundidades diferentes, na infraestrutura crustal.

Modelo para a evolução proterozóica

A evolução proterozóica foi condicionada, desde os inícios, pela existência de vastas áreas crustais siálicas, continentais, formadas no Arqueano. As seqüências proterozóicas mais antigas dos supergrupos Minas e Espinhaço foram depositadas em bacias sedimentares lineares, de extensões continentais. Estas evoluíram a partir de estruturas tafrogênicas de sistemas de rift intracontinentais e foram acompanhadas de magmatismo diamantífero.

A idade de sedimentação do Supergrupo Minas está bem definida pela evolução sedimentar e datações radiométricas mais recentes (Machado et al., 1989a; Babinski et al., 1991), sendo proterozóica inferior. A idade de sedimentação do Supergrupo Espinhaço continua sob discussão, entre o Proterozóico Inferior e Médio.

No modelo deste trabalho, admite-se idade (de sedimentação) do Proterozóico Inferior, principalmente com base nas evidências sedimentológicas e na correlação estratigráfica com a Seqüência da Serra da Boa Vista (Luchesi e Schorscher, 1989; 1990; Luchesi, 1991). As datações radiométricas de metavulcânicas ácidas (Brito Neves et al., 1979; Machado et al., 1989b) poderiam representar efeitos de metamorfismo.

A evolução dos supergrupos Minas e Espinhaço (Ciclo Minas/Espinhaço), desde sedimentar a orogênica, pelo modelo proposto, seria explicada de acordo com análogos modernos, incluindo como estágios principais:

- a formação de um sistema de rift intracontinental acompanhado de vulcanismo ultramáfico, localmente diamantífero;
- evolução para uma margem e plataforma continental diferenciada em si, incluindo altos e baixos estruturais temporários, onde a sedimentação do Supergrupo Espinhaço seria representativa da faixa costeira, proximal, e a do Supergrupo Minas, das partes internas, distais;
- o magmatismo intraplaca ensiálica dos metabasitos - "anfíbolitos diabasóides" representaria uma fase de instabilidade crustal significativa, provavelmente, de final de sedimentação, continentalização e erosão parcial do Supergrupo Espinhaço, principalmente na região central e sul deste estudo;
- à evolução de margem continental passiva seguiu-se, posteriormente, a fase de evolução ativa - de tipo alpino -, caracterizada pela colocação dos corpos ultramáficos de tipo alpino (sensu stricto - não ofiolíticos), pela tectônica de nappes do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero e, em geral, ao longo da borda leste da Serra do Espinhaço, e pelo metamorfismo regional plurifacial pós-Minas/Espinhaço. Todas estas observações, inclusive o espessamento da crosta siálica ao longo da borda leste da Serra do Espinhaço (Giese e Schütte, 1980; Haralyi e Hasui, 1982; Haralyi, 1985), são explicáveis por obdução crustal e tectônica de placa ensiálica (Armstrong e Dick, 1974; Wynne-Edwards, 1969; 1976; Windley, 1981; Hargraves, 1981; Kröner, 1981; Dimroth, 1981; Goodwin, 1991).

A idade do metamorfismo dinamo-termal pós-Minas/Espinhaço não está ainda bem definida; sob aspectos geológicos, é posterior ao magmatismo dos metabasitos - "anfíbolitos diabasóides", e anterior ao magmatismo básico

dos basaltos termometamórficos, coronitizados, não-deformados. Na área deste estudo, não foi acompanhado de granitogênese mais expressiva; notou-se apenas o retrabalhamento isoquímico de granitóides do tipo A pré-existentes (granitóides Borrachudos) e a remigmatização das rochas ttg arqueanas, que não foi estudada em detalhe neste estudo.

A geologia do Proterozóico Superior é bastante complexa e incluiu a formação intracratônica e a evolução, inclusive tectono-metamórfica, da Bacia do São Francisco, o magmatismo básico mais restrito, também de tipo intraplaca ensiálica, dos basaltos termometamórficos coronitizados, e ainda o desenvolvimento dos domos termais, com ou sem evidências de granitogênese associada e dos processos termometamórficos não acompanhados de deformação orogênica. O magmatismo basáltico é interpretado como generativo precoce, relacionado aos fraturamentos (pós-Minas/Espinhaço) de formação da Bacia do São Francisco. A evolução tectono-metamórfica do Supergrupo São Francisco é relacionada essencialmente ao cavalgamento "em bloco" do Supergrupo Espinhaço (já metamórfico pelo evento regional pós-Minas/Espinhaço) sobre a borda leste da Bacia do São Francisco. A não-deformação de basaltos termometamórficos na região deste cavalgamento, por exemplo, a NE de Belo Horizonte (Fig. 3), seria consquência de sua competência, similarmente aos metabasitos - "anfíbolitos diabasóides" que, na mesma região, também se apresentam não-deformados.

A evolução dos domos termais e do termometamorfismo regional-variável, não acompanhado de deformação orogênica, com ou sem a ocorrência de apófises graníticas intrusivas, significaria o final da evolução do Proterozóico Superior e do Ciclo Brasileiro, conforme indicado pelas idades radiométricas K-Ar regionais, há cerca de 0.5 Ga.

EVOLUÇÃO FANEROZOICA

A evolução geológica-fanerozóica é caracterizada regionalmente como sendo do tipo continental, de calma tectônica e magmática. Há apenas registros de uma última fase de magmatismo, vulcanismo basáltico mesozóico, do desenvolvimento de pequenas bacias sedimentares terciárias, fluviais e lacustres, a exemplo das bacias Fonseca e Gandarela no Quadrilátero Ferrífero (Gorceix, 1884; Sommer e Lima, 1967), e ainda dos processos geomórficos que modelaram o relevo atual (Dorr, 1969; Fontes et al., 1978; Lichte, 1979). Uma revisão sobre a evolução geológica do Cráton do São Francisco no Fanerozóico encontra-se em Inda et al. (1984).

Neste trabalho, será tratado apenas o magmatismo basáltico, mesozóico.

Basaltos mesozóicos

Estas rochas, regionalmente bastante raras, ocorrem em diques verticais a subverticais, e ainda em pequenos corpos intrusivos subvulcânicos rasos, "enfileirados" ao longo de sistemas de fraturas. As direções principais são NW e N-S. Frequentemente, encontram-se associados, nas mesmas fraturas, basaltos termometamórficos coronitizados do Proterozóico Superior e, mais raramente, metabasitos - "anfíbolitos diabasóides" de metamorfismo regional pós-Minas/Espinhaço (Schorscher, 1975a; Schorscher e Guimarães, 1992; Guimarães, 1992). Os corpos intrusivos são relativamente pequenos, com poucas dezenas de metros de dimensão maior e apresentam formas arredondadas-ovaladas; os diques variam de espessuras decimétricas a métricas, raramente excedendo aos 20 metros.

Os basaltos mesozóicos são rochas de granulação fina; as margens dos corpos ígneos apresentam-se afaníticas por resfriamento brusco. Não foram encontrados xenólitos ou

nódulos do manto superior. Herz (1970) relacionou os basaltos mesozóicos do Quadrilátero Ferrífero às rochas equivalentes da Bacia do Paraná.

Uma datação radiométrica K-Ar foi publicada por Parenti Couto et al. (1983), de cerca de 90 Ma., para uma ocorrência da Bacia do São Francisco, petrograficamente reestudada por este autor (Schorscher, 1991b). Mais recentemente, Silva et al. (1991) mencionam, sem fonte, idades de 120 Ma.

A petrografia dos basaltos mesozóicos é relativamente simples, com: augita + olivina + hornblenda basáltica + plagioclásio + apatita + quartzo + minerais opacos (ilmenita, titanomagnetita), e as texturas variam de pilotaxítica, intergranular, à mais rara subofítica e, eventualmente, porfirítica, com fenocristais e agregados glomeroporfiríticos de plagioclásio. Os plagioclásios predominantes têm zoneamento normal e composições de An50 a Anso, respectivamente, nos núcleos e nas bordas dos cristais, sendo tipos de elevada temperatura. Nas rochas pilotaxíticas ocorrem até três gerações de plagioclásios textural e composicionalmente distintas: os predominantes, da geração mais antiga e de granulação mais grossa, têm An57-50 (núcleos - bordas); os microlitos intermediários apresentam-se com An 45, e os microlitos finos (finais) da matriz, com An20-25.

A olivina ocorre como constituinte da matriz, sem reações peritéticas, sendo bastante rica em faialita. Frequentemente, é parcialmente substituída por clorofeita e clorita.

Os piroxênios predominantes são augitas, ocorrendo ainda a pigeonita. Hornblenda basáltica ocorre eventualmente, em sobrecrecimentos aos clinopiroxênios.

Quartzo ocorre ocasionalmente, ou em intercrecimentos microgranofíricos, com as bordas mais albiticas de plagioclásio, ou ainda em grãos isolados xenomórficos finos na matriz.

Descrições detalhadas, mineralógicas-petrográficas destas rochas foram fornecidas por Herz (1970), Schorsch (1975a), Guimarães (1992), entre outros.

Dos basaltos mesozóicos foram feitas uma série de análises de fluorescência de raios-x e, para algumas amostras, análises complementares de elementos terras raras (via ICP-OES, após separação quantitativa). Os dados analíticos estão contidos no Anexo 8 (Tabelas A8-1 e A8-2) e representam duas populações analíticas, uma de análises de fluorescência de raios-x, e outra com análises adicionais de elementos terras raras (via ICP-OES).

Todas as amostras apresentam-se quartzo- e hiperstênio-normativas, ainda que tenham teores significativos de olivina (faialítica) modal. Os N^{os} de Mg são baixos e variam pouco, de 37 a 41, os teores de Ni e Cr são baixos também, e os teores de Ti, K, Ba, Rb, Sr e Zr são altos.

Os principais gráficos de classificação geoquímica mostram claramente a composição subalcalina (com leve tendência alcalina), toleítica dos basaltos mesozóicos, e ainda a boa comparabilidade das duas populações analíticas (Figs. 44, 45; Anexo 8, Figs. A8-1, 2, 3, 4).

Os variogramas de elementos compatíveis e incompatíveis das composições médias, apresentados em "spidergrams" expandidos com padronização em manto primitivo (seg. Clarke, 1990; 1991), sustentam a boa comparabilidade das duas populações analíticas para os elementos conjuntos, com exceção de La que, nos dados obtidos via fluorescência de raios-x, mostra uma anomalia positiva muito superior aos dados de ICP-OES (Fig. 46; Anexo 8, Figs. A8-5, 6, 7, 8). Tal anomalia, como também a anomalia positiva de U, no mesmo gráfico, são efeitos da natureza semiquantitativa dos dados de XRF para estes elementos. Em comparação com os variogramas correspondentes dos metabasitos - "anfíbolitos diabásóides" e dos basaltos termometamórficos coronitizados, nota-se, em relação a ambos, o pronunciado enriquecimento

basaltos k

Figuras 44, 45 - Diagramas de caracterização química dos basaltos mesozóicos.

Figura 46 - "Spidergram" expandido dos basaltos mesozóicos (composições médias das duas populações analíticas); normalização: PRIM (Clarke, 1991; 1991).

dos basaltos mesozóicos em elementos incompatíveis, e o empobrecimento em Ni e, particularmente, em Cr (Fig. 46, cf. Fig. 32, 43). Quanto aos demais elementos considerados, verificam-se os traçados essencialmente análogos das curvas representativas dos três grupos de rochas (para as populações analíticas equivalentes), sempre com anomalias similares, negativas, de Nb e Sr. Os variogramas de elementos compatíveis e incompatíveis mostram a similaridade geoquímica dos basaltos mesozóicos com os metabasitos - "anfíbolitos diabasóides" e os basaltos termometamórficos, indicando uma relação genética conjunta a nível da fonte no manto superior, ainda que em processos substancialmente separados no tempo. Os variogramas, em conjunto com dados de elementos maiores e petrográficos, indicam também os mesmos processos modificadores de magmas: de contaminação/assimilação crustal (em parte) pelo forte e proporcional enriquecimento em elementos incompatíveis; de fracionamento de olivina (forsterítica) e cromita, pelo baixo teor de MgO e o empobrecimento em Ni e Cr; e ainda de fracionamento de plagioclásio, pela anomalia negativa de Sr bem como pela ocorrência errática de fenocristais e agregados glomeroporfiríticos de plagioclásios.

As razões de La/Nb são similares aos metabasitos - "anfíbolitos diabasóides", e nitidamente inferiores aos basaltos termometamórficos. Mostram o valor médio de 1,4, bastante constante (para as análises de La via ICP-OES, de maior acurácia), sugerindo alguma contaminação crustal (Thompson et al., 1984). As razões de Y/Nb x Zr/Nb são da faixa mostrada pelos basaltos do Paraná (Fodor et al., 1985; Wilson, 1989).

Os padrões de distribuição de elementos terras raras em relação a valores condriticos (Sun, 1982; seg. Clarke, 1990; 1991), mostram forte fracionamento por enriquecimento de elementos terras raras leves (La/Yb variando de 12 a 20), tanto em termos absolutos (Fig. 47), como em comparação (dos valores médios) com os metabasitos - "anfíbolitos

OM-346A OM-381 OM-391B OM-391C OM-391D

Figura 47 - Distribuição de elementos terras raras nos basaltos mesozóicos; normalização condritica (Sun, 1982).

diabasóides" (Fig. 48); mostram também, e de uma maneira geral, uma leve anomalia negativa de Eu, sustentando o fracionamento de plagioclásio.

As representações dos basaltos mesozóicos nos diagramas interpretativos, geotectônicos, são inequívocas quanto à sua natureza intraplaca continental (Figs. 49 a 52).

Guimarães e Schorscher (1992) e Guimarães (1992) especularam ainda sobre a fonte mantélica comum e sua possível evolução por enriquecimento progressivo em elementos incompatíveis no tempo, bem como sobre a magmatogênese dos basaltos mesozóicos e dos metabasitos - "anfibolitos diabasóides", em função do alinhamento conjunto (e enriquecimento dos basaltos mesozóicos em La e Ce), num diagrama Ce x La (Joron e Treuil, 1977; Condie, 1985). Para complementar estas considerações, seria ainda muito importante a inclusão de dados analíticos de maior precisão de elementos terras raras dos basaltos termometamórficos, de idade geológica intermediária entre os metabasitos - "anfibolitos diabasóides" e os basaltos mesozóicos. A presente, a similaridade geoquímica entre os três grupos de rochas básicas consideradas (metabasitos - "anfibolitos diabasóides", basaltos termometamórficos coronitizados e basaltos mesozóicos) indica fortemente uma fonte mantélica única, desde o início enriquecida (não-MORB, eventualmente similar ao reservatório mantélico dos toleitos de ilhas oceânicas). A variabilidade sistemática dos três grupos de rochas básicas com a diminuição da idade geológica é interpretada principalmente como função do enriquecimento progressivo da fonte mantélica em elementos incompatíveis, face à variação irregular dos indicadores de contaminação crustal e de fracionamento.

Os basaltos mesozóicos têm importância geotectônica adicional em função de sua associação regional e local nas mesmas linhas de fraturas crustais profundas, e de efeitos para o magmatismo manto-derivado basáltico, com os

Figura 48 - Distribuição comparativa dos elementos terras raras (composições médias) nos basaltos mesozóicos (quadrados) e nos metabasitos - "anfibolitos diabasóides" (círculos); normalização condritica (Sun, 1982).

Figuras 49, 50 - Diagramas de interpretação tectônica dos basaltos mesozóicos.

Figuras 51, 52 - Diagramas de interpretação tectônica dos basaltos mesozóicos.

metabasitos - "anfíbolitos diabasóides" e os basaltos termometamórficos coronitizados. Em relação aos metabasitos, a associação regional (e local) é confirmada na parte central e oeste da área, incluindo o corpo de granitóides Borrachudos de Itabira; em relação aos basaltos termometamórficos, a associação é geral, por toda a região estudada. Para as respectivas regiões, estas associações indicam, nos intervalos de tempo representados pelos sucessivos períodos de magmatismo basáltico, a falta de processos de encurtamento crustal mais importantes, que teriam fechado as fraturas mais antigas, e assim, impossibilitado as recorrências de magmatismo basáltico nos mesmos locais de alinhamentos estruturais distensivos.

OBSERVAÇÕES FINAIS

Neste trabalho, foram reunidos e discutidos dados sobre a petrogenese e a evolução geológica de um segmento crustal clássico da Geologia do Brasil, num intervalo de tempo confirmadamente superior a 3.3 Ga, desde a sua constituição no Arqueano, até o período subrecente. Os processos de evolução crustal e de interação manto superior - crosta terrestre foram múltiplos, e variaram no tempo. Incluíram, no Arqueano, o desenvolvimento de terrenos de gnaisses e granitóides ttg, de seqüências supracrustais, vulcano-sedimentares de tipo "greenstone belt", que se constituem em importantes metalotectos, e ainda, processos de granitogênese arqueanos tardios - com destaque para os granitóides Borrachudos.

Da ação conjunta destes processos, nem sempre ou completamente explicáveis com base nos princípios de um uniformitarismo rígido, resultaram vastas plataformas siálicas continentais, talvez os primeiros supercontinentes. Estes constituíram-se nos principais condicionantes da evolução proterozóica, ensiálica posterior e, finalmente, da ruptura continental, da abertura do Atlântico Sul moderno e da deriva dos continentes, com reflexos na área estudada, nos basaltos mesozóicos.

Uma discussão integrada dos resultados de fatos e interpretações significaria acrescentar mais um trabalho ao final das mais de duzentas páginas já escritas. Optou-se, portanto, pela apresentação de conclusões e discussões parciais no final de cada capítulo, que tratam dos principais estágios de evolução crustal e dos principais conjuntos de processos petrogenéticos abordados. Ainda assim, será dado a seguir destaque a alguns resultados e problemas considerados os mais importantes.

Na evolução petrogenética arqueana, destacam-se mundialmente os terrenos ttg. Em termos dos conhecimentos atuais, estes representam provavelmente o problema central

na evolução dos continentes. Na região estudada, estas rochas apresentam-se como tipos metamórficos-orogênicos, gnaisses e migmatitos diversos, e granitóides intrusivos, geologicamente interpretados como sin- a tardi-orogênicos. Os dados químicos de elementos maiores e traços, incluindo terras raras, foram condizentes neste sentido. Indicaram variabilidade composicional bastante ampla, incluindo a formação de (raros) termos mais evoluídos, com características de granitóides tipo A (orogênicos) e, ao mesmo tempo, a preservação de características primárias. Entre estas, são típicos os empobrecimentos em elementos terras raras pesadas, até mesmo nos tipos mais evoluídos, condizentes com uma origem por fusão parcial de protólitos máficos (hidratados) e fracionamento das terras raras pesadas (possivelmente, em granadas) nos resíduos (desidratados) das fusões parciais, conforme observado em outros terrenos arqueanos e trabalhos petrológicos experimentais afins.

Os terrenos ttg são considerados mais antigos do que as seqüências supra-crustais do tipo "greenstone belt", no caso, representadas pelo Supergrupo Rio das Velhas, embora não deixassem seus rastros em termos de sedimentos clásticos nos estágios iniciais de sedimentação da seqüência vulcano-sedimentar. Eventualmente, não existiram como continentes emersos e sim, formando uma crosta siálica subaquática, conforme originalmente sugerido por Hargraves (1976).

Terrenos graníticos como fonte de sedimentos ficam evidentes apenas nos estágios finais da evolução "greenstone belt", especificamente no Grupo Maquiné. Os quartzitos e conglomerados deste, contudo, pelas características sedimentológicas, tais como piritas detríticas, seixos de carbonatos, fração argila - que, no metamorfismo, produziu cloritóide - e, principalmente, pela falta total de feldspatos detríticos e seixos de rochas sensu lato graníticas nos conglomerados, implicam em condições ambientais oceânicas e atmosféricas especiais no final da

evolução "greenstone belt", caracterizadas por forte intemperismo químico em ambiente mais redutor e de elevada temperatura.

O estudo geoquímico do magmatismo arqueano metaultramáfico (komatiítico) e básico é bastante problemático, devido à intensa alteração aloquímica, principalmente dos (meta-)komatiitos (mesmo, quando em preservação petrográfica-textural impecável), mas também dos anfibolitos (metabásicos). Os dados dos (meta-)komatiitos correspondem aos dados da literatura para o litótipo (por alguns autores denominado de komatiito peridotítico). Feições geoquímicas primárias importantes dizem respeito às cromitas, com elevados teores de zinco. Os dados (ainda limitados) sobre o vulcanismo metabásico sugerem analogias com vulcanismo de bacias retro-arco.

O final da evolução do "greenstone belt" Rio das Velhas foi acompanhado de metamorfismo de baixo grau, forte deformação e de um tipo singular de granitogênese metassomática em zonas de cisalhamento, representada pelos corpos de granitóides Borrachudos. Estes formam corpos de extensão regional, sin-orogênicos, de composição de granitóides tipo A, com fluorita, e fortemente enriquecidos em elementos incompatíveis. São fortemente enriquecidos também em terras raras (proporcionalmente, quanto às terras raras pesadas, e desproporcionalmente, quanto às terras raras leves) em relação às rochas ttg, com anomalia negativa de Eu mais acentuada ainda. No geral, correspondem geoquimicamente bastante bem aos granitos tardios potássicos de outras áreas de "greenstone belt" do mundo, apenas os mecanismos de formação no caso estudado são diferentes. Na região do "greenstone belt" Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero, faltam granitóides intrusivos de maior expressão nas seqüências supra-crustais arqueanas, indicando talvez um espessamento sílico maior neste segmento crustal.

Os principais aspectos metalogenéticos arqueanos dizem respeito às jazidas de ouro do Grupo Nova Lima, e às

jazidas de esmeraldas relacionadas à gênese dos granitóides Borrachudos, em zonas de cisalhamento sin-metamórficas, com elevada atividade de fluidos e em contato com rochas (meta-) ultramáficas das seqüências vulcano-sedimentares.

Na área estudada, a evolução proterozóica compreendeu o desenvolvimento ensiático dos supergrupos Minas, Espinhaço e São Francisco, cada qual com características litoestratigráficas, estruturais, metamórficas, de magmatogênese e metalogênese particulares, mas interrelacionados, simultâneos e/ou consecutivos, no tempo e no espaço. Este autor prefere um modelo de evolução simultânea dos supergrupos Minas e Espinhaço, no Proterozóico Inferior.

Independentemente do modelo aceito, sincrônico ou consecutivo, estes estágios ficam mais facilmente integráveis em modelos áctuo-geológicos de tectônica de placas.

A evolução dos supergrupos Minas e Espinhaço é caracterizada por estruturas iniciais de sistema de rift intracontinental e estágios finais de margem continental ativa de tipo alpino. Estes incluíram tectônica de nappes, colocação de corpos ultramáficos alpinos/podiformes (sensu stricto - não ofiolíticos), metamorfismo plurifacial e obdução crustal, com conseqüente espessamento da crosta siática ao longo da borda leste da Serra do Espinhaço (evidenciado por estudos geofísicos). Tais feições são bastante bem explicáveis em termos de tectônica ensiática de placas, similarmente verificada em outros terrenos do Proterozóico Inferior a Médio do mundo.

Ainda quanto à evolução sedimentar do Supergrupo Minas, há de se notar que, dos sedimentos da Formação Moeda, incluindo quartzitos, com piritas detríticas e conglomerados de tipo "quartz pebble conglomerates", para a Formação Cauê, com itabiritos hematíticos regionais, fica registrada uma mudança unidirecional das condições de oxi-redução oceânicas (e atmosféricas) para mais oxidantes, que pode coincidir com

as observações e inferências globais sobre o assunto (Goodwin, 1991).

Continua sob discussão a idade do principal metamorfismo regional progressivo, denominado pós-Minas/Espinhaço, que afetou as rochas dos dois supergrupos, segundo as evidências geológicas e petrográficas, em processo único, no final de sua evolução. Ainda assim, modelos que propõem idades arqueanas para séries metassedimentares, incluindo itabiritos hematíticos e minérios ricos de hematita (por exemplo, Müller et al., 1982, 1986, 1986a), parecem mais do que questionáveis, visto que estes minérios metamórficos hematíticos são, a presente, conhecidos exclusivamente dos supergrupos Minas e Espinhaço, proterozóicos.

O metamorfismo pós-Minas/Espinhaço teve caráter plurifacial, com paragêneses pré- a sintectônicas de mais elevada pressão, seguidas por pós-tectônicas de mais elevada temperatura, e alcançou o grau alto. A progressão metamórfica regional é irregular, seguindo-se (na direção geral de W para E) zonas de progressão lenta e acentuada, num arranjo bastante típico para tectônica de obdução crustal. Granitogênese própria deste metamorfismo não foi confirmada. Os granitóides sintectônicos estudados foram identificados como granitóides Borrachudos que sofreram retrabalhamentos texturais fortes, mas essencialmente isoquímicos.

A importância econômica principal dos supergrupos Minas e Espinhaço reside, respectivamente, nas ocorrências de minérios de ferro e de ouro (particularmente o ouro paladiado parece ser típico da Formação Cauê) do Supergrupo Minas, e nas ocorrências de diamantes do Supergrupo Espinhaço.

Para o Supergrupo São Francisco, parece indicada uma evolução tectono-metamórfica mais local, sem maiores deslocamentos e encurtamentos crustais, relacionada a cavalgamentos "em bloco", ao longo da borda W da Serra do

Espinhaço. A magmatogênese das rochas metabásicas e básicas, incluindo os metabasitos - "anfíbolitos diabasóides" de metamorfismo regional pós-Minas/Espinhaço, os basaltos termometamórficos coronitizados - não deformados - e os basaltos mesozóicos, parece bastante significativa neste sentido. Retrata recorrência de formação de magmas basálticos durante os últimos 1,5 Ga ou mais (conforme indicam as idades de datações radiométricas mais antigas dos metabasitos) em processos individuais, separados no tempo, mas não no espaço, e de acordo com uma evolução geoquímica anorogênica sistemática e unidirecional. Os processos magmatogenéticos foram relacionados com vários períodos de fraturamentos (iniciais) da plataforma continental; primeiro, em estágios tardios da sedimentação do Supergrupo Espinhaço (e, eventualmente, Minas), em seguida, durante a instalação da Bacia do Supergrupo São Francisco e, por último, como reflexos intracontinentais distais da abertura do Atlântico Sul e da deriva dos continentes. Não há registro de encurtamentos crustais significativos e/ou da instalação de zonas de subdução neste intervalo de tempo.

AGRADECIMENTOS

Quero expressar meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e instituições que, de uma ou outra forma, contribuíram para este trabalho. Participação direta tiveram, principalmente, os colegas e colaboradores Dra. Carmen Lúcia Porto da Silveira, com analítica de elementos terras raras, Gianna Maria Garda, com processamento automático de dados geoquímicos, e Caetano Juliani, com produtivas discussões de dados de campo, laboratoriais e da literatura, bem como todos os pós-graduandos e estagiários - da AOS -, integrantes da equipe nos últimos anos, além do corpo técnico do IG-USP.

FAPESP, CNPq e DAAD financiaram estágios de campo, respectivamente no exterior, junto às Universidades de Berna, na Suíça, Aachen, Mainz e Hamburgo, na Alemanha, que colocaram à disposição suas facilidades laboratoriais e técnicas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Abreu, A.S., Diniz, H.B., Prado, M.G.B.d. e Santos, S.P.d. (1988): Mina de ouro de São Bento, Santa Barbara, Minas Gerais. - Cap. 27, p. 393-411, in: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 3, 670 p., DNPM-CVRD e CPRM, Brasília.
- Abreu, G.C. e Schorscher, H.D. (1992): Metalogênese do ouro e vulcanismo associado na Mina do Pary, Grupo Nova Lima - Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. - Em preparação, IG-USP, São Paulo.
- Alkmin, F.F. (1985): Sedimentologische, lithostratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Serra de Ouro Branco, Minas Gerais, Brasilien. - 217 p., Tese de Doutor., inéd., Univ. Técn. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.
- Alkmin, F.F. (1987): Modelo deposicional para a Sequência de Metassedimentos da Serra de Ouro Branco, Quadrilátero Ferrífero, MG. - Simp. sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 6, 47-68, Belo Horizonte.
- Alkmin, F.F., Chemale Jr., F. Bacellar, L.A.P., Oliveira, J.R.P. e Magalhães, P.M. (1989): Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. - In: 5º Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, 289-293, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 10, Belo Horizonte.
- Almeida Abreu, P.A. (1989): Geologia das Quadriculas Onça e Cuiabá (Gouveia-MG) - Região mediana central da Serra Espinhaço Meridional. - Diss. de Mestr., inéd., 75 p., UFRJ, Rio de Janeiro.
- Almeida Abreu, P.A. e Munhoz, D.T.V. (1983): A reconstituição paleogeográfica e o estudo dos minerais pesados como indicativos de áreas fontes primárias dos diamantes da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. - Anais II Simp. geol. Minas Gerais, Soc. Bras. Geol., Núcl. Minas Gerais, Bol. 3, 219-234, Belo Horizonte.
- Almeida Abreu, P.A. e Schorscher, H.D. (1984): Archean basement configuration and influences on the evolution of the Lower Proterozoic Espinhaço Supergroup in Minas Gerais, Brazil. - 27th. Inter. Geol. Congr., Abstr. Vol. II (Sections 04,

05), p. 248, Moscow.

- Almeida Abreu, P.A., Fogaça, A.C.C., Knauer, L.G., Hartmann, M.B. e Pflug, R. (1987): Revisão da estratigrafia e sedimentologia da Formação Sopa-Brumadinho na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. - Simp. sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 6, 69-83, Belo Horizonte.
- Almeida, F.F.M. de (1967): Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM. Dir. Geol. Mineral., Bol. 241, 36 p., Rio de Janeiro.
- Almeida, F.F.M. de (1977): O cráton do São Francisco. - Rev. Bras. Geociênc. 7 (4), 349-364.
- Almeida, F.F.M. de e Hasui, Y. (1984): O Pré-Cambriano do Brasil. - 378 p., Ed. Edgard Blücher Ltda., São Paulo.
- Alves, B.P. (1952): Nota preliminar sobre os estudos realizados no município de Conceição do Mato Dentro. - DNPM, DFPM bol. 93, 103-106, Rio de Janeiro.
- Alves, B.P. (1966): Região de Serro, MG: Bauxita, níquel e cromo. in: Relatório da Diretoria, 1965. DNPM, DFPM Bol. 123, 80-82, Rio de Janeiro.
- Alves, B.P. (1967): Cromo: regiões de Serro e Conceição do Mato Dentro, in Relatório da Diretoria, 1966. - DNPM, DFPM Bol. 131, 84-86, Rio de Janeiro.
- Alves, M.G.d. (1986): Técnicas de sensoriamento remoto e obtenção de dados lito-estruturais de detalhe na região NE do Quadrilátero Ferrífero. - Dissertação de Mestrado (inéd.), SERE, INPE, São José dos Campos.
- Alves, M.G.d. e Schorsch, H.D. (1986): Utilização de técnicas de sensoriamento remoto na obtenção de dados lito-estruturais em trabalho geológico de detalhe na região do Quadrilátero Ferrífero. - 2º Relatório Científico, 69 p., 4 anexos, FAPESP, Proc. nº 84/1115-1, INPE-DDS/IG-USP, São Paulo.
- Andrade Ramos, J.R. e Fraenkel, M.O. (1974): Uranium occurrences in Brazil. - P. 637-657, in: Formation of Uranium Ore Deposits, Proc. Symp. Athens, IAEA-SM-183/24, Vienna.
- Araújo, J.B. (1941): Mina de Ouro de Quebra Osso. - Min. Met. 5 (jan.-fev.), p. 227-229.

- Armstrong, R.L. e Dick, H.J.B. (1974): A model for the development of thin overthrust sheets of crystalline rock. - *Geology*, 2, 1, 35-40, Geol. Soc. Am.
- Arndt, N.T. e Nisbet, E.G. (1982): Komatiites. - 526 p., George Allen & Unwin, London.
- Arth, J.G. e Hanson, G.N. (1972): Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37, 161-174.
- Babinski, M., Chemale Jr., F. e Van Schmus, W.R. (1991): Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. - 3º Cong. Bras. Geoquím./1º Cong. Geoquím. PLOP, Resumos, vol. 2, 628-631, SBGq/IG-USP, São Paulo.
- Barbosa, M.P. (1988): Estudo do relacionamento genético das feições geológicas na região do Espinhaço Meridional e adjacências (MG). - Tese de Doutorado (inéd.), 237 p., mapas, IG-USP, São Paulo.
- Barbosa, M.P. e Schorscher, H.D. (1984): Estudos litotectônicos com base em dados de sensoriamento remoto e geológicos. - 3º Simp. Bras. Sensoriamento Remoto, Programação e Resumos (Publ. INPE, S. José dos Campos), Rio de Janeiro.
- Barbosa, M.P. e Schorscher, H.D. (1989): Caracterização de estruturas lineares a partir de dados de sensoriamento remoto; Serra do Espinhaço Meridional (MG). - Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), 11 p., Public. nº INPE-4905-PRE/1506, São José dos Campos.
- Barbosa, M.P., Santos, A.R. dos, Schorscher, H.D. e Veneziani, P. (1984): A geologia do Espinhaço Meridional incluindo o Quadrilátero Ferrífero: uma primeira integração através de dados de sensoriamento remoto. - 3º Simp. Bras. Sensoriamento Remoto, Programação e Resumos (Publ. INPE, S. José dos Campos), Rio de Janeiro.
- Barbosa, M.P., Santos, A.R.d., Veneziani, P., Schorscher, H.D., Almeida Abreu, P.A. (1989): Geologia do Espinhaço Meridional, incluindo o Quadrilátero Ferrífero: Integração através de dados de sensoriamento remoto. - Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), 18 p., Public. nº INPE-4904-PRE/1505, São José dos Campos.

- Barbosa, O. (1949): Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais. - Mineração e Metalurgia, v. 14, 79, 3-19.
- Barbosa, O. (1954): Evolution du géosyncilinal Espinhaço. - Intern. Geol. Cong., 19. Sess., 1952, Sec. XIII, 2. part., fasc. XIV, 17-36, Alger.
- Barcelos, J.P. e Büchi, J. (1986a): Mina de minério de ferro de Alegria, Minas Gerais. - In: Schobbenhaus, C. e Silva Coelho, C.E. (ed.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 2, 77-85, DNPM/CVRD, MME, Brasília.
- Barcelos, J.P. e Büchi, J. (1986b): Mina de minério de ferro-manganês de Miguel Congo, Minas Gerais. - In: Schobbenhaus, C. e Silva Coelho, C.E. (ed.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 2, 87-95, DNPM/CVRD, MME, Brasília.
- Barker, F. (editor) (1979): Trondhjemites, dacites and related rocks. - 659 p., Development in Petrology 6, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, New York.
- Bastos Neto, A.C. (1982): Evolução petrogenética e tectônica da Quadrícula Dom Joaquim, MG. - 33 p., 2 mapas, Tese de mestrado inédita, IG-UFRJ, Rio de Janeiro.
- Bastos Neto, A.C. e Schorscher, H.D. (1981): Relatório de Quadrículas: Quadrícula Dom Joaquim (SE-23-Z-B-IV-3SE), escala 1:25.000. - Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional, MME-DNPM, Convênio DNPM-FUNDEP, IG-UFRJ e Instituto Eschwege-UFGM, IG-UFRJ.
- Batchelor, R.A. e Bowden, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. - Chemical Geology, 48, 45-55.
- Becker, R.H. e Clayton, R.N. (1976): Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron-formation, Hamersley Range, Western Australia. - Geochim. Cosmochim. Acta 40, 1153.

- Belezkij, V. e Guimarães, D. (1959): Sobre uma ocorrência singular de platina, e geologia da parte central da Serra do Cipó. Notas à margem de "O paládio e a platina no Brasil", de E. Hussak. DNPM, DFPM Bol. 106, 102 p., Rio de Janeiro.
- Bellieni, G. Petrini, R. Picirillo, E.M., Brito, C.M. Teixeira, W. Comin-Chiaromonti, P., Melfi, A.J., De Min, A. e Bastos Leal, L.R. (1991): Early and late Proterozoic dyke swarms from São Francisco Craton (Brazil): petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. - Inter. Symp. on Mafic Dykes, Extended Abstracts, 60-65, SBGq, IG-USP, São Paulo.
- Bennett, P.C., Czamanske, G.K. e Arndt, N.T. (1985): Comprehensive bibliography on komatiites. - Open-file report 86-434-A, IGCP Proj. 161, 63 p., U.S.G.S.
- Biondi, J.C. (1979): Correção quantitativa dos efeitos de metassomatismo em rochas vulcânicas básicas. Exemplo dos metabasitos do Espinhaço Meridional. - Rev. Bras. Geol., 9 (2), 89-115, São Paulo.
- Biondi, J.C., Schrank, A. e Pinheiro, J.C.F. (1978): Basitos e ultrabasitos do Espinhaço Meridional e região sul de Minas Gerais. - 30º Congr. Bras. Geol., Anais, v. 3, 1213-1220, SBG, Recife.
- Blum, N. e Crocket, J.H. (1992): Repetitive cyclical volcanism in the Late Archean Larder Lake Group near Kirkland Lake, Ontario: implications of geochemistry on magma genesis. - Precambrian Res., 54, 173-194.
- Börlau, E. (1952): Geology of the Caeté-Uplift, Central Minas Gerais, Brazil. - Geol. Fören.. Förhandl. 74, 475-493.
- Bonhomme, M. (1976): Minéralogie des fractions fines et datations rubidium-strontium dans le groupe Bambuí, Minas Gerais, Brésil. - Rev. Bras. Geociênc. 6 (4), 211-222.
- Borges, N.R.A., Viveiros, J.F.M., Moreira, J.M.P. e Guimarães, I.G. (1979): Contribuição à geologia da região de Guanhanes. - Simp. Geol. Minas Gerais, 1, Atas I, 101-123.
- Bosum, W. (1973): O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e Espírito Santo e sua sequência quanto à estrutura geológica. - Rev. Bras. Geoc. v. 3(3), 149-159, São Paulo.

- Brajnikov, B. (1947): Essai sur la tectonique de la region a l'est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brésil. - Bull. Soc. Géol. France, 5, 1 Ser., 17, 321-335.
- Braun, E. (1974): Mikrosondenuntersuchungen von Saussuriten in Abhängigkeit vom Metamorphosegrad und vom geochemischen Milieu. - Contrib. Mineral. Petrol., 46, 301-327.
- Braun, E. e Schorscher, H.D. (1977): Bildung und Kristallisation regionalmetamorpher Partialschmelzen in präkambrischen pelitischen Gneisen aus Minas Gerais, Brasilien. - Fortschr. Min., 55, Beih. 1, 18-19.
- Brito Neves, B.B.d., Kawashita, K. e Delhal, J. (1979): A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. - Rev. Bras. Geociênc. 2 (1), 71-85.
- Buddington, A.F. (1963): Metasomatic origin of large parts of the Adirondack phacoliths: a discussion. - Geol. Soc. Amer., Bull., 74, 353-354.
- Camargo, W.G.R. (1957): A jazida de ouro de Morro Velho, Minas Gerais (Contribuição ao conhecimento da gênese). - Tese de Livre-Docência (inéd.), 108 p., IG-USP, São Paulo.
- Carbonari, F.S., Borges, N.R.A., Coelho, L.H., Ferreira, J.A., Polônia, J.C. e Vale, C.B.P. (1989): Iron ore deposits of the Itabira District, Brazil. - Econ. Geol., in press, cit. in: Souza Filho et al., 1989.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J. e Verhoogen, J. (1974): Igneous Petrology. 739 p., McGraw-Hill Book Comp., New York, Düsseldorf, London.
- Carneiro, M. (1991): O complexo metamórfico Bonfim setentrional. - 57 p., Ex. de qualificação (doutorado), IG-USP, São Paulo.
- Carneiro, M. (1992): O complexo metamórfico Bonfim setentrional. - Tese de doutorado em preparação. IG-USP, São Paulo.
- Cassedanne, J.O. e Cassedanne, J. (1976): Les stromatolites colonnaires de la carrière du Cumbe (S. Minas-Brésil). - Bull. Soc. Géol. France, (7), t, 18, 959-965.

- Chemale Jr., F. (1987): Tektonische, lagerstättenkundliche und petrographische Untersuchungen im Eisenerzrevier Itabira, Minas Gerais, Brasilien. - Tese de Doutorado (inéd.), 140 p., Inst. Geol. Paläont., T.U. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.
- Clarke, D. (1990): NEWPET 1987 - 1990. - Programa livre para microcomputador (IBM-PC e compatíveis), para cálculos petroquímicos e representações gráficas; Memorial University Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research, St. John's, NF, Canada.
- Clarke, D. (1991): NEWPET 1987 - 1991. - Programa livre para microcomputador (IBM-PC e compatíveis), para cálculos petroquímicos e representações gráficas; Memorial University Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research, St. John's, NF, Canada.
- Cloud, P.E. e Dardenne, M.A. (1973): Proterozoic age of Bambui Group in Brazil. - Geol. Soc. Amer. Bull. (Boulder), 84 (5), 1673-1676.
- Coleman, R.G. (1971): Petrologic and geophysical nature of serpentinites. - Geol. Soc. Amer., Bull., 82, 897-918.
- Collerson, K.D. (1974): Descriptive microstructural terminology for high-grade metamorphic tectonites. - Geol. Mag., 111, 4, 313-318.
- Coltorti, M., Girardi, V.A.V. e Schorscher, H.D. (1987): Liquid immiscibility in the archaean greenstone belt of Piumhi (Minas Gerais, Brazil). - Lithos, 20, 77-91.
- Condie, K.C. (1981): Archaean greenstone belts. - 434 p., Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam, Oxford, New York.
- Condie, K.C. (1985): Secular variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution. - Journ. of Petrol., vol. 26, 545-563.
- Cordani, U.G., Kawashita, K., Müller, G., Quade, H., Reimer, V. e Roeser, H. (1980): Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. - Acad. Bras. Ci. Anais 52 (4), 785-799.

- Cordani, U.G., Teixeira, W. e Padilha, A.V.P. (1985): O estado atual do conhecimento geocronológico de Minas Gerais. - In: 3º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 338-347, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 5, Belo Horizonte.
- Correia Neves, J.M. e Horn, A.H. (1991): Rare earth element and microprobe data of dykes from the north-central region of the Mantiqueira province - Brazil. - Intern. Symp. on Mafic Dykes, 3º Cong. Bras. Geol./1º Cong. PLP, Extended Abstracts, 94-100, SBGq, IG-USP, São Paulo.
- Costa, M.T.d. e Romano, A.W. (1976): Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000. - 1 mapa, IGA (Inst. Geoaciênc. Aplic.), Belo Horizonte.
- Cullers, R.L. e Graf, J.L. (1984): Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis. - Chap. 8, p. 275-316, in P. Henderson (editor): Rare earth element geochemistry, 510 p., Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam, New York.
- CVRD (1982): Mapas e seções geológicas das minas Cauê, Dois Córregos, Periquito e Conceição. - CVRD. - SUMIN, Itabira/Belo Horizonte.
- Dardenne, M.A. e Campos Neto, M. da C. (1975): Estromatólitos colunares na S. Minas (MG). - Rev. Bras. Geoc., vol. 5, 99-105.
- Davies, H.-P.K. e Schorscher, H.D. (1991): Geologia e mineralizações na Quadrícula a Sul da Quadrícula de Florália, Quadrilátero Ferrífero - MG. - 1º Relatório Científico, Aux. Pesquisa FAPESP, Proc. nº 89/3836-1, 240 p., IG-USP.
- De Pieri, R. e Jobstraibizer, P.G. (1977): On some biotites from Adamello Massif (Northern Italy). - N. JB. Miner. Mh., Jg. 1977, 1, 15-24.
- Debon, F. e Le Fort, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. - Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 73 (for 1982), 135-149.
- Derby, O.A. (1881a): Contribuição para o estudo da geologia do vale do Rio São Francisco. - Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro 4, 87-119.
- Derby, O.A. (1881b): Observações sobre algumas rochas diamantíferas da província de Minas Gerais. - Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro 4, 121-132.

- Derby, O.A. (1905): The geology of the diamond and carbonado washings of Bahia, Brazil. - Econ. Geol. 1, 134-142, Urbana.
- Derby, O.A. (1906): The Serra do Espinhaço. - J. Geol. 14, 374-401.
- Dimroth, E. (1981): Labrador geosyncline: type example of early Proterozoic basement reactivation. - P.331-352, in: A. Kröner (ed.), Precambrian Plate Tectonics, 781 p., Elsevier, Amsterdam.
- Donaldson, C.H. (1982): Spinifex-textured komatiites: a review of textures, mineral compositions and layering. - P. 213-244 in: Arndt, N.T. e Nisbet, E.G.: Komatiites, Allen & Unwin (Publ.) Ltd., London.
- Donaldson, M.J. (1980): Magmatic features and metamorphism of some Archean dunites, Western Australia. - 26º Inter. Geol. Cong., Abstracts, Vol. I, p. 38, Paris.
- DNPM/PRAKLA (1971): Convenio Geofísico Brasil-Alemanha. Mapas de isoanomalias de intensidade magnética total (1:100.000). - MME/DNPM, Belo Horizonte.
- DNPM/PROSPEC/CPRM (1975): Documento conjunto não publicado, cit. in: Inda, H.A.V. and Barbosa, J.F.: Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000. - 122 p., SME/CPM, Salvador, 1978.
- Dorr, J.V.N. (1964): Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. - Econ. Geol., v. 59 (7), 1203-1240.
- Dorr, J.V.N. (1965): Nature and origin of the high-grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil. - Econ. Geol., v. 60 (1), 1-46.
- Dorr, J.V.N. (1969): Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 641-A, 110 p., Washington.
- Dorr, J.V.N. (1973): Iron Formation in South America. - Econ. Geol. 68, 1005-1022.
- Dorr, J.V.N. e Barbosa, A.L.M. de (1963): Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 341-C, 110 p., Washington.

- Dorr, J.V.N., Gair, J.E., Pomerene, J.B. e Ryneearson, G.A. (1957): Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. - DNPM Div. Fom. Prod. Min., Av. 81, 31 p., Rio de Janeiro.
- Dossin, I.A. e Dardenne, M.A. (1984): Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhame). - 33º Cong. Bras. Geol., 3104-3117, SBG, Rio de Janeiro.
- Dossin, I.A., Garcia, A.J.V., Uhlein, A., Dardenne, M.A. e Dossin, T.M. (1987): Fácies eólica na Formação Galho do Miguel, Super-Grupo Espinhaço (MG). - Simp. sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 6, 85-96, Belo Horizonte.
- Draper, D. (1920): The high-level diamond bearing deposits of Brazil. - R. Sci. 4(1), 6-11; 4(2), 39-54, Rio de Janeiro.
- Ebert, H. et al. (1958): Levantamento geológico-geofísico da região de São João del Rey, Estado de Minas Gerais, Brasil. - 144 p., CNPq/PROSPEC, Rio de Janeiro.
- Eichler, J. (1968): Geologie und Entstehung der itabiritischen Reicherze im "Eisernen Viereck" von Minas Gerais/Brasilien. - Tese de Livre-Docência, inéd., 192 p., Clausthal-Zellerfeld.
- Engel, A.E.J. e Engel, C.G. (1963): Metasomatic origin of large parts of the Adirondack phacoliths. - Geol. So. (1832): Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens. 488 S., Reimer, Berlin.
- Engesser, W. (1974): Geologie, Petrographie und Altersstellung der Gesteine der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). - Tese de Doutor., inéd., Univ. de Freiburg i.Br.
- 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. - Manusc. Tese de Dout., 110 p., Paris.
- Fleischer, R. e Routhier, P. (1973): The consanguineous origin of a tourmaline bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). - Econ. Geol., 68, 11-22.

- Fodor, R.V., Corwin, C. e Roisenberg, A. (1985): Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material and South Atlantic magmatism. - Contrib. Mineral. Petrol. 91, 54-65.
- Fogaça, A.C.C. (1985): Serra do Espinhaço Meridional: Geologia dos terrenos arqueanos e proterozóicos. - 3o Simp. Geol. Minas Gerais. Anais, SBG - MG, Bol. 5, 377-383, Belo Horizonte.
- Fogaça, A.C.C., Almeida Abreu, P.A. e Schorscher, H.D. (1984): Estratigrafia da sequência supra-crustal arqueana na porção mediana-central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. - In: 33o Cong. Bras. Geol., Anais, v. 6, 2654-2667, SBG, Rio de Janeiro.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H. e Toscani, L. (1987): The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. - Earth-Science Reviews, 24, 81-134.
- Fonseca, M.J.G., Silva, Z.C.G.da, Campos, D.d.A. e Tosatto, P. (1979): Folhas Rio de Janeiro (SF. 23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG. 23). - In: Schobbenhaus, C. (coord.): Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, 240 p., DNPM, Brasília, DF.
- Fontes, C.Q. et al. (1978): Projeto Jequitinhonha. - Relatório Final, 12 vol. (Relat. do Arquivo Técnico da DGM, 2787), DNPM/CPRM, Belo Horizonte.
- Franzini, M. e Schiaffino, L. (1963): On the X-ray determination of the iron-magnesium ratio in biotites. - Z. Krist., 122, 100-107.
- Freyberg, B.v. (1932): Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Geraes (Brasilien). - N. Jb. Min. etc., Sonderbd. 2, 403 p.
- Freyberg, B.v. (1934): Die Bodenschaetze des Staates Minas Geraes. - 453 p., ed. Schweizerbart, Stuttgart.
- Friedrich, G. Marker, A., Kanig, M. e Germann, A. (1987): Mineral prospecting and geological mapping in laterite covered areas of Brazil. -BMFT RG 8301 5, Final Report, Inst. f. Miner. u. Lagerstättenlehre, RWTH Aachen.

- Fyfe, W.S., Price, N.J. e Thompson, A.B. (editors) (1978): Fluids in the Earth's Crust. - Developments in Geochemistry 1, Elsevier Sci. Publ., Amsterdam
- Gair, J.E. (1958): The Sabara Formation. - Soc. Bras. Geol. Bol. 7(2), 68-69.
- Gair, J.E. (1962): Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 341-A, 67 p., Washington.
- Garcia, A.J.V. e Uhlein, A. (1987): Sistemas deposicionais do Super-Grupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). - Simp. sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 6, 113-153, Belo Horizonte.
- Gélinas, L., Brooks, C. e Trzcienski, W.E. (1979): Archean variolites-quenched immiscible liquids. - Can. J. Earth Sci., 13, 210-230.
- Giese, P.S. e Schütte, K.G. (1980): Resultados das medidas de sísmica de refração a leste da Serra do Espinhaço, M.G., Brasil. - In: Nuevos resultados de la investigación geocientífica alemana en Latino-América, 44-50, Deutsche Forschungsgemeinschaft e Instituto de Colaboração Científica, Bonn e Tübingen, ed. G. Hauser, Metzingen.
- Glikson, A.Y. (1971): Primitive archean element distribution patterns: chemical evidence and geotectonic significance. - Earth Planet. Sci. Lett., 12, 309-320.
- Glikson, A.Y. (1972): Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. - Geol. Soc. Amer., Bull., 83 (11), 3323-3344.
- Glöckner, K.H. (1981): Lithostratigraphie, Sedimentologie, Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi-Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien. - 221 p., Tese de Doutor., inéd., Univ. Técn. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.
- Goldsmith, J.R. e Laves, F. (1954): The microcline-sanidine stability relations. - Geochim. Cosmochim. Acta, 5, 1-19.
- Goldsmith, J.R. e Laves, F. (1961): The Sodium content of microclines and the microcline-albite series. - Cursos y Conferencias, Inst. Lucas Mallada, VIII, 81-86, Madrid.

- Gomes, J.C.M. (1986): As minas de Aguas Claras, Mutuca e Pico e outros depósitos de minério de ferro no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. -In: Schobbenhaus, C. e Silva Coelho, C.E. (ed.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 2, 65-75, DNPM/CVRD, MME, Brasília.
- Gomes, N.S. (1985): Petrologisch-geochemische Untersuchungen im Bação-Komplex Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien. - 209 p., Tese de Doutorado (inédita), Inst. Miner. Petrog., T.U.Clausthal.
- Gomes, N.S. (1986): Determinações geotermométricas e geobarométricas em paragêneses minerais de alto grau metamórfico no Complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais. - 34º Cong. Bras. Geol., Anais, v. 4, 1424-1436, Goiânia.
- Gomes, N.S. e Müller, G. (1987): Caracterização química de paragêneses minerais de alto grau metamórfico no Complexo Bação, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - Rev. Escola de Minas, 40 (1), 25-36, Ouro Preto.
- Goodwin, A.M. (1977): Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. - Geol. Soc. Can., Spec. Paper, 16, 205-241.
- Goodwin, A.M. (1991): Precambrian Geology. - 666 p., Acad. Press, London, New York.
- Gorceix, H. (1884): Bacias terciárias de água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Geraes, Brasil. - Escola de Minas, Annaes 3, 95-114, Ouro Preto.
- Gorceix, H. (1885): Estudos sobre a monazita e a xenotima do Brasil. - Escola de Minas de Ouro Preto, An. 4, 29-49, Ouro Preto.
- Gorlt, G. (1972): Fazieswechsel und Metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien). - Geol. Rdsch., 61, 166-201.
- Green, D.H. (1981): Petrogenesis of archaean ultramafic magmas and implications for archaean tectonics. - P. 469-489, in: Kröner, A. (ed.): Precambrian Plate Tectonics, 781 p., Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam, New York.
- Grossi Sad, J.H. (1968): Os cinturões serpentiniticos do Brasil Oriental. - VI. Semana de Estudos, 1965, 140-153, Ouro Preto.

- Guba, I. (1982): Tektonik, Texturen und Mineralogie der präkambrischen Eisenerze und Nebengesteinsserien der Lagerstätte Morro Agudo im NE des Quadrilátero Ferrífero/Minas Gerais, Brasilien. - Tese de Doutorado (inéd.), 342 p., TU Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.
- Guidotti, C.V. e Sassi, F.P. (1976): N. Jb. Miner., Abh. 127, 2, 97-142.
- Guild, P.W. (1957): Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. - USGS, Prof. Pap. 290, 90 p.
- Guimarães, D. (1931): Contribuição à Geologia do Estado de Minas Geraes. - Serv. Geol. Min., Abol. 24, 3-46, Rio de Janeiro.
- Guimarães, D. (1933): Os anfibolitos da região diamantífera do norte de Minas Geraes. - Acad. Bras. Ci. Ann. 5 (4), 237-258
- Guimarães, D. (1951): Arqui-Brasil e sua evolução geológica. - DNPM, Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 88, 314 p. Rio de Janeiro
- Guimarães, D. (1964): Geologia do Brasil. - 673 p., Memória, DFPM/DNPM, Rio de Janeiro.
- Guimarães, D. (1966): Contribuição ao estudo do polimetamorfismo da Série Minas. - DNPM, Av. 9, 90 p., Rio de Janeiro.
- Guimarães, M.L.V. (1992): Evolução crustal precambriana da região Itabira-Morro do Pilar, borda SE da Serra do Espinhaço meridional, MG. - Tese de Mestrado inédita, IG-USP, São Paulo.
- Guimarães, M.L.V. e Schorscher, H.D. (1991): Evolução crustal precambriana da região Itabira/Morro do Pilar, borda SE da Serra do Espinhaço meridional - MG. - 1º Relatório Científico, Aux. Pesq. FAPESP, Proc. nº 89/3835-5, 82 p., IG-USP, São Paulo.
- Guimarães, M.L.V. e Schorscher, H.D. (1992): Evolução crustal precambriana da região Itabira-Morro do Pilar, borda SE da Serra do Espinhaço Meridional, MG. - 2º Relatório Científico, Aux. Pesq. FAPESP, Proc. nº 89/3835-5, IG-USP, São Paulo.

- Guimarães, P.F., Massahud, J.S. e Viveiros, J.F.M.de (1986): A mina de ferro de Capanema, na parte central do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - In: Schobbenhaus, C. e Silva Coelho, C.E. (ed.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 2, 98-101, DNPM/CVRD, MME, Brasília.
- Hallberg, J.A. (1972): Geochemistry of archean volcanic belts in the Eastern Goldfields region of Western Australia. - J. Petrol., 13, 45-56.
- Hänni, A.H., Schwarz, D. e Fischer, M. (1987): The emeralds of the Belmont mine, Minas Gerais, Brazil. - J. Gemmol. 20 (7/8), 446-456.
- Haralyi, N.L.E. e Hasui, Y. (1982): The gravimetric information and the archean-proterozoic structural framework of eastern Brazil. - Rev. Bras. Geociênc. 12 (1-3), 160-166.
- Haralyi, N.L.E., Hasui, Y., Mioto, J.A., Hamza, V.M. e Rodrigues, C.R.V. (1985): Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. - In: Contribuições à geologia e à petrologia, Bol. Esp., 71-93, SBG-Núcl. Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Harder, E.C. e Chamberlin, R.T. (1915): The Geology of central Minas Geraes, Brazil. - J. Geol. 23, 341-378 e 385-424.
- Hargraves, R.B. (1976): Precambrian geologic history. - Science 193, Nº 4251, 363-371.
- Hargraves, R.B. (1981): Precambrian tectonic style: a liberal uniformitarian interpretation. - Chap. 2, p. 21-56, in A. Kröner (editor): Precambrian plate tectonics, 781 p., Developments in Precambrian Geology 4, Elsevier, Amsterdam, NY.
- Herrgesell, G. (1985): Uma margem continental proterozóica na Serra do Cipó setentrional (Serra do Espinhaço meridional). - 3º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, Bol. 5, 1-15, Belo Horizonte.
- Hettich, M. (1977): A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. - Rev. Bras. Geoc., 7, 87-101.
- Herz, N. (1970): Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 641-B, 58 p., Washington.

- Herz, N. (1978): Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 641-C, 81 p., Washington.
- Herz, N. e Dutra, C.V. (1960): Minor element abundance in a part of the Brazilian shield. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 21, nº 1-2, p. 81-89.
- Herz, N. e Dutra, C.V. (1964): Co, Ni, Cr, Sc, and Nb in biotite and the Scogeological thermometer. - *Soc. Brasileira Geologia Bol.*, v. 13, nº 1-2, p. 23-42.
- Herz, N. e Dutra, C.V. (1966): Trace elements in alkali feldspars, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - *Am. Mineralogist*, v. 51, nº 11-12, p. 1593-1607.
- Herz, N., Hurley, P.M., Pinson, W.H. e Fairbairn, H.W. (1961): Age measurements from a part of the Brazilian shield. - *Geol. Soc. Am., Bull.*, 72, 1111-1120.
- Hoefs, J. (1980): Stable isotope geochemistry. - 208 p., Springer Verlag, Heidelberg, New York.
- Hoefs, J., Müller, G. e Schuster, A.K. (1980): Sauerstoff-Isotopen-Thermometrie zur Genese präkambrischer Eisenreicherze des Eisernen Vierecks in Minas Gerais, Brasilien. - *Fortschr. Mineral.* 58, Beih. 1, 55-56.
- Hoefs, J., Müller, G. e Schuster, A.K. (1982): Polymetamorphic relations in iron ores from the Iron Quadrangle, Brazil: The correlation of oxygen isotope variations with deformation history. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 241-251.
- Hoffmann, C. (1984): Geologische Geschichte, Metamorphose und Petrologie des archaischen Kontinentalkernes (Prä-Espinhaço-Gesteine) der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. - 233 p., Tese de Livre-Docência inédita, Fac. Geociências, Univ. Albrecht Ludwig, Freiburg i.Br., Alemanha Federal.
- Holm, P.E. (1982): Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 308-310.
- Hoppe, A. (1978): Beiträge zur Geologie und Paläogeographie der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). - Tese de Doutorado, 102 p., inéd., Univ. Freiburg i. Br.

- Hoppe, A., Hörmann, P.E. e Euler, H.H. (1983): Padrões de terras raras de rochas básicas proterozóicas da Serra do Espinhaço - MG. - 2º Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, 143-149, Belo Horizonte.
- Hörmann, P.K. e Morteani, G. (1969): On a systematic error in the x-ray determination of octahedral Fe and Mg in biotites. - Contrib. Mineral. Petrol., 22, 368-374.
- Hunter, D.R., Barker, F. e Millard, H.T. (1978): The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: A preliminary study. - Precamb. Res., 7, 105-127.
- Hussak, E. (1906): Über das Vorkommen von Palladium und Platin in Brasilien. - Zeitschr. f. prakt. Geol. 14: 284-293, Halle.
- Inda, H.A.V., Schorscher, H.D., Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C., Haralyi, N.C.E., Branco, P.C.d.A. e Ramalho, R. (1984): O cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. - Cap. 5, p. 193-248, in: Schobbenhaus, C., Campos, D.d.A., Derze, G.R. e Asmus, H.E. (coords.): Geologia do Brasil, 501 p., DNPM, Div. Geol. Mineral., Brasília.
- Irvine, T.N. e Baragar, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - Canadian J. Earth Sci., 8, 523-548.
- Jahns, R.H. (1967): Serpentinities of the Roxbury District, Vermont. - P. 137-160, in J. P. Wyllie (editor): Ultramafic and related rocks, 464 p., John Willey & Sons, New York.
- James, H.L. (1954): Sedimentary facies of iron formations: 235-293, Econ. Geology, V. 40, 3.
- James, H.L. (1955): Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan. - Geol. Soc. Am. bull., 66, 1455-1488.
- James, H.L. (1966): Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks. - USGS Prof. Pap., 440-W, 61 p.
- Jensen, L.S. (1976): A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. - Ontario Division of Mines, Misc. Paper no. 66.
- Johnson, R.F. (1962): Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco, and Ouro Branco quadrangles, Minas Gerais, Brazil. - USGS, Prof. Pap. 341-B

- Jordt Evangelista, H. (1984): Petrologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien. - Tese de Doutorado inédita, 183 p., Miner. Petrog. Inst., T.U.Clausthal.
- Jordt Evangelista, H. (1985): Petrologia de fases, geotermometria e geobarometria do Complexo Granulítico de Acaiaca, sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. - 3º Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, Bol. 5, 165-179, SBG- Núcl. Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Jordt Evangelista, H. e 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.
- Joron, J.L. e Treuil, M. (1977): Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. - Bull. Soc. Geol. France, 19, 114-123.
- Jost, H., Seixas, L.A.R. e Roeser, H.H.M.P. (1987): Derrames komatiíticos diferenciados do município de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. - 4º Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, 273-285, SBG-Núcl. Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Kanig, M. (1985): Die Verteilung von Haupt- und Spurenelementen in lateritischen Böden über granitischen Gesteinen - Borrachudos granitoid/Sta. Barbara, Minas Gerais, Brasilien. - Master Thesis, Inst. f. Min. u. Lagerstättenlehre, RWTH Aachen, 229 p.
- Karfunkel, J., Pedrosa Soares, A.C. e Dossin, I.A. (1985): O Grupo Macaúbas, Minas Gerais, e revisão dos conhecimentos. - 3º Simp. Geol. de Minas Gerais, Anais, 45-59, Belo Horizonte.
- Karfunkel, J. e Hoppe, A. (1987): Late proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 65, 1-21.
- Kehrer, P. (1971): Zur Geologie der Itabirite in der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). - Manuscr. Tese de Doutor., 48 lp., Heidelberg.
- Kehrer, P. (1972): Zur Geologie der Itabirite in der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). - Geol. Rundsch. 61 (1), 216-249.

- Kneidl, V. e Schorscher, H.D. (1972): Faziesübergänge der Minas-Serie im Raum zwischen Itabira und Altamira (Minas Gerais, Brasilien). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1972, 224-235.
- Korshinskij, D.S. (1965): Abriss der metasomatischen Prozesse. - 195 p., Akademie-Verlag, Berlin.
- Korshinskij, D.S. (1970): Theory of metasomatic zoning. - 162 p., Clarendon Press, Oxford.
- Kröner, A. (1981): Precambrian plate tectonics. - P. 57-90, in: Kröner, A. (ed.): Precambrian plate tectonics. 781 p., Elsevier Scient. Publ. Comp., Amsterdam, New York.
- Ladeira, E.A. (1980): Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - Tese de Doutorado (inéd.), 272 p., Univ. of Western Ontario.
- Ladeira, E.A. (1981): Primeiras lavas com almofadas ("pillows") encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. - Ciências da Terra, 1 (1), 12-14.
- Ladeira, E.A. (1988): Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - Cap. 25, p. 301-375 in: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 3, 670 p., DNPM-CVRD e CPRM, Brasília.
- Ladeira, E.A. (editor) (1991): Brazil Gold '91. - 823 p., An International Symposium on the Geology of Gold (Belo Horizonte), Proceedings, A.A. Balkema, Rotterdam.
- Ladeira, E.A. e Roeser, H.M.P. (1983): Petrography of the Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - Zentralblatt Geol. Paläont., 1, 3/4, p. 430-445.
- Ladeira, E.A. e Viveiros, J.F.M. (1984): Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. - 19 p., SBG Núcleo Minas Gerais, Bol. 4, Belo Horizonte.
- Lagache, M. e Weisbrod, A. (1977): The system: two alkali feldspars. - KCl - NaCl - H₂O at moderate to high temperatures and low pressures. - Contr. Mineral. Petrol. 62, 77-101.

- Lambert, R. St. J. e Holland, J.G. (1978): Amitsoq gneiss geochemistry, preliminary observations. - p. 191-201, in B.R. Windley (editor): The early history of the Earth. Reprint, 619 p., John Wiley & Sons, New York.
- La Roche, H. de (1964): Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. Sci. de la Terre 9, 293-337.
- La Roche, H. de (1966): Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches: modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classifications chimico-minéralogiques. - C.R. Acad. Sci. Paris, 262D, 1665-1668.
- La Roche, H. de (1972): Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivées métamorphiques. - Sci. de la Terre 17, 31-46.
- La Roche, H. de (1978): La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées. - Chem. Geol. 21, 63-87.
- La Roche, H. de (1980): Granites' chemistry through multicationic diagrams. - Sci. de la Terre Inf. Geol., 13, 65-88.
- La Roche, H. de, Leterrier, J., Grandelande, P. e Marchal, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 diagrams and major element analyses: Its relationships with current nomenclature. - Chem. Geol., 29, 183-210.
- Lichte, M. (1979): Morphologische Untersuchung in der Serra do Caraça und ihrem Vorland. - Tese de Doutor., inéd., 139 p., Univ. de Göttingen.
- Lobato, L.M., Rosière, C.A. e Riffel, B.F. (1989): Metamorfismo em zonas de cisalhamento na Fm. Moeda: implicações metalogenéticas e deformacionais. - In: 5º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 11-15, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 10, Belo Horizonte.

- Loczy, L. e Ladeira, E.A. (1976): Geologia estrutural e introdução à geotectônica. - 528 p., ed. Edgard Blücher, CNPq, São Paulo.
- Luchesi, I. (1991): Evolução petrogenética e metalogenética da Serra da Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero - MG. - Tese de Mestrado (inéd.), 134 p., 7 anexos, USP, São Paulo.
- Luchesi, I. e Schorscher, H.D. (1989): Evolução petrogenética e metalogenética da Serra da Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 1º Relatório Científico, Aux. Pesquisa FAPESP, Proc. nº 88/0806-1, 99 p., IG-USP, São Paulo.
- Luchesi, I. e Schorscher, H.D. (1990): Evolução petrogenética e metalogenética da Serra da Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - 2º Relatório Científico (relat. final), Aux. Pesquisa FAPESP, Proc. nº 88/0806-1, 99 p., IG-USP, São Paulo.
- Machado, N., Noce, C.M., Oliveira, O.A.B.d. e Ladeira, E.A. (1989a): Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior com base em geocronologia U/Pb. - In: 5º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 01-05, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 10, Belo Horizonte.
- Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R.d., Knauer, L.G., Almeida Abreu, P.A. (1989b): Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço meridional. - In: 5º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais, 171-174, SBG Núcleo Minas Gerais, Bol. 10, Belo Horizonte.
- Maniar, P.D. e Piccoli, P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. - Geol. Soc. Amer., Bull., 101, 635-643.
- Maranhão, C.M.L. (1979): Sobre a ocorrência de pirita detrítica nos metaconglomerados uraníferos da Formação Moeda - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - 9º Simp. Geol. Nordeste, Bol. Especial, Resumos, p. 75, SBG, Núcleo Nordeste, Natal.
- Marker, A. e Martin, E.J. (1985): Relationship between chromite type and chemical composition of rutiles in the Proterozoic ultramafic intrusion of Sêro, Minas Gerais, Brazil. - Fortschr. Min., 63, Bh. 1, p. 144.
- Mattauer, M. (1980): Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. - 493 p., Hermann, éditeurs des sciences et des arts, Paris.

- Maxwell, C.H. (1972): Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 341-J, 72 p., Washington.
- Mehnert, K.R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. - 393 p., Elsevier, Amsterdam, London, New York.
- Mehnert, K.R. (1971): Migmatites and the origin of granitic rocks. - Develop. in Petrol., 1, 2. ed., 405 p., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, London, New York.
- Menezes, M.G.d. (1988): Geologia e ocorrências auríferas da Faixa Maquiné a sul da Quadrícula de Capanema. Quadrilátero Ferrífero - MG. - Dissertação de Mestrado nº 49 (iné.), 39 p., Depto. de Geociências, Universidade de Brasília.
- Meschede, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. - Chemical Geol., 56, 207-218.
- Meyer, O.A.H. (1987): Inclusions in diamond. - Chap. 34, p. 501-522, in: P.H. Nixon (ed.): Mantle Xenoliths, 844 p., John Wiley & Sons, New York.
- Meyer, O.A.H. e Boyd, F.R. (1972): Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. - Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 1255-1273.
- Middlemost, E.A.K. (1985): Cit. in: Middlemost, E.A.K. (1988): Magmas and magmatic rocks. Reprint, 266 p., Longman Scientific & Technical, London.
- Middlemost, E.A.K. (1988): Magmas and magmatic rocks. - Reprint, 266 p., Longman Scientific & Technical, London.
- Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. - Amer. J. Sci., 274, 321-355.
- Moeri, E. (1972): On a columnar stromatolite in the precambrian Bambuí Group of central Brazil. - Eclog. Geol. Helv. 65 (1), 185/195.
- Moorbath, W., O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J. et al. (1972): Further rubidium-strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland. - Natur. Phys. Sci. 240, 78-82.

- Moore, S.L. (1969): Geology and ore deposits of the Antônio dos Santos, Gongo Sôco and Conceição do Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 341-I, 50 p., Washington.
- Moraes Rego, L.F. (1931): As estruturas antigas do Brasil. - Esc. de Minas, An. 22, 27-85, Ouro Preto.
- Moraes, L.J. de e Guimaraes, D. (1930): Geologia da região diamantífera do norte de Minas Geraes. - Ann. Ac. Bras. Sci., 2, 153-186.
- Moraes, L.J. e Barbosa, O. (1939): Ouro no Centro de Minas Gerais. - DNPM. Dir. Fom. Prod. Miner. Bol. 38, 185 p., Rio de Janeiro.
- Moraes, L.J.d. e Barbosa, O. (1939): Ouro no centro de Minas Gerais. - DNPM/DFPM, Bol. 38, 186 p., Rio de Janeiro.
- Müller, G. e Schorscher, H.D. (1977): Untersuchungen zur Bildung metasomatischer Granitoide an einer tiefkrustalen Aufschiebung im präkambrischen Raum von Itabira, Minas Gerais, Brasilien. - 1. Arbeitsbericht (1^o Relat. Cient.), 82 p., 6 mapas, DFG/Projeto Mu 350/14, Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn - Bad Godesberg.
- Müller, G., Schuster, A., e Hoefs, J. (1982): Oxygen isotope variations in polymetamorphic iron ores from the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. - Rev. Bras. Geociênc. 12 (1-3), 348-355
- Müller, G., Höhndorf, A., Lauenstein, H.J. e Lenz, Heinz (1986): Petrological and geochemical data on a high-metamorphic archean bif-bearing rock sequence near Guanhaes, Minas Gerais, Brazil. - Geol. Jb., D 79, 3-20, Hannover.
- Müller, G., Lauenstein, H.J. e Hoefs, J. (1986a): Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenuntersuchungen an Mineralen aus gebänderten Eisenerzen und metamorphen Gesteinen nordöstlich des Eisernen Vierecks in Brasilien. Anwendung auf Probleme einer polymetamorphen präkambrischen Petrogenese. - Geol. Jb., D 79, 21-40, Hannover.
- Nisbet, E.G. (1982): The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. - P. 501-520, in: Arndt, N.T. e Nisbet, E.G. (editors): Komatiites. Allen & Unwin, London.

- Noce, C.M., Pinheiro, S.d.O., Ladeira, E.A. e Franca, C.R.de (1992): A sequência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima na região de Piedade do Paraopeba, borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - Manusc. subm. à Rev. Bras. Geol.
- O'Connor, J.T. (1965): A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. - USGS, Prof. Pap., 525-B, p. 79-84.
- O'Neil, J.R. e Taylor, H.P. Jr. (1967): The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. - Amer. Miner., 52, 1414-1437.
- Oberhänsli, R. (1985): Mineralogy and geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. - Tese de Livre-Docência (Habilitationsschrift), inéd., Univ. de Berna.
- Oberhänsli, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 66, 315-342.
- Oliveira, A.I. (1956): Brazil. - in: Jenks, W.F., ed.: Handbook of South America geology. - Geol. Soc. Amer. Mem. 65, 1-62.
- Oliveira, A.I. e Leonardos, O.H. (1943): Geologia do Brasil. - 782 p., Rio de Janeiro (Min. Agr.).
- Orville, P.M. (1962): Alkali metasomatism and feldspars. - Nork. Geol. Tidsskr. 42, 2, (Feldspar vol.), 283-316.
- Orville, P.M. (1963): Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. - Am. J. Sci. 261, 201-237.
- Orville, P.M. (1967): Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series. - Amer. Miner. 52, 55-86.
- Padilha, A.L. (1982): Implementação de metodologia para interpretação magnética e sua aplicação aos dados do Quadrilátero Ferrífero (MG). - 147 p., Dissert. de Mestrado, inéd., IAG/USP, São Paulo.
- 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. - 33° Cong. Bras. Geol., Anais, 2668-2679, Rio de Janeiro.

- Parenti Couto, J.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., Iyer, S.S. e Moraes, M.P.P. (1981): Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. - Rev. Bras. Geoc. 11 (1), 5-16.
- Parenti Couto, J.G., Teixeira, W. e Cordani, U.G. (1983): Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do Craton do São Francisco, com base em datações K-Ar em rochas básicas. - In: 2º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 38-49, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 3, Belo Horizonte.
- Peacock, M.A. (1931): Classification of igneous rock series. - J. Geol., 39, 54-67.
- Pearce, J.A. (1975): Basalt Geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. - Tectonophysics, 25, 41-67.
- Pearce, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - P. 525-548, in: Thorpe, R.S. (ed.): Andesites. Wiley & Sons, New York.
- Pearce, J.A. e Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. - Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. e Tindle, A.G. (1984): Trace element discriminations diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - J. Petrol., 25 (4), 956-983.
- Pearce, J.A. e Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. - Contrib. Mineral. Petrol. 69, 33-47.
- Pericon, M.Z. e Quemeneur, J.J. (1982): Tectônica de nappes e séries transgressivas no Quadrilátero Ferrífero. - In: 32º Cong. Bras. Geol., Anais, v. 1, 153-167, SBG, Salvador.
- Pflug, R. (1965a): A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. - DNPM. Div. Geol. Mineral. Bol. 226, 55 p., Rio de Janeiro.
- Pflug, R. (1965b): Zur Geologie der südlichen Espinhaço-Zone und ihrer präkambrischen Diamantvorkommen, Minas Gerais, Brasilien. - Z. Deutsch. Geol. Ges. 115, 177-215.

- Pflug, R. (1967): Die präkambrische Miogeosynklinale der Espinhaço Kordillere, Minas Gerais, Brasilien. - Geol. Rdsch. 56, 825-844.
- Pflug, R. (1968): Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. - DNPM Div. Geol. Mineral. Notas Prelim. e Est. 142, 20 p., Rio de Janeiro.
- Pflug, R. e Renger, F. (1973): A evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. - In: 27º Cong. Bras. Geol., Anais, v.2, 5-19, Soc. Bras. Geol., Aracaju.
- Pflug, R., Hoppe, A. e Brichita, A. (1980): Paleogeografia do Pré-cambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. - In: Zeil, W. (ed.): Nuevos Result. Invest. Geoc. Alemanha en Latinoamérica, 33-43, Boppard, Boldt.
- Pflug, R., Schobbenhaus, C. e Renger, R. (1969): Contribuição à geotectônica do Brasil oriental. - SUDENE, Div. Geol., Ser. Espec. 9, 59 p. (Port. e ingl.), Recife.
- Pires, F.R. (1977): Geologia do distrito manganífero de Conselheiro Lafaiete. - Tese de Mestrado (inéd.), 344 p., Inst. Geoci., UFRJ, Rio de Janeiro.
- Pires, F.R. (1979): Structural geology and stratigraphy at the junction of the Curral Anticline and the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - Tese de Doutorado (inéd.), 220 p., Michigan Technol. Univ., Michigan.
- Pires, F.R. (1983): Greenstones as a part of the Minas Supergroup in the Quadrilátero Ferrífero, M.G., Brazil. - Rev. Bras. Geoc., vol. 13, 106-112.
- Pires, F.R. (1989): Equilíbrio no sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ aplicado aos depósitos de topázio e cianita de Ouro Preto, Q.F., Minas Gerais. - 3º Simp. Geol. Núcl. Minas Gerais/1º Simp. Núcl. Brasília, Anais, 36-40, SBG, Belo Horizonte.
- Pires, F.R. e Fraga, L.M. (1989): Variação no estado de oxidação dos dolomitos no sinclinal Moeda-Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - 5º Simp. Geol. Núcl. Minas Gerais/1º Simp. Geol. Núcl. Brasília, Anais, 31-35, SBG, Núcl. Minas Gerais, Bol. 10, Belo Horizonte.

- Pires, F.R. e Neves, M.T. (1985): Gênese dos depósitos de cianita do distrito de Ouro Preto, Q.F. Minas Gerais. - 3º Simp. Geol. de Minas Gerais, 5, 251-163, SBG-Núcl. Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Pissis, A. (1842): Mémoire sur la position géologique des terrains de la partie australe du Brésil et sur les soulèvements qui, à diverses époques, ont cahngé le relief de cette contrée. - Mem. Inst. France, Tome X, 253-313.
- Pomerene, J.B. (1964): Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brazil. -USGS Prof. Pap. 341-D, 84 p., Washington.
- Price, J.G. (1985): Ideal site mixing in solid solutions, with an application to two-feldspar geothermometry. - Amer. Miner., 70, 696-701.
- Queiroga, N.C.M.d. e Schorscher, H.D. (1988): Mapeamento lito-estrutural do Grupo Quebra Osso. - Relatório Final, 20 p., 2 mapas, FAPESP, Proc. nº 87/0128-0, IG-USP, São Paulo.
- Radambrasil (1983): Fls. SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória; Levantamentos de recursos naturais. - Vol. 32, 780 p., Projeto Radambrasil, MME, Rio de Janeiro.
- Radambrasil (1987): Fl. SE.24 Rio Doce; Levantamentos de recursos naturais. - Vol. 34, 547 p., Projeto Radambrasil, MME, Seplan/IBGE, Rio de Janeiro.
- Rapp, R.P., Watson, E.B. e Miller, C.F. (1991): Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. - Precambrian Res., 51, 1-25.
- Read, H.H. (1955): Granitae series in mobile belts. - 409-430, in: "Crust of the Earth". - Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 62, A. Poldervaart, ed.
- Reeves, R.G. (1966): Geology and mineral resources of the Monlevade and Rio Piracicaba quadrangles, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 341-E, 58 p., Washington.
- Renger, F. (1970): Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. - Geol. Rdsch., 59, 1253-1292.
- Renger, F. (1972): As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, MG. - Rev. Bras. Geoci., Vol. 2, 151-160.

- Renger, F., Silva, R.M.P. e Suckau, V.E. (1988): Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - In: 35º Cong. Bras. Geol., v. 1, 44-57, SBG, Belém.
- Ricomini, C. (1983): Estudo comparativo entre diferentes produtos de sistemas sensores aplicados à análise litológico-estrutural no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. - 198 p., Dissertação de Mestrado, Publ. nº INPE-3210-TDL/174, São José dos Campos.
- Rimann, E. (1920): Zur Kenntnis der Minas-Serie im Staate Minas Geraes (Brasilien). - Centralbl. f. Min. etc., 417-422.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Girardi, V.A.V., Candia, M.A.F., Coltorti, M., Correia, C.T., Siena, F. e Finatti, C. (1990): Geochemical variability in the greenstone belts of Goiás (Brazil): the Hidrolina and Crixás sequences. - Rev. Bras. Geoc. 20, 165-172.
- Rock, N.M.S., Groves, D.I., Perring, C.S. e Golding, S.D. (1989): Gold, lamprophyres, and porphyries: What does their association mean? - Econ. Geol. Monogr., 6, 609-625.
- Rodrigues, F.A.C., Costa, A.F.d., Souza, R.A.C.d. e Rosière, C.A. (1989): Sistemas de cavalcamento do nordeste do Quadrilátero Ferrífero - MG. - In: 5º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 06-10, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol 10, Belo Horizonte.
- Roeser, H. (1977): Petrographisch-geochemische Untersuchungen der metamorphen Gesteinsserien im südlichen Grenzbereich des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien. - Tese de Doutorado (inédita), T.U. Clausthal.
- Roeser, H., Roeser, U., Schulz-Dobrick, B. e Tobschall, H.-J. (1987): Pedra-sabão - uma rocha metassomática. - 4º Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, 286-311, SBG-Núcl. Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Roeser, H. e Müller, G. (1977): Variation and different ages of Precambrian amphibolites, Mariana District, Minas Gerais, Brazil. - N. Jb. Mineral. Abh. 130, 39-48.

- Roeser, H., Schürmann, K. e Tobschall, H.J. (1989): Ouro preto - ouro paladiado? - In: 5º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 41-44, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 10, Belo Horizonte.
- Roeser, U. (1979): Mineralogisch-petrographisch-geochemische Untersuchungen von Ultrabasitkomplexen im suedoestlichen Minas Gerais - Brasilien. - Tese de Dipl., Univ. Tecn. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.
- Roeser, U., Roeser, H., Müller, G. e Tobschall, H.J. (1980): Petrogênese dos esteatitos do sudeste do Quadrilátero Ferrífero. 31º Cong. Bras. Geol., Anais, v. 4, 2230-2245.
- Roever, W.P. de (1972): Application of the facies principle to rocks metamorphosed in more than one metamorphic facies, with special reference to plurifacial metamorphism in Southeastern Spain. - Konkl. Nederl. Akad. van Wetenschappen, Proceed., Ser. B, 75, 4, 253-260, Amsterdam.
- Sant'Anna, L.G. e Schorscher, H.D. (1991): Estudos mineralógicos, petrográficos e metalogenéticos de bifs arqueanos da porção nordeste do greenstone belt Rio das Velhas - MG. - Relat. final, IC-CNPq, Proc. nº 90/05631-1, 100 p., IG-USP, São Paulo.
- Santos, A.R. (1986): Estudos sobre a tectônica de fraturamento na região do Quadrilátero Ferrífero e em partes do complexo migmatito-granulítico de Minas Gerais com base em sensoriamento remoto. Tese de Doutorado inédita, IG-USP, São Paulo.
- Santos, A.R. e Schorscher, H.D. (1984): O padrão de fraturamento e o condicionamento tectônico na região do Quadrilátero Ferrífero (MG) e parte do complexo gnáissico-migmatítico. - 3º Simp. Bras. Sensoriamento Remoto, Programação e Resumos (Publ. INPE, S. José dos Campos), Rio de Janeiro.
- Santos, A.R. e Schorscher, H.D. (1989): O padrão de fraturamento e o condicionamento tectônico na região do Quadrilátero Ferrífero e parte do complexo migmatito-granulítico de Minas Gerais (Brasil). - Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), 11 p., Public nº INPE-4895-PRE/1496, São José dos Campos.
- Schneiderhöhn, P. (1935): Brasilianische Gesteine (Aufsammlung B. von Freyberg). - N. Jb. Min. etc., 70, Beil. Bd., Abt. A, 151-201.

- Schobbenhaus, C. e Campos, D.d.A. (1984): A evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. - Cap. 1, p. 9-53, in: Schobbenhaus, C., Campos, D.d.A., Derze, G.R. e Asmus, H.E. (coords.): Geologia do Brasil, 501 p., DNPM, Div. Geol. Mineral., Brasília.
- Schobbenhaus, C. et al. (1981): Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. - 4 fls, DNPM, MME, Brasília.
- Schobbenhaus, C., Silva, A.S.d., Mignon, R.A., Neves, S.P., Leão, E., Pimentel, E.d.C. e Derze, G.R. (1978): Carta geológica ao milionésimo - Folha Belo Horizonte. - DNPM, MME, Brasília, DF.
- Schöll, W.U. (1972): Der südwestliche Randbereich der Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien. - Geol. Rundsch. 61 (1), 201-216.
- Schöll, W.U. (1973a): Sedimentologie und Geochemie der Bambuí-Gruppe am SE-Rand des São Francisco Beckens, Minas Gerais, Brasilien. - Tese de Doutorado (inéd.), 301 p., Univ. de Heidelberg.
- Schöll, W.U. (1973b): Sedimentologie der Bambuí-Gruppe im SE-Teil des São Francisco Beckens (Minas Gerais, Brasilien). - Münster. Forsch. Geol. Paläont., H. 31/32, 71-91.
- Schöll, W.U. (1976): Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. - In: 29º Cong. Bras. Geol., Anais V. 2, 207-232, SBG, Ouro Preto/Belo Horizonte.
- Schöll, W.U. e Fogaça, A.C.C. (1979): Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. - 1º Simp. Geol. Minas Gerais, Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais, 55-73, Belo Horizonte.
- Schorscher, H.D. (1973a): Levantamento geológico da região de Itabira. - Relatório final (inéd.), 48 p., 4 mapas, 1:20.000, Convênio Instituto Eschwege/CVRD, Inst. Miner. Petrog., Univ. Heidelberg ; (cit. in: Vaz de Melo et al., 1986).
- Schorscher, H.D. (1973b): Zur liegenden Abgrenzung der präkambrischen Minas-Gruppe, am Beispiel des Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. - Münster. Forsch. Geol. Paläont. 31/32, 29-53.

- Schorscher, H.D. (1974a): Die sogenannten posttektonischen Basalte der südlichen Serra do Espinhaço, Brasilien (Eine geologische Klassifikation). - In: Pflug, R.: Geologische Arbeiten im brasilianischen Schild. 4. Geowiss. Lateinamerika-Kolloquium, Programa e Resumos, 9-13, Hannover.
- Schorscher, H.D. (1974b): Zum Alter einiger posttektonischer Basalte im Raum Itabira, Minas Gerais, Brasilien. - In: Pflug, R.: Geologische Arbeiten im brasilianischen Schild. 4. Geowiss. Lateinamerika-Kolloquium, Programa e Resumos, 9-13, Hannover.
- Schorscher, H.D. (1975a): Entwicklung des polymetamorphen präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. - Tese de Doutorado (inéd.), 304 p., 11 mapas, Univ. Heidelberg (Bibliotecas: DNPM-DGM, Brasília; IG-USP, São Paulo).
- Schorscher, H.D. (1975b): Zur Bildung der metamorphen, itibiritischen Reicherze im Raum Itabira, Minas Gerais, Brasilien. - Fortschr. Mineral. 53, Beih. 1, p. 73.
- Schorscher, H.D. (1976a): Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. - In: 29º Cong. Bras. Geol., Resumos, 194-195, Ouro Preto/Belo Horizonte.
- Schorscher, H.D. (1976b): Alpinotype Deckentektonik im Präkambrium des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien. - 5. Geowiss. Lateinamerika-Kolloquium, Tagungsunterl. (Resumos), 33-35, Clausthal-Zellerfeld.
- Schorscher, H.D. (1976c): Natuerliche Beobachtungen zur Stabilitaet von Chloritoid. - Fortschr. Min., 54, Beih. 1, 84-85.
- Schorscher, H.D. (1978): Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. - In: 30º Cong. Bras. Geol., Resumos, 292-293, Recife.
- Schorscher, H.D. (1979): Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. - Acad. Bras. Ci. Anais, 51 (4), 767-768, Resumos, Rio de Janeiro.

- Schorscher, H.D. (1980a): Contribuição à estratigrafia proterozóica do Quadrilátero Ferrífero. - Acad. Bras. Ci. Anais, 52 (1), p. 195, Resumo, Rio de Janeiro.
- Schorscher, H.D. (1980b): Geotectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. - In: 26th. Inter. Geol. Cong., Abstracts, v. 2, p. 613, Paris.
- Schorscher, H.D. (1980c): Zinc - a useful element for the prospection of pre-cambrian chromitites? - In: 8th. Inter. Geochem. Explor. Symp., Abstracts, p. 47, Hannover.
- Schorscher, H.D. (1985): Petrogenetische Untersuchungen der metasomatischen präkambrischen Granite einer Mylonitzone in Ost-Brasilien. - Projeto "Metasogranit" (Deutsche Forschungsgemeinschaft - DFG: Mu 350/15): 2º Relatório Científico, 55 p., Depto. de Mineralogia e Petrologia, IG-USP, São Paulo.
- Schorscher, H.D. (1988): NE Quadrilátero Ferrífero and adjacent areas. - Guidebook, 96 p., Inter. Conference: Geochemical Evolution of the Continental Crust (Poços de Caldas, 11-16 July, 1988), ed. IG-USP, São Paulo.
- Schorscher, H.D. (1991a): Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional. - Excursão II - Guia de Excursão, p. 37-75, 3º Cong. Bras. de Geoquímica e 1º Cong. de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, São Paulo, 1991.
- Schorscher, H.D. (1991b): Mafic dikes from southeastern São Francisco Craton, MG, Brazil. - Extended Abstracts, 87-89, Inter. Symp. on Mafic Dikes, São Paulo.
- Schorscher, H.D. e Guimarães, P.F. (1976): Estratigrafia e tectônica do Supergrupo Minas e geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. - In: 29º Cong. Bras. Geol., Roteiro das Excursões, 75-86, Ouro Preto/Belo Horizonte.
- Schorscher, H.D. e Leterrier, J. (1980): Metasomatic formation of granitic rocks: Petrology and Chemistry. - 26th. Inter. Geol. Cong., Abstracts, v. 1, p. 87, Paris.
- Schorscher, H.D. e Müller, G. (1977): Granitisation tiefkrustaler Mylonite durch metasomatische Feldspatisierung im Präkambrium E-Brasilien. - Fortschr. Miner. 55, Beih. 1, 123-124.

- Schorscher, H.D., Santana, F.C., Polonia, J.C. e Moreira, J.M.P. (1982): Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks. - ISAP, Excursions Annex, 46 p., SME.BA, Salvador.
- Schorscher, H.D., Barbosa, M.P., Santos, A.R. dos, Veneziani, P. e Almeida Abreu, P.A. (1985): The geology of the Southern Espinhaço Region, Brazil: an integrated remote sensing and field geological approach. - Inter. Seminar on Geological Applications of Remote Sensing, Abstracts, 23-24 (Publ. INPE), São José dos Campos.
- Schorscher, H.D., Mothé Filho, H.F., Davies, H.-P.K., Abreu, G.C. e Queiroga, N.C.M. (1986): Metalogenia do ouro na Mina do Pary e arredores de Florália, MG. - 34º Cong. Bras. Geol., Bol. 1 (Resumos e Breves Comunicações), p. 232, Goiânia.
- Schorscher, H.D., Alves, M.G.d. e Mothé Fº, H. (1988): Evolução crustal precambriana da Quadrícula de Florália e arredores, MG. - Relatório Final, CNPq, Proc. nº 40.4377/85 (inéd.), IG-USP.
- Schorscher, H.D., Luchesi, I., Queiroga, N.C.M.d., Abreu, G.C. e Tamura, R.M. (1990): Evolução precambriana da região do Quebra Osso, Quadrilátero Ferrífero, MG. - 36º Cong. Bras. Geol., Resumos, 331/332, Soc. Bras. Geol., Natal.
- Schorscher, H.D., Svisero, D.P. e Souza, J.L.d. (1990): Aspectos genéticos da jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais. - In: 36º Cong. Bras. Geol., Resumos, 126-127, SBG, Natal.
- Schorscher, H.D., Abreu, G.C., Luchesi, I., Queiroga, N.C.M., Sant'Anna, L.G. e Sá, E.L.d. (1991): Microgeoquímica do ouro arqueano e proterozóico na região E-NE do Quadrilátero Ferrífero e Itabira, MG. - Resumos, v. 2, 574-577, 3º Cong. Bras. Geoquímica/1º Cong. Geoquím. PLP, IG-USP, São Paulo.
- Schrank, A., Padilha, A.V., Sichel, S. e Szabó, G.J.A. (1984): Komatiitos de Minas Gerais. - 33º Cong. Bras. Geol., Anais, 5335-5377, SBG, Rio de Janeiro.
- Schreyer, W. e Abraham, K. (1976): Three-stage metamorphic history of a whiteschist from Sar e Sang, Afghanistan, as part of a former evaporite deposit. - Contrib. Mineral. Petrol., 59, 111-130.

- Seixas, L.A.R. (1988): Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do lineamento Congonhas, Minas Gerais. - Diss. de Mestr., 119 p., IG-Univ. Brasília.
- Seixas, L.A.R. e Baars, F.J. (1991): Características geoquímicas das rochas ultramáficas do lineamento Congonhas, Minas Gerais, Brasil. - 3º Cong. Bras. Geoquím./1º Cong. Geoquím. PLP, Extended Abstracts, 185-190, SBGq, IG-USP, São Paulo.
- Seixas, S.R. e Silva, J.N.d. (1976): Projeto Mantiqueira - Furnas. - Relatório Preliminar, 2 vol., CPRM-DNPM, Belo Horizonte.
- Shervais, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. - Earth and Planetary Sci. Let., 59, 101-118.
- Sichel, S.E. (1983): Geologia das rochas precambrianas da região de Barão de Cocais e geoquímica preliminar dos komatiitos do Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - Tese de Mestrado (inéd.), 232 p., mapas, IG-UFRJ, Rio de Janeiro.
- Sichel, S.E. e Valença, I.G. (1983): Geologia do Arqueano da Região de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero (MG). - 2º Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, Bol. 3, 197-208.
- Siga Jr., O. (1986): A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. - Dissertação de Mestrado (inéd.), 140 p., IG-USP, São Paulo.
- Siga Jr., O., Cordani, U.G., Basci, M.A.S., Teixeira, W., Kawashita, K., e Van Schmus, R.W. (1987): Contribuição ao estudo geológico-geocronológico da porção nordeste de Minas Gerais. - In: 4º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 29-44, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 7, Belo Horizonte.
- Silva, A.M., Kuyumjian, R.M. e Chemale Jr., F. (1991): Mafic dyke swarms in Southern São Francisco Craton, Southeastern Brazil. - Intern. Symp. on Mafic Dykes, Extended Abstracts, 90-93, SBGq, IG-USP, São Paulo.
- Silveira, C.L.P. (1986): Geoquímica da mineralização metassomática urano-sódica de Espinharas (Pb). - Tese de Doutor. inéd., 288 p., Depto. Quím., PUC-RJ.

- Simmons, G.C. (1968a): Geology and iron deposits of the western Serra do Curral, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 341-G, 57 p., Washington.
- Simmons, G.C. (1968b): Geology and mineral resources of the Barão de Cocais area, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap. 341-H, 46 p., Washington.
- Simmons, G.C. e Maxwell, C.H. (1961): Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. - DNPM. Div. Geol. Mineral. Bol. 211, 30 p., Rio de Janeiro.
- Smith, J.V. (1975): Some chemical properties of feldspars. - Ch. 9, p. Sm 18-Sm29, in P.H. Ribbe, ed., Feldspar Mineralogy, Short Course Notes, Min. Soc. Amer., V.2, Southern Printing Company, Blacksburg.
- Sommer, F.W. e Lima, C.D. (1967): Contribuição à paleoflora de Fonseca, Minas Gerais. - Acad. Bras. Ci., An. 39 (3-4), 537-538, Rio de Janeiro.
- Souza Filho, C.R.d., Rodrigues, L.C.R., Chemale Jr., F. e Alkmim, F.F. (1989): Aspectos deformacionais e relações litoestratigráficas na mina de Conceição, Distrito Ferrífero de Itabira, Minas Gerais. - In: 5º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 16-20, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 10, Belo Horizonte.
- Souza, J.L.d. (1988): Geologia e mineralogia da esmeralda da jazida de Itabira, Minas Gerais. - Dissertação de Mestrado (inéd.), 192 p., IG-USP, São Paulo.
- Souza, J.L.d., Mendes, J.C., Garibaldi, E. e Svisero, D.P. (1989): Aspectos geológicos da área do garimpo de Capoeirana, Nova Era: uma nova ocorrência de esmeralda em Minas Gerais. - In: 5º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 94/98, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 10, Belo Horizonte.
- Sperber, M.v. (1975): Geologie des Präkambriums am Süd-West-Rand der Serra do Cipó (Serra do Espinhaço - Minas Gerais - Brasilien). - Tese de Doutorado (inéd.), 79 p., Univ. de Freiburg i.Br.
- Sperber, M.v. (1977): Geologie des Präkambriums am Südwestrand der Serra do Cipó, Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. - Geol. Jahrb. Reihe B, 24, 93-148, Hannover.
- Spry, A. (1969): Metamorphic textures. - 350 p., Pergamon, Oxford, London, New York.

- Stormer Jr., J.C. (1975): A practical two-feldspar geothermometer. - Amer. Miner., 60, 667-674.
- Stormer Jr., J.C. e Whitney, J.A. (1977): Two-feldspar geothermometry in granulite facies metamorphic rocks, sapphirine granulites from Brazil. - Contrib. Mineral. Petrol., 65, 123-133.
- Storre, B. e Karotke, E. (1972): - Contr. Mineral. Petrol. 37, 343-345.
- Stutzer, O. (1913): Über ein feldspatreiches, knollenartiges Mienralaggregat der Luanza-Pipe im Kundelungu (Katanga, Belgisch-Kongo). - Z. Dtsch. Geol. Ges., 65, B, Monatsber., 4, 226-228.
- Sun, S.S. (1982): Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. - Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 179-192.
- Sun, S.S. (1984): Geochemical characteristics of archaean ultramafic and mafic volcanic rocks: implications for mantle composition and evolution. - P. 25-46, in: Kröner, A., Hanson, G.N. e Goodwin, A.M. (editors): Archaean Geochemistry, 286 p., Springer Verlag, Berlin.
- Tankard, A.J., Jackson, M.P.A., Eriksson, K.A., Hobday, D.K., Hunter, D.R. e Minter, W.E.L. (1982): Crustal Evolution of Southern Africa. - 523 p., Springer Verlag, Heidelberg, New York.
- Taylor, R.S. e McLennan, S.M. (1981): The rare earth element evidence in precambrian sedimentary rocks: implications for crustal evolution. - Chapt. 21, p. 527-548, in A. Kröner (editor): Precambrian plate tectonics, 781 p., Developments in Precambrian Geology 4, Elsevier, Amsterdam, New York.
- Taylor, R.S. e McLennan, S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. - 312 p., Blackwell, Oxford.
- Teixeira, W. (1982): Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. - Rev. Bras. Geociênc. 12, (1-3), 268-277.
- Teixeira, W. (1985): A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. - Tese de Doutorado (inéd.), 207 p., USP, São Paulo.

- Teixeira, W., Fonseca, A.C., Poupeau, G., Padilha, A.V., Zapparelli, L.H., Kawashita, K. e Khoury, M.C. (1985): Esboço da 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. - In: 3º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 28-44, SBG. Núcleo Minas Gerais, Bol. 5, Belo Horizonte.
- Teixeira, W., Jordt Evangelista, H., Kawashita, K. e Taylor, P.N. (1987): Complexo granulítico de Acaiaca, MG: idade, petrogênese e implicações tectônicas. - In: 4º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 58-71, SBG. Núcleo Minas Gerais, Bol. 7, Belo Horizonte.
- Thayer, T.P. (1960): Some critical differences between alpine type and stratiform peridotite-gabbro complexes. - 21. Int. Geol. Cong. Norden, Part XIII, 247-259, Copenhagen.
- Thayer, T.P. (1964): Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. - Econ. Geol., 59, 1497-1524.
- Thayer, T.P. (1967): Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. - P. 222-239, in: Wyllie, P.J. (ed.): Ultramafic and related rocks. Wiley & Sons, Inc., New York, London.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. e Parry, S.J. (1984): An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. - Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 310, 549-590.
- Thorpe, R.I., Cumming, G.L. e Krstic, D. (1984): Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil. - Rev. Bras. Geocienc. 14 (3), 147-152.
- Tolbert, G.E. (1964): Geology of the Raposos gold mine, Minas Gerais, Brazil. - Econ. Geol., v. 59 (5), 775-798.
- Torquato, J.R. (1976): Geotectonic correlation between SE Brazil and SW Africa. - Acad. Bras. Ci., Anais, 48, 353-363, Supl., Rio de Janeiro.

- Torquato, J.R. e Fogaça, A.C.C. (1979): Correlação entre o Supergrupo Espinhaço no Brasil, o Grupo Chela em Angola e as Formações Nosib e Khoabendus da Namíbia. - 1º Simp. sobre a Geol. do Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Resumos, Salvador.
- Torres, D.D., Geisel, E.S. e Vaz de Mello, M.T. (1969): A jazida do Cauê: C.V.R.D. - Itabira - Minas Gerais. - 23º Cong. Bras. Geol., Anais, 183-185.
- Tröger, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband. - 822 p., Schweizerbart, Stuttgart.
- Uhlein, A. (1982): Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região de Serro - MG. - Tese de Mestrado (inéd.), 189 p., UnB, Brasília.
- Uhlein, A. (1991): Transição cráton - faixa dobrada: exemplo do Cráton São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. - Tese de Doutorado (inéd.), 295 p., IG-USP, São Paulo.
- Uhlein, A., Assis, L.C.d. e Dardenne, M.A. (1983): As mineralizações de ouro e cromita da sequência vulcano-sedimentar do Serro, MG. - In: 2º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais, 306-320, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 3, Belo Horizonte.
- Uhlein, A. e Garcia, A.J.V. (1987): Estratigrafia, sedimentologia, e tectônica do Super-Grupo Espinhaço na região de Presidente Kubitschek - MG. - Simp. sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 6, 97-111, Belo Horizonte.
- Varajão, C.A.C., Boulangé, B., e Carvalho, A. (1989): A jazida de Macaquinho e a questão da idade das jazidas de bauxita do Quadrilátero Ferrífero, MG. - In: 5º Simp. de Geol. de Minas Gerais, Anais, 21/25, SBG, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Vasconcelos, J.A., Santana, F.C. e Polônia, J.C. (1986): Minério de Ferro de Timbopeba, Minas Gerais. - In: Schobbenhaus, C. e Silva Coelho, C.E. (ed.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 2, 103-110, DNPM/CVRD, MME, Brasília.

- Vaz de Melo, M.T., Borba, R.R. e Coelho, W.A. (1986): O Distrito Ferrífero de Itabira: minas do Cauê, Conceição, Dois Córregos, Periquito, Onça, Chacrinha e Esmeril. - Cap. 2, págs. 7-28, in: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.) - Principais depósitos minerais do Brasil, v. 2, 501 p., DNPM-CVRD e CPRM, Brasília.
- Veneziani, P. (1987): Análise dos movimentos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): Uma correlação com processos evolutivos. - Tese de doutorado inédita, IG-USP, São Paulo.
- Veneziani, P. e Schorscher, H.D. (1984): Contribuição para o estudo da evolução de parte do Supergrupo Espinhaço e do seu embasamento através da análise de fraturamentos. - 3º Simp. Bras. Sensoriamento Remoto, Programação e Resumos (Publ. INPE, S. José dos Campos), Rio de Janeiro.
- Veneziani, P. e Schorscher, H.D. (1986): Evidências de movimentos transcorrentes sinistrais na região de Guanhães - Alvorada de Minas, MG. - 34º Cong. Bras. Geol., Bol. n° 1 (Resumos e Breves Comunic.), p. 136-137, Goiânia.
- Veneziani, P. e Schorscher, H.D. (1990): A geometria métrica dos fraturamentos regionais na Serra do Espinhaço, MG, com utilização de produtos de sensores remotos. - P. 356, in 36º Cong. Bras. Geol., Bol. de Resumos, Soc. Bras. Geol., Núcleo Nordeste, Natal.
- Veneziani, P., Mattos, J.T.d., Ohara, T. e Schorscher, H.D. (1989): Análise de movimentos tectônicos, utilizando produtos de sensores remotos na região do Espinhaço meridional (MG). - Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), 14 p., Public. n° INPE-4830/PRE/1451, São José dos Campos.
- Veneziani, P., Mattos, J.T.de, Ohara, T. e Schorscher, H.D. (1988): Análise de movimentos tectônicos utilizando produtos de sensores remotos na região do Espinhaço meridional (MG). - 5º Simp. Bras. de Sensoriamento Remoto, Anais, Vol. 2, 341-353.
- Vial, D.S. (1988a): Mina de ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - Cap. 28, p. 413-419, in: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 3, 670 p., DNPM-CVRD e CPRM, Brasília.

- Vial, D.S. (1988b): Mina de ouro da Passagem, Mariana, Minas Gerais. - Cap. 29, p. 421-430, in: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 3, 670 p., DNPM-CVRD e CPRM, Brasília.
- Vieira, F.W.R. e Oliveira, G.A.J.d. (1988): Geologia do Distrito Ferrífero de Nova Lima, Minas Gerais. - Cap. 26, p. 377-391, in: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. (coords.): Principais depósitos minerais do Brasil, Vol. 3, 670 p., DNPM-CVRD e CPRM, Brasília.
- Viljoen, M.J. e Viljoen, R.P. (1969a): An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain. - Sp. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 2, 9-28.
- Viljoen, M.J. e Viljoen, R.P. (1969b): The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed class of igneous rocks. - Sp. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 2, 55-85.
- Viljoen, M.J. e Viljoen, R.P. (1969c): Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. - Sp. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 2, 87-112.
- Viljoen, M.J., Viljoen, R.P. e Pearton, T.N. (1982): The nature and distribution of Archaean komatiite volcanics in South Africa. - p. 53-79 in: Arndt, N.T. e Nisbet, E.G. (editors): Komatiites, Allen & Unwin (Publ.) Ltd., London.
- Villaça, J.N. (1981): Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. - SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 2, 93-137, Belo Horizonte.
- Villaume, J.F. e Rose, A.W. (1976): The Geochemistry of some Archean ultramafic lavas. - Chem. Geol., 19, 43-60.
- Wahle, C.W. (1943): Estudos de alguns minérios de ouro dos municípios de Santa Barbara, Caeté e Mariana, Minas Gerais. - Lab. Prod. Min., Bol. 8, 71-82, Rio de Janeiro.
- Wallace, R.M. (1965): Geology and mineral resources of the Pico do Itabirito District, Minas Gerais, Brazil. - USGS Prof. Pap., 341-F, 68 p.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. e Chappell, B.W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. - Contrib. Mineral. Petrol., 95, 407-419.

- Wiedemann, C. e Schorscher, H.D. (1978): Zinco nas rochas ultrabásicas e nos cromititos da região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. - In: 30º Cong. Bras. Geol., Resumos, 211-212, Recife.
- Wilson, M. (1989): Igneous petrogenesis. - 466 p., Unwin Hyman, London.
- Winchester, J.A. e Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. - Chemical Geology, 20, 325-343.
- Windley, B.F., (editor) (1978): The early history of the Earth. - 619 p., John Wiley & Sons, Chichester, New York.
- Windley, B.F., (1981): Precambrian rocks in the light of the plate-tectonic concept. P. 1-20, in: A. Kröner (ed.): Precambrian Plate Tectonics, 781 p., Elsevier, Amsterdam, New York.
- Winkler, H.G.F. (1974): Petrogenesis of the metamorphic rocks. - 320 p., Springer Verl., Heidelberg, New York.
- Winkler, H.G.F. (1976): Petrogenesis of metamorphic rocks. - 4. Aufl., 334 p., Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.
- Wright, T.L. e Stewart, D.B. (1968): X-ray and optical study of alkalifeldspar: I + II - Amer. Miner. 53, 38-104.
- Wyman, D.A. e Kerrich, R. (1989a): Noble metal and Au-related trace element abundances of archaean shoshonitic lamprophyres: significance for gold mineralization. - In: GAC-MAC, Ann. Meeting, Vol. 14 (Program with Abstracts), p. A46, Geol. & Mineral. Assocs., Canada, Montreal.
- Wyman, D.A. e Kerrich, R. (1989b): Archaean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold deposits: Distribution, tectonic setting, noble metal abundances, and significance for gold mineralizations. - Econ. Geol. Monogr., 6, 651-667.
- Wynne-Edwards, H.R. (1969): Tectonic overprinting in the Greenville Province, Southwestern Quebec. - Spec. Pap. Geol. Ass. Can. 5, 163-182.
- Wynne-Edwards, H.R. (1976): Proterozoic ensialic orogenesis: the millipede model of ductile plate tectonics. - Am. Journ. Sci., 276(8), 927-953.

- Yoder, H.S. e Tilley, C.e. (1962): Origin of basaltic
magmas: an experimental study of natural and
synthetic rock systems. - J. Petrol. 3, 342-532.
- Zeck, H.P. e Morthorst, J.R. (1982): Continental tholeiites
in the Ti-Zr-Y discrimination diagram. - N. Jb.
Miner. Mh., 5, 193-200.