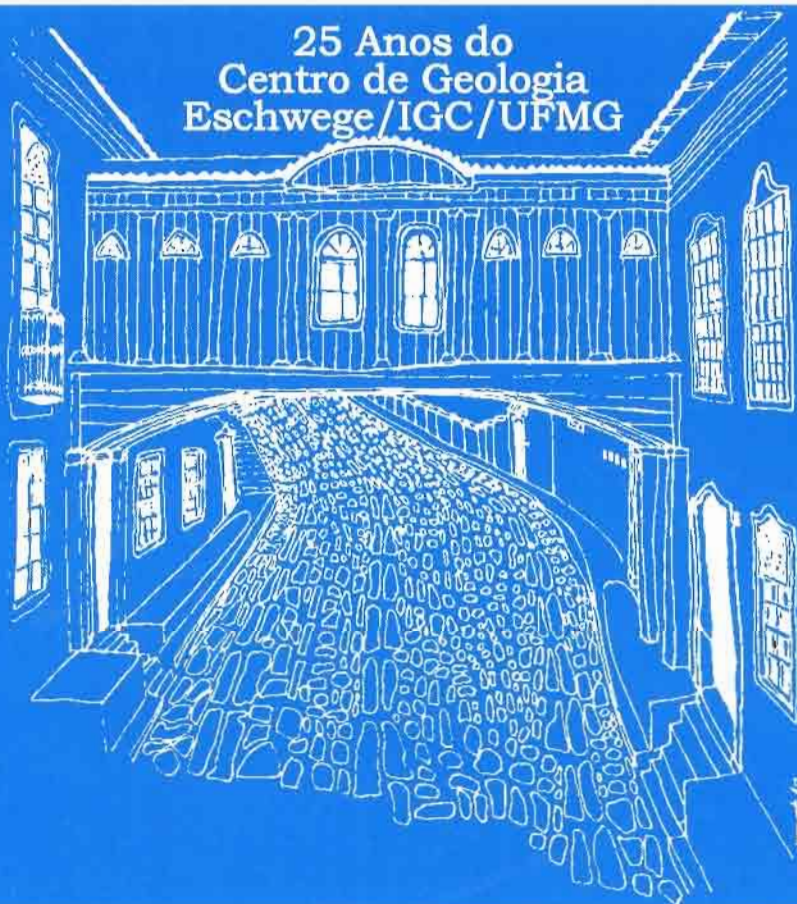


ANAIS DO 8º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

Boletim nº 13

25 Anos do
Centro de Geologia
Eschwege/IGC/UFMG



ANAIS DO 8º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

Boletim nº 13

11 a 17 de Setembro de 1995 - Diamantina/MG

Tema Central: A CORDILHEIRA DO ESPINHAÇO

25 Anos do Centro de Geologia Eschwege

PROMOÇÃO: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA - Núcleo Minas Gerais

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFMG

ESTE VOLUME FOI PUBLICADO COM APOIO:

FAPEMIG: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais

CNPq: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

**Diretoria Nacional da
Sociedade Brasileira de Geologia - SBG**

Presidente: José Carlos Gaspar
Vice Presidente: Cláudio Riccomini
Diretor Secretário: Sérgio Kleinfelder Rodrigues
Diretor Tesoureiro: Luiz Antônio Pereira de Souza
Diretor de Publicações: Augusto José Pedreira
1º Diretor Suplente: Fernando Pellon de Miranda
2º Diretor Suplente: Marcel Auguste Dardenne

**Diretoria do Núcleo Minas Gerais
da Sociedade Brasileira de Geologia - SBG**

Presidente: Newton Litwinski
Vice Presidente: Victor E. Suckau
1º Secretário: Marcelo L. Vidigal Guimarães
2º Secretário: Nelson B. O. Resende Costa
1º Tesoureiro: Claiton Piva Pinto
2º Tesoureiro: Ramiro Gomes de Faria
Diretor de Publicações: Ernesto von Sperling
1º Suplente: Luciano Lopes Pohl
2º Suplente: Geraldo G. Vieira dos Santos
Conselho Representante: Atahualpa Valença Padilha
Suplente de Conselheiro: Friedrich E. Renger

Comissão Organizadora

Presidente: Friedrich Ewald Renger
Vice Presidente: Pedro Ângelo Almeida Abreu
Tesouraria:

Antônio Wilson Romano
Marcelo L. Vidigal Guimarães
Celso Scalabrini Costa

Coordenação de Divulgação e Publicações:

Ana Maria Dias Chula
Luciano de Melo Moreira

Coordenação de Secretaria:

Maria Cristina Domingues Ramos
Elba Caldeira Leite

Coordenação de Excurções e Atividades Culturais:

Antônio Celso Campolin Fogaça
Luciana Felício Pereira

Comitê Científico:

Coordenadores:

Luiz Guilherme Knauer
Maurício Antônio Carneiro

Comitê de revisão:

Allaoua Saadi
André Danderfer Filho
Antônio Gilberto Costa
Antônio Wilson Romano
Carlos Alberto Rosière
Carlos Maurício Noce
Caroline Jeanette Souza Gomes
César Augusto Chicarino Varajão

Claudinei G. de Oliveira
Cristina H. R. Rocha Augustin
Friedrich Ewald Renger
Geraldo Norberto Sgarbi
Gilberto Hernandez
Hanna Jordt-Evangelista
Hubert Roeser
Issamu Endo
João Henrique Grossi Sad
Luiz Guilherme Knauer
Lydia Maria Lobato
Marcelo A. Martins Neto
Maurício Antônio Carneiro
Newton de Souza Gomes
Patrícia Sgarbi
Paulo de Tarso Castro
Pedro Ângelo Almeida Abreu
Ricardo Diniz da Costa
Roberto Ventura Santos
Rogério Rodrigues da Silva
Selma Fernandes

Secretaria Executiva

ÉTICA Promoção de Evento
Rua Nossa Senhora do Brasil, 765
31130-090. BH-MG.
Tel: (031) 444-4798
Fax: (031) 442-7869

AGRADECIMENTOS

O Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia expressa seus sinceros agradecimentos às seguintes entidades e empresas, cujo apoio e contribuição financeira possibilitaram a realização do 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais.

CGE - Centro de Geologia Eschwege (IGC/UFMG)

CPMTC - Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFMG)

COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

DOCEGEO - Rio Doce Geologia e Mineração S.A.

FERTECO - Mineração Ferteco S.A.

FIEMG - Federação das Industrias do Estado de Minas Gerais

FAPEMIG - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais

GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda.

IGC - Instituto de Geociências da UFMG

MMV - Mineração Morro Velho Ltda

MBR - Minerações Brasileiras Reunidas S.A.

PETROBRÁS - Petróleo Brasileiro S.A.

Associação Comercial de Diamantina

ÍNDICE

APRESENTAÇÃO	I
APRECIÇÃO À REINHARD PFLUG	II-IX
GEOLOGIA DA CORDILHEIRA DO ESPINHAÇO	
O Anticlínório de Gouveia: exemplo de uma culminação antiformal nucleada pelo embasamento ALKMIM, F.F.	1-2
Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG AUGUSTIN, C.H.R.R.	3-4
Considerações sobre a geologia da região de Desembargador Otoni - Planalto de Minas, Diamantina (MG) CHULA, A.M.D.; KNAUER, L.G.; ABREU, P.A.A.	5-6
Mineração e percepção ambiental na toponímia da mesoregião do Jequitinhonha DEUS, J.A.S. de; NOGUEIRA, M.	7-8
O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico DUPONT, H.	9-10
Idade do Supergrupo Espinhaço: determinação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pelo método de evaporação do Pb sobre monozircões de metavulcanitos sinsedimentares DUSSIN, T.M.; DUSSIN, I.A.; ROSSI, P.; CHARVET, J.	11-13
Ocorrência, morfologia e observações de microestruturas das concreções ferruginosas encontradas na região de Diamantina, Serra do Espinhaço HORN, H.A.; SGARBI, G.N.C.; WEYL, R.; PAIVA, C.T.	14-15
A evolução paleogeográfica da tectonossequência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço, fase rifte, na região entre Sopa e Guinda (MG) MARTINS NETO, M.A.	16-18
A evolução tectonoestratigráfica do rifte Espinhaço na região de Sopa/Guinda (MG) e sua implicação nas mineralizações diamantíferas MARTINS NETO, M.A.	19-21
Fácies de fluxo gravitacionais de sedimentos na tectonossequência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço (MG) MARTINS NETO, M.A.	22-24
Tectonoestratigrafia da Bacia Espinhaço no estado de Minas Gerais MARTINS NETO, M.A.	25-27
Estratigrafia de sequências e modelo deposicional da Formação Guiné (Mesoproterozóico) na Chapada Diamantina, Bahia PEDREIRA, A.J.	28-29
Alvo Bom Javá: exemplo de transcorrência local na região de Morro do Pilar, Espinhaço Meridional/MG PENHA, U.C.; MACHADO, S.A.M.	30-31
Dados preliminares e potencial metalogenético da sequência Limoeiro, Serra do Espinhaço Setentrional Mineiro PENHA, U.C.; SABÓIA, L. de A.	32-33
Exploração mineral no norte de Minas Gerais: o exemplo do Projeto Serranópolis PENHA, U.C.; DELGADO, S. de L.	34-36
Terra Vermelha: exemplo de transcorrência em zona de inflexão da Serra do Espinhaço Setentrional/MG PENHA, U.C.; FONSECA, M.B.R.	37-38

Depósitos gemíferos do Espinhaço em Minas Gerais RIBEIRO, S.H.; KARFUNKEL, J.; CHAVES, M.L.S.C.; BANKO, A.	39-40
Análise e interpretação de imagens TM/Landsat no estudo de estruturas rúpteis e rúpteis-dúcteis em partes do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil SANT'ANNA, M.V.; SANTOS, A.R. dos	41
The Lower Espinhaço Supergroup in the area between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil: an exemplo of intracratonic rift basin SILVA, R.R. da	42-43
A Cordilheira do Espinhaço em Minas Gerais: um levantamento bibliográfico SOUZA, E.M. de; MARTINS, M.O.Z.	44-45
EVOLUÇÃO CRUSTAL	
Datação de monazitas do distrito pegmatítico de Santa Maria de Itabira, MG BILAL, E.; MARCIANO, V.R.P.R.O.; FUZIKAWA, K.; CORREIA NEVES, J.M.; GIRET, A.	46-47
A tafrogênese estateriana no continente sul-americano BRITO NEVES, B.B. de	48-49
Afinidades geoquímicas entre gnaisses arqueanos dos complexos metamórficos Bonfim e Belo Horizonte CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; CUNHA, E.M. da; FERNANDES, R.A.	50-52
Elementos causadores de cores nas turmalinas da Mina do Cruzeiro, São José da Safira (MG) CÉSAR-MENDES, J.; SVISERO, D.P.	53-54
Diques máficos proterozóicos do complexo granito-gnáissico-migmatítico da porção meridional do Cráton do São Francisco, MG CHAVES, A. de O.; CORREIA NEVES, J.M.	55-57
Gneiss sequences in the Guaxupé Granulite Massif, and the nature of fluids CHOUDHURI, A.; SILVA, D.; SZABÓ, G.; NOGUEIRA, J.R.	58-60
Kinematic analysis in the Neoproterozoic Araçuaí Belt, SE Brazil: tectonic implications for Gondwana Assembly D'EL-REI SILVA, L.J.H.; PEDROSA-SOARES, A.C.; FUCK, R.A.	61-63
Estimativa das condições de cristalização do Granito Borrachudos na região de Dorés de Guanhães, MG FERNANDES, M.L.S.; BILAL, E.; CORREIA NEVES, J.M.; GIRET, A.; COSTA, K. de V.	64-66
Geologia do Greenstone Belt Rio das Velhas no distrito aurífero de São Bartolomeu, Minas Gerais GOLIA, A.; CUNHA, E.M. da; OLIVEIRA, C.G. de; FERREIRA, G. de S.	67-69
Diabásios do Alto Rio Doce, JORDT-EVANGELISTA, H.; COTTA, Z.C.	70-71
Mapeamento geológico na escala 1:25.000 na folha Simonésia (MG) MOREIRA, L. de M.; COSTA, A.G.; ROSIÈRE, C.A.; VIANA, C. de S.; VIDAL, W.C.; QUEIROZ, I.E.	72-73
Petrografia e geoquímica dos granitóides da região de Galiléia, leste de Minas Gerais NALINI Jr., H.A.; BILAL, E.; CORREIA NEVES, J.M.; GIRET, A.; CÉSAR-MENDES, J.	74-76
Considerações preliminares sobre as condições de pressão e temperatura de cristalização dos granitóides da região de Galiléia, Minas Gerais NALINI Jr., H.A.; BILAL, E.; CORREIA NEVES, J.M.	77-78
Ocorrência de apatita na região de Guiricema, Minas Gerais PEREIRA, R.M.; ÁVILA, C.A.; SANTOS, R.A. dos	79-80
Variação composicional dos Mn-anfibólios como monitor do metamorfismo no Morro da Mina, Conselheiro Lafaiete, MG PIRES, F.R.M.	81-82
Padrões de terras raras de algumas formações ferríferas arqueanas do Quadrilátero Ferrífero RAPOSO, F.O.; LADEIRA, E.A.	83-85

O Complexo Granitóide de Florestal - parte meridional do Cráton de São Francisco - primeiros dados petrográficos e geoquímicos 86-88
ROMANO, A.W.; BILAL, E.; CORREIA NEVES, J.M.; GIRET, A.; MOUTTE, J.

The Ibitiré Gabbro and the Borrachudos Granite - the rift-related magmatism of mesoproterozoic age in the Quadrilátero Ferrífero (MG) 89-90
SILVA, A.M.; CHEMALE Jr., F.; HEAMAN, L.

ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA

Aspectos diagenéticos das rochas do Membro Ponte Alta, Formação Marília, no Triângulo Mineiro - MG 91-92
ALVES, J.M. de; GOMES, N.S.

Evidências de dissolução por ácido sulfúrico na espeleogênese no Grupo Una, Bahia 93-94
AULER, A.

Estratigrafia de rochas mesozóicas e cenozóicas (?) da porção nordeste da Bacia do Paraná, região do distrito de Ponte Alta, Uberaba - MG 95-96
BARBOSA, E.M.; LARA, R.P.

Novas ocorrências de estruturas estromatolíticas nas rochas carbonáticas da Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais 97
BERTOLINO, L.C.; PIRES, F.R.M.

Geologia dos turbiditos glacio-lacustres da região de Urucuia - MG 98-99
CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A.

O conglomerado Samburá (Grupo Bambuí, proterozóico superior) e rochas sedimentares associadas no flanco leste da Serra da Pimenta, SW de Minas Gerais: um sistema de fan-delta 100-101
CASTRO, P. de T.A.; DARDENNE, M.A.

Posicionamento litoestratigráfico dos fosforitos da Formação Vazante na região de Coromandel-Rocinha-Lagamar, Minas Gerais 102-103
DARDENNE, M.A.; FREITAS-SILVA, F.H.; SOUZA, J.F.C.; NOGUEIRA, G.M.S.; CAMPOS, J.E.G.

Análise de elementos arquiteturais na caracterização do sistema fluvial da Formação Uberaba, cretáceo superior da Bacia do Paraná, no Triângulo Mineiro 104-106
FERREIRA Jr., P.D.; GUERRA, W.J.

Caracterização faciológica da Formação Bebedouro (proterozóico superior) no estado da Bahia 107-108
GUIMARÃES, J.T.; DOMINGUEZ, J.M.L.

Considerações morfo-genéticas sobre cavernas em quartzitos na Cordilheira do Espinhaço 109-110
LAUREANO, F.V.; CANÇADO, F.L.L.

Interpretação paleoambiental do terciário da Bacia do Gandarela com base nas ocorrências de dinoflagelados de água doce e outros palinomorfos 111-112
MAIZATTO, J.R.; REGALI, M. da S.P.

Considerações sobre o ambiente deposicional do Membro Serra da Galga, cretáceo da Bacia do Paraná 113-114
PRAÇA LEITE, M.G.; GOMES, N.S.; SANTOS, M. do C.; OLIVEIRA, A.D.

Contribuição à petrografia de conglomerados e arenitos do Membro Serra da Galga (Formação Marília), cretáceo da Bacia do Paraná 115-116
PRAÇA LEITE, M.G.; GOMES, N.S.; SANTOS, M. do C.; OLIVEIRA, A.D.

Estudo diagenético preliminar em arenitos do Membro Serra da Galga, cretáceo da Bacia do Paraná 117-118
PRAÇA LEITE, M.G.; GOMES, N.S.; SANTOS, M. do C.; OLIVEIRA, A.D.

GEOLOGIA ESTRUTURAL E ECONÔMICA

Aspectos geológicos do depósito aurífero de Bico de Pedra, Greestone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG 119-120
BORBA, R.P.; OLIVEIRA, C.G. de; ENDO, I.; FIGUEIREDO, B.R.

Sobre a definição do termo Jacutinga - sítio de mineralização aurífera 121-122
CABRAL, A.R.; PIRES, F.R.M.

Contribuição ao estudo estrutural e cinemático de metassedimentos correlacionáveis ao Grupo São João Del Rei na região de Ijaci, norte de Lavras, MG DEHLER, N.M.; MACHADO, R.; ENDO, I.; SIMONATO, M.D.	123-124
Aplicação de elementos arquiteturais na prospecção de diamantes nos conglomerados polimíticos de Romaria no Triângulo Mineiro FERREIRA Jr., P.D.; CASTRO, P. de T.A.; GUERRA, W.J.	125-127
A inversão tectônica no Quadrilátero Ferrífero: modelos físicos GOMES, C.J.S.; CAVALCANTE, J.A.D.; SANTOS, G.J.I.	128-129
Significado dos movimentos normais na borda oeste do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero HIPPERT, J.F.M.;	130-131
Os modelos propostos para o depósito aurífero de Passagem de Mariana OLIVEIRA, F.R.; SCHRANK, A.; ENDO, I.; XAVIER, R.P.	132-134
Deformação e metamorfismo da sequência litológica precambriana da região da Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais PIRES, F.R.M.; GODOI, A.	135-136
Métodos não convencionais na exploração petrolífera da Bacia do São Francisco: geoquímica de superfície (gasometria) e prospecção microbiológica SANTOS, R.C.R. dos; BABINSKI, N.A.	137-138
Estruturação da porção meridional da Bacia Alto-Sanfranciscana cretáceo do oeste de Minas Gerais SAWASATO, E.Y., ALKMIN, F.F. de	139-140
Petrografia do depósito de cromita do Morro do Cruzeiro, Serro, Minas Gerais ZAPPAROLI, A. de C., ANGELI, N.; HORN, A.H.	141-142
 SESSÃO PAINEL	
Painel sobre rochas e minerais industriais do estado de Minas Gerais COSTA, A.G.; ROMANO, A.W.	143-148

APRESENTAÇÃO

O 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, promovido pelo Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia tem um significado especial. Além da reunião bianual dos colegas para discutir resultados de pesquisas geológicas e novos rumos profissionais, será comemorado o 25º aniversário de fundação do Instituto Eschwege, hoje Centro de Geologia Eschwege do Instituto de Geociências da UFMG. Assim tornou-se natural a escolha do tema central deste simpósio: "Geologia da Cordilheira do Espinhaço". O "Eschwege" tem servido de base logística e centro de apoio para um sem número de trabalhos geológicos e de áreas afins. Nestes 25 anos o "Eschwege" se fixou na rotina do ensino da geologia dos cursos de graduação no Brasil e teve, neste campo, um papel muito importante para a realização de mais de sete dezenas de teses de doutoramento e dissertações de mestrado defendidas em universidades brasileiras e alemãs.

Os trabalhos técnicos apresentados no simpósio foram analisados criteriosamente pelo Comitê Científico e pela Comissão de Revisão, e foram reunidos para publicação neste volume de Anais.

É com satisfação que o Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia entrega este volume à comunidade, esperando estar cumprindo seu dever de divulgar os avanços no conhecimento geológico do Estado.



PROF. DR. REINHARD PFLUG

APRECIÇÃO A REINHARD PFLUG

Reinhard Pflug é reconhecidamente o inspirador da retomada dos estudos sistemáticos na Região da Serra do Espinhaço Meridional, à qual dedicou boa parte de sua energia e criatividade como pesquisador científico. Pflug nasceu no mês de Abril de 1932, em Schwerte, Alemanha, graduando-se em geologia na Universidade de Bonn, em 1955. Em 1958 torna-se Doutor em Ciências Naturais pela mesma universidade, trabalhando em seguida, por cerca de dois anos em companhia petrolífera alemã, na Espanha e na África Setentrional.

Em 1960 inicia sua carreira de professor lecionando Geologia de Campo na Escola Nacional de Geologia no Rio de Janeiro, onde lecionou até 1964. É um período que acumula dados a respeito da estratigrafia e estrutura da Serra do Espinhaço, que deram origem à sua tese de habilitação em Livre Docência pela Universidade de Heidelberg, na Alemanha, no ano de 1964. O tema da tese foi publicado no ano seguinte, no Brasil, pelo Departamento Nacional da Produção Mineral sob o título "A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais, Brasil". Sem qualquer dúvida essa é a primeira contribuição atualizada ao conhecimento da região, utilizando métodos modernos de trabalho.

Essa introdução à geologia do Espinhaço encorajou Pflug a selecionar a região como suporte para desenvolvimento permanente de investigações geológicas. A partir de 1964 passa a ser professor do Instituto Geológico da Universidade de Heidelberg, para em 1970 tornar-se livre docente. Em 1976 inicia o exercício da cátedra e da direção do Instituto de Geologia da Universidade de Freiburg, cargos exercidos até o presente, antevéspera da sua aposentadoria.

Não ocorreu nenhum interlúdio em sua dedicação à geologia da Serra do Espinhaço (e adjacências). Entre 1963 e 1993 publicou 25 trabalhos relacionados à mesma, ao mesmo tempo que prosseguia em sua carreira acadêmica, como professor; mais recentemente, tornou-se especialista em modelagem geológica computacional, tema ao qual já dedicou 16 trabalhos. Se adicionarmos 15 outros trabalhos de geologia geral (11 dos quais sobre temas diversos de geologia de Brasil, incluindo-se correlações Brasil-África) tem-se importante e dedicada contribuição às ciências geológicas.

Em 1969 Pflug cria o Centro de Geologia Eschwege (anteriormente, Instituto Eschwege), em Diamantina, com apoio dos governos alemão e brasileiro. Idealizou e implantou um organismo que serviu e serve de suporte para estudos regionais de pós-graduação e para treinamento básico de geologia de campo para estudantes brasileiros dos cursos de graduação em geologia. O instituto foi dotado de alojamentos, biblioteca, laboratório, veículos de campo e professores. Desse modo, foi possível à centenas de estudantes receber treinamento complementar. Tornou-se o Centro, a partir de 1978 órgão complementar do Instituto de Ciências da UFMG.

Desde a sua fundação o Centro de Geologia Eschwege serviu como centro de apoio para a realização de 3 teses de diploma de estudantes alemães e 29 teses de doutoramento de estudantes alemães (23) e brasileiros (6), sob a orientação de Pflug, a primeira delas realizada em 1969 e a última, em 1995. Boa parte dessas teses contam com mapas geológicos nas escalas 1:100.000 e 1:25.000, que auxiliaram no entendimento de aspectos diversos da geologia regional e local, em áreas diversas do conhecimento, seja ele estratigráfico, estrutural, petrológico ou de evolução geotectônica.

Pflug encontrou na Serra do Espinhaço uma geologia atraente e complexa, servindo como apoio de campo para pesquisas científicas, que uma vez realizadas auxiliam no desvendamento de sua fascinante complexidade. Penso haver algo muito especial na serra. Aqueles que demandam o terreno escarpado da serra, a partir de Belo Horizonte, observam uma mudança saliente na paisagem e na geologia. Na serra o terreno torna-se, em sua maior parte, rugoso, infértil e marcado por notáveis gargantas por onde fluem rápidos cursos de água muito limpa, limitados de um e outro lado por impressionantes massas rochosas. Nenhum apreciador da natureza fica imune à atração exercida pela Serra do Espinhaço. Tal, me parece, aconteceu com Pflug.

O entusiasmo manifestado por Pflug, em relação à Serra do Espinhaço tornou-se a motivação para que estudantes de pós-graduação, sob sua orientação abordassem problemas diversos e desenvolvessem estudos específicos sobre os mesmos. Este entusiasmo persistiu inabalável por toda a carreira de Pflug, resultando em permanente divulgação de dados através de teses universitárias, nas quais se nota claramente sua influência.

Pflug é um excelente professor. Suas palestras e excursões não são formais. São muito bem ilustradas e notadamente didáticas, o que o distingue da maioria dos professores. Sua distinta aptidão para a fotointerpretação permitiu-lhe estabelecer um ordenamento estratigráfico válido até hoje para a

principal sequência rochosa da Serra do Espinhaço; deve ser mencionado que para parte da mesma nem sempre dispunha de significativo controle de campo. Acompanha-lo em uma excursão na Serra do Espinhaço é muito agradável por causa das demonstrações gráficas que utiliza, pela criteriosa escolha das exposições que esclarecem as questões ligadas à interpretação e pela gentileza de trato.

Os trabalhos de Pflug sobre a Serra do Espinhaço são frequentemente citados por outros pesquisadores e têm exercido influência indireta ou direta sobre o que se tem produzido hodiernamente, em relação à geologia da mesma. Essa influência irá perdurar por muito tempo, por causa da qualidade dos seus trabalhos.

O Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia, ao dedicar a Reinhard Pflug o seu 8º Simpósio de Geologia honra sua tradição de homenagear geocientistas que têm se distinguido no trato de nossa ciência. Por isso é justa esta apreciação.

J.H. Grossi Sad
Belo Horizonte, setembro, 1995

PRINCIPAIS TRABALHOS PUBLICADOS

- Pflug, R. (1961): Deslizamento sinsedimentário em arenitos com estratificação cruzada da Série Urucuia, em Canoeiros, Minas Gerais. - Eng. Miner. Metal., 33 (197): 242.
- Pflug, R. (1962): Bloco de "drift" na Série Tubarão, na rodovia Florianópolis-Lajes, Santa Catarina. - Eng. Miner. Metal., 35 (205): 17-18.
- _____ (1962): O lineamento do Rio das Velhas. - Eng. Miner. Metal., 35 (210): 301-302.
- Pflug, R. (1963): Contribuição a paleogeografia da Serra do Espinhaço (Quartzitos da região de Diamantina, Minas Gerais). - DNPM, Div. Geol. Min., Not. Prel. Estud., 119, 16 p.
- _____ (1963): Präkambrische Strukturen in Afrika und Südamerika, eine Gegenüberstellung. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1963, 355-358.
- Pflug, R. & Carvalho, R. T. de (1964): A evolução estrutural da região de Gouveia Serra do Espinhaço, Minas Gerais. - DNPM, Div. Geol. Min., Bol 213, 37p.
- Pflug, R. (1965): A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais, Brasil - Div. Geol. Min., Bol. 226, 51 p.
- _____ (1965): Zur Geologie der südlichen Espinhaço-Zone und ihrer präkambrischen Diamantvorkommen, Minas Gerais, Brasilien.- Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 115, 177-215.
- Pflug, R. (1966): Kartenunterlagen aus Luftbildern. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1966, 255-259.
- Pflug, R. (1967): Die präkambrische Miogeosynklinale der Espinhaço-Kordillere, Minas Gerais, Brasilien. - Geol. Rdsch., 55: 825-844.
- _____ (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien). - Beih. Geol. Jb., 66: 21 - 62.
- _____ (1967): Physikalische Altersbestimmungen aus dem Brasilianischen Schild. - Tectonophysics, 5: 381-411
- Pflug, R. (1968): Der Brasilianische Schild.- In: Lotze, F. (Hrsg.): Handbuch der stratigraphischen Geologie, Präkambrium, II Teil: Südliche Halbkugel., 389 - 413, Stuttgart (Enke).
- _____ (1968): Observações sobre a estratigrafia da Serie Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. - Div. Geol. Min., Notas prelim. Est., 142, 20 p.
- Pflug, R. & Rieper, M. C. (1968): Luftbildpläne: Regionalaufschluss unerforschter Gebiete (Beispiel aus Minas Gerais, Brasilien. - Der Aufschluss, 12/1968, 35 - 338.
- Pflug, R. (1969): Das Überschüttungsrelief des Rio Doce, Brasilien. - Zeitschr. f. Geomorph., 13: 141-162.
- _____ (1969): Quaternary Lakes of Eastern Brazil. - Photogrammetria, 24: 29-35
- Pflug, R., Schobbenhaus, C. & Renger, F. (1969): Contribuição a geotectônica do Brasil Oriental.- SUDENE, Div. Geol., Serie Esp., 9, 59 p.
- Pflug, R. (1970): A evolução do geossinclinal Espinhaço. - XXIV Congr. Bras. Geol. (Brasília), Bol. Espec.1: 155-157.
- _____ (1970): Stratigraphy, facies and structure of the lower and middle Minas Group in the southern Serra do Espinhaço. - Exkursionsführer (mscr.), 40 p.
- Pflug, R. & Fonseca, M. J. (1970): Uma estrutura circular no município de São João da Aliança, Goiás. - Bol. Soc. Bras. Geol., 19: 95-98.
- Pflug, R. & Schacherl, K. (1970): Reproduktionen mit Aequidensiten-Film. -N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1970, 112-116.
- Pflug, R. (1972): The Minas geosyncline of eastern Brazil. - 24. Intern. Geol. Congr. (Montreal). Abstracts.
- Pflug, R. (1973): Geowissenschaftliche Arbeiten im Brasilianischen Schild. Münster. Forsch. Geol. Paläont., 31-32: 5-7.
- _____ (1973): El Diapiro de Estella. - Munibe, 25: 171-202.
- Pflug, R. & Renger, F. (1973): Estratigrafia e evolução geológica da margem do Craton Sanfranciscano. - 27. Congr. Bras. Geol., Anais 2: 5-19.
- Pflug, R. & Schöll, W. U. (1974): Sedimentary structures of the Santa Rita Formation, Minas Supergroup at Curumataí, Minas Gerais. - Anais Acad. Bras. Cienc., 46: 127-131.

- Pflug, R. & Schöll, W. U. (1974): Eine geschieferte Jura-Scholle in einem Keuper-Diapir (Estella, Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. 1974, 96-101.
- Hanisch, J. & Pflug, R. (1974): The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the Northern Basque Pyrenees: Submarine outflow of diapiric mass. - *Sedimentary Geol.*, 12: 287-296.
- Pflug, R. (1975): Reconnaissance mapping in the Precambrian of eastern Brazil. - In: Brüderlin, M. (Hrsg.): *Geoscientific studies and the potential of the natural environment.* - 52-59, 252-255, Köln, München (Vlg Dokumentation).
- _____ (1975): Trend-surface analysis and graphic representation using a 2K-desk computer. - *Computers & Geosciences*, 1: 331-334.
- Pflug, R. & Schöll, W. U. (1975): Proterozoic glaciations in eastern Brazil: a review. - *Geol. Rdsch.*, 64: 287-299.
- Pflug, R. (1976): Die Serra do Espinhaço - ein präkambrischer Kontinentalrand. - 5. Geowiss. Lateinamerika-Koll. Clausthal, Abstract
- Pflug, R. (1978): Paläogeographische Beziehungen im Präkambrium Ostbrasilien. - 6. Geowiss. Lateinamer. -Koll. Stuttgart, Tagungsh., p. 31.
- Prashnowsky, A. & Pflug, R. (1978): Biochemische und elektronenmikroskopische Untersuchungen an präkambrischen Gesteinen Brasiliens.- Kurzfass., 6. Geowiss. Lateinamerika-Koll., Stuttgart, Kurzfass.
- Pflug, R. (1979): The middle and late Precambrian paleogeography of eastern Minas Gerais. - 4th. Latin Amer. Geol. Congr., Abstracts.
- Pflug, R., Hoppe, A. & Brichta, A. (1980): Paleogeografia do Precambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. In: Zeil, W. (ed.): *Nuevos Resultados de la Investigacion Geocientifica Alemana en Latinoamerica.* Proyectos de la DFG., 33-43, Boppard (Boldt).
- Pflug, R. (1982): *Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens.* Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft). 153p.
- Pflug, R. (1986): Intersection and clipping of 3D-rasters. - Abstract in: *Int. Colloqu. Construction and Display Geoscientific Maps derived from Databases*, 2.-4. December 1986.
- Herrgesell, G & Pflug, R. (1986): The thrust belt of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. - *Zbl. Geol. Paläont*, 9/10, p. 1405 -1414
- Almeida Abreu, P. A., Fogaça, A. C. C., Knauer, L. G., Hartmann, M. B. & Pflug, R. (1987): Revisão da estratigrafia e sedimentologia da Formação Sopa-Brumadinho na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. - *SBG, Núcleo de Minas Gerais, Bol. 6 (An. Simp. sobre Sistemas Depositionais no Pré-cambriano)*: 69-83.
- Klein, H., Pflug, R. & Ramshorn, Ch. (1987): Modellierung geologischer Flächen und Körper mit Methoden der 3D-Computergraphik. - Abstract in: *Hochschul-kongress 87, Informationsverarbeitung in Lehre und Forschung, Berlin 7-9. 7. 1987.* - Dokumentation Band 2: Vorfürungen.
- Pflug, R. (1988): Solid modeling of geological objects with 3D rasters. - *Geol. Jb.*, A-104: 213-219.
- Klein, H., Ramshorn, Ch. & Pflug, R. (1988): Shaded volume models in geology. - *Geol. Jb.*, A 104: 221-229.
- Bitzer, K. & Pflug, R. (1989): Simulation der Porenwasserbewegung während der Auffüllung eines Beckens mit klastischen Sedimenten. - *Z. dt. geol. Ges.*, 140: 371-382.
- Almeida Abreu, P. A., Knauer, L. G., Hartmann, M. B., Vieira dos Santos, G. G., Guimaraes, M. V., Abreu, F. R. de, Schrank, A. & Pflug, R. (1989): Estratigrafia, Faciologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Serro-Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. - *Zbl. Geol. Paläont.*, 5/6: 857-873.
- Klein, H., Pflug, R. & Ramshorn, Ch. (1989): Shaded perspective views by computer: A new tool for geologists. - *Geobyte*, August 89, 16-34.
- Pflug, R., Klein, H., Ramshorn, Ch. & Genter, M. (1990): Modeling and visualizing geologic structures. - In: Pflug, R. & Bitzer, K. (eds): *Three-dimensional computer graphics in modeling geologic structures and simulating geologic processes*, Freiburg, October 7-11, 1990. Extended abstracts; *Freiburger Geowiss. Beitr.* 2: 68-69.
- Pflug, R., Genter, M., Klein, H., Ramshorn, Ch. & Stark, A. (1990): 3-D visualization of geologic structures and processes. - In: Pflug, R. & Bitzer, K. (eds.): *Three-dimensional computer graphics in modeling geologic structures and simulating geologic processes*; Freiburg, October 7-11, 1990: Extended Abstracts.-*Freiburger geowiss. Beitr.*, 2: 65-67.
- Scharpff, J. & Pflug, R. (1990): Creating a model of microcarst porosity from serial sections. In: Pflug, R. & Bitzer, K.(eds.): *Three-dimensional computer graphics in modeling geologic structures and simulating*

- geologic processes, Freiburg, October 7-11, 1990, Extended Abstracts; Freiburger geowiss. Beitr. 2, 91-92.
- Bitzer, K. & Pflug, R. (1990): DEPO3D: A three-dimensional model for simulating clastic sedimentation and isostatic compensation in sedimentary basins. - In: Cross, T. A. (ed.): Quantitative dynamic stratigraphy, 335-348, Englewood Cliffs, New Jersey (Prentice Hall).
- Pflug, R. & Bitzer, K. (eds.) (1990): Three-dimensional computer graphics in modeling geologic structures and simulating geologic processes: Freiburg, October 7-11, 1990: Extended Abstr. - Freiburger geowiss. Beitr., 133 p.
- Pflug, R., Klein, H., Ramshorn, Ch., Genter, M. & Stark, A. (1992): Visualization of geologic structures and processes. - In: Pflug, R. & Harbaugh, J.W. (eds.): Computer graphics in geology: Three-dimensional computer graphics in modeling geologic structures and simulating geologic processes: Lecture Notes in Earth Sciences 41 Berlin: Springer, p. 29-39.
- Martins Neto, M.A., Brichta, A. & Pflug, R. (1992): Sedimentation and paleogeography of the basal formations of the Espinhaço Supergroup, region of Diamantina. - Zbl. Geol. Paläont., 6: 1991, 1737-1747.
- Almeida Abreu, P. A., Pflug, R., & Schorscher, H. D. (1992): Cover/basement relationships in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. - Zbl. Geol. Pälont., 6, 1991, 1749-1760.
- Pflug, R. (1992): Three-dimensional computer graphics in geology. - In: Pflug, R. & Harbaugh, J. W. (eds.): Computer graphics in geology: Three-dimensional computer graphics in modeling geologic structures and simulating geologic processes: Lecture Notes in Earth Sciences 41 Berlin: Springer p. XIII-XIV.
- Pflug, R. & Harbaugh, J.W. (eds.) (1992): Computer Graphics in Geology: Three-dimensional computer graphics in modeling geologic structures and simulating geologic processes: Lecture Notes in Earth Sciences 41 Berlin: Springer-Verlag.
- Almeida Abreu, P. A. & Pflug, R. (1993): Compartimentação tectônica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. - SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol 12 (4. Simp. Nac. Estudos Tect.), 281-287
- Almeida Abreu, P. A. & Pflug, R. (1994): The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil.- Zbl. Geol. Paläont., H.1/2: p.21-44.

TESES DE DOUTORAMENTO ORIENTADAS PELO PROF. R. PFLUG, RELACIONADAS À GEOLOGIA DO BRASIL

- Almeida-Abreu, P.A. (1993): Evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. - Freiburg, 150 p.
- Brichta, A. (1981): Zur Geologie und Genese der diamantführenden Konglomerate von Diamantina (Unteres Proterozoikum, Ostbrasilien). - Freiburg, 48 p.
- Eberle, W. (1970): Geologische und petrographische Untersuchungen bei Diamantina, Minas Gerais. - Heidelberg, 55 p.
- Engesser, W. (1974): Geologie, Petrographie und Altersstellung der Gesteine der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). - Freiburg, 79 p.
- Gorit, G. (1970): Fazieswechsel und Metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien). - Heidelberg, 39 p.
- Herrgesell, G. (1984): Das Präkambrium am Ostrand der nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). - Freiburg, 247 p.
- Hettich, M. (1973): Zur Stratigraphie und Genese des Macaúbas nördlich der Serra Negra, (Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien). - Freiburg, 42 p.
- Hoffmann, C. (1981): Geologische Geschichte, Metamorphose und Petrologie des archaischen Kontinentalkernes (Prä-Espinhaço-Gesteine) der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. - Habil-Schrift, Freiburg, 233 p.
- Hoppe, A. (1978): Beiträge zur Geologie und Paläogeographie der südlichen Serra do Espinhaço, (Minas Gerais, Brasilien). - Freiburg, 102 p.
- Kalt, H-J. (1991): Untersuchungen zur Schertektonik in der südlichen Serra do Espinhaço und im angrenzenden São Francisco Becken, Minas Gerais, Brasilien. - Freiburg, 118 p.
- Karfunkel B. & Karfunkel, J. (1975): Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems. - Freiburg, 86 p.
- Kehrer, P. (1971): Zur Geologie der Itabirite in der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). - Heidelberg, 88 p.
- Kneidl, V. (1977): Zum Unterbau, zur Liegendgrenze und tieferen Schichtfolge der Minas Supergruppe (Mittl. Präkambrium) NE Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasilien. - Habil-Schrift, Freiburg, 147 p.
- Kux, H. (1976): Geologische, geomorphologische Untersuchungen bei Diamantina, Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. - Freiburg, 45 p.
- Martins Neto, M.A. (1993): The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: The basal Espinhaço Supergroup, Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. - Freiburg, 85 p. [Freiburger Geowiss. Abhandl., Bd. 4]
- Paternoster, K. (1979): Faziesverzahnung von diamantführenden Konglomeraten und Bändererzen (BIF) in der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). - Freiburg, 88 p.
- Renger, F. (1969): Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. - Heidelberg, 39 p.
- Scheuch, R. (1976): Geochemische, biochemische und sedimentologische Untersuchungen an Itabiriten und deren faziellen Äquivalenten in der südlichen Espinhaço, Minas Gerais (Brasilien). - Freiburg, 63 p.
- Schmidt, H-L. (1970): Fazieswechsel und Metamorphose in der jungproterozoischen São Francisco Serie bei Bocaiúva, Minas Gerais, Brasilien. - Heidelberg, 32 p.
- Schmidt, W. (1983): Die Geologie der Araxá Gruppe in Südwest Minas Gerais, Brasilien unter besonderer Berücksichtigung des Grünsteingürtels von Fortaleza de Minas. - Freiburg, 134 p.
- Schöll, W.U. (1973): Sedimentologie und Geochemie der Bambuí-Gruppe am SE-Rand des São Francisco-Beckens (Minas Gerais, Brasilien). - Heidelberg, 90 p.
- Schobbenhaus, C. (1993): Das mittlere Proterozoikum Brasiliens, mit besonderer Berücksichtigung des zentralen Ostens: eine Revision. - Freiburg, 166 p.

- Schorscher, H.D. (1975): Entwicklung des polymetamorphen präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. - Heidelberg, 302 p. (van der Kaaden)
- Silva, M. G. (1987): Geochemie, Petrologie und tektonische Entwicklung eines proterozoischen Grünsteingürtels: Rio Itapicuru, Bahia. - Freiburg, (coorientador: Hoppe)
- Silva, R.R. de (1995): Sequence stratigraphy and depositional systems of the lower part of Espinhaço Supergroup in the region between Diamantina and Gouveia, MG, Brazil. - Freiburg, 138 p.
- Sperber M. von (1975): Geologie des Präkambriums am Süd-West-Rand der Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). - Freiburg, 79 p.
- Toloczyki, M (1982): Der Granitaufruch von Senador Modestino Gonçalves und sein geologischer Rahmen (Präkambrium, Minas Gerais, Brasilien). - Freiburg, 76p.
- Walde, D. (1976): Fazielle Entwicklung des Präkambriums zwischen Serra Mineira und Serra do Cabral (Minas Gerais, Brasilien).-Freiburg, 62 p
- Wegener, R. (1983): Spurenelemente in Granitpegmatiten im Bundesstaat Minas Gerais, Brasilien, unter besonderer Berücksichtigung der Feldspäte. - Freiburg, 154 p. (Wimmenauer)

TESES DE DIPLOMA (DIPLOM-ARBEITEN),
 ABORDANDO A SERRA DO ESPINHAÇO,
 ORIENTADAS PELO PROF. R PFLUG

- Frank, R. (1971): Geologie der nördlichen Serra Mineira, aufgrund einer Kartierung 1:50.000. - Heidelberg, 42 p.
- Köster, J. (1984): Geologie der nordwestlichen Serra Mineira, südöstlich von Buenópolis, (Proterozoikum Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien.) - Freiburg, 85 p.
- Hagedorn, M. (1995): Untersuchungen zur Stratigraphie und Tektonik am SW Rand der der Serra do Cipó, MG (Quadrícula Cardeal Motta 1:25.000). em preparação

TRABALHOS TÉCNICOS

O ANTICLINÓRIO DE GOUVEIA: EXEMPLO DE UMA CULMINAÇÃO ANTIFORMAL NUCLEADA PELO EMBASAMENTO

FERNANDO F. ALKMIM - DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

Caracterizado como tal por Pflug (1965) o Anticlinório de Gouveia é uma das estruturas regionais dominantes do cinturão de dobramentos e empurrões da Cordilheira do Espinhaço Meridional. Exibindo um comprimento de onda de até 28km, é nucleado pelo complexo de rochas cristalinas do embasamento e envolve como cobertura de supracrustais os xistos do Supergrupo Rio Paraúna e as unidades basais do Supergrupo Espinhaço, incluindo entre estas a Formação Galho do Miguel (Almeida Abreu *et al.* 1992, Fogaça *et al.* 1984, Dussin 1994, Uhlein *et al.* 1986, Uhlein 1991).

Ao se fazer uma descrição da arquitetura geral do anticlinório de Gouveia, pretende-se contribuir para a resposta à uma questão chave a cerca da geometria e dos processos atuantes na geração dos cinturões de dobramentos e empurrões. Trata-se da maneira pela qual se dá o envolvimento do substrato cristalino na deformação da cobertura.

FEIÇÕES DOMINANTES DO ANTICLINÓRIO DE GOUVEIA

De uma perspectiva global, o Anticlinório de Gouveia pode ser descrito como uma culminação antiformal de cobertura, na qual uma íntima associação entre dobras e falhas de empurrão (Almeida Abreu 1985, Schöll e Fogaça 1981) ancoradas no embasamento cristalino dominam o quadro estrutural. Possui o traço axial orientado segundo N-S e vergência geral para oeste. Sua charneira mergulha para norte com cerca de 15°.

A porção norte do anticlinório tem como componentes principais quatro zonas de cisalhamento associadas a dobras (Fig.1). Nas rochas do complexo cristalino, as zonas de falha se expressam como zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, espaçadas, acompanhadas por filonitos e milonitos. Possuem espessuras variáveis entre 50 e 300m, e são ricas em veios de quartzo e turmalina. Podem ser cartografadas por uma extensão mínima de 15 km e, geomorfologicamente, expressam-se como cristas alinhadas. Ao adentrarem na cobertura, em primeiro lugar, transformam-se em zonas de falha estreitas, com espessuras de 5 a 50m, também acompanhadas de intensa venulação de quartzo. Na continuidade de seu traço para norte, isto é, na medida em que sobe-se na seção de supracrustais, perdem progressivamente rejeito e passam a dobras de cobertura.

Nas zonas de falha, as foliações miloníticas e os elementos componentes orientam-se preferencialmente segundo 090/60. As lineações de estiramento e estrias de falha orientam-se preferencialmente segundo 107/50, de modo que sobre os planos de fluxo exibem uma obliquidade de cerca de 73°. Ou seja, todas as falhas analisadas possuem uma componente direcional sinistral (Fig.1). Tal componente foi grande o suficiente para que lascas do complexo cristalino experimentassem o transporte para oeste em associação com uma rotação horária. Em consequência disso, todas as charneiras de dobra nas unidades de cobertura exibem caimento para norte, uma feição característica da zona periclinal do anticlinório.

No domínio da cobertura, as grandes falhas de empurrão se associam às seguintes dobras: a) no bloco de capa, tem-se, invariavelmente, um amplo arco antiformal monoclinico, vergente para oeste, que mostra caimento para norte, flanco curto rompido e o limbo leste longo e mergulhando ESE com 30°; b) no bloco de lapa, encontra-se um sinforme fechado, vergente para oeste, com o limbo leste curto em posição vertical ou invertida, seccionado pela zona de falha.

Outros componentes do arcabouço do anticlinório de Gouveia são falhas de rasgamento de orientação preferencial E-W. Em geral, possuem pequenos rejeitos, mas são muito frequentes. Mostram deslocamentos preferencialmente dextrais e, não raro, se instalam no interior ou nas paredes de diques de rochas básicas de mesma orientação. Tais falhas devem corresponder à falhas originalmente de transferência, na medida em que, em outros locais, separam compartimentos faciológicos e estruturais muito distintos, como verificado por Almeida Abreu & Pflug (1994) e Martins Neto (com. oral).

Um traço muito peculiar do anticlinório é a posição espacial anômala mostrada pelas estruturas ao longo de uma estreita faixa do seu flanco leste, junto à zona de contato substrato-cobertura. Ali acentuam-se bastante a intensidade dos dobramentos e mergulho da clivagem da cobertura (mergulhos da ordem de 80°). Além disso, verifica-se uma série de retro-empurrões que, ancorados no embasamento, propagam-se pelas rochas do Supergrupo Espinhaço.

Observa-se ainda, na área do anticlinório, um rico acervo de estruturas concentradas em zonas de cisalhamento que se instalam nos contatos entre unidades de constituição muito distintas ou que se apresentam entre e dentro de determinados estratos. Nestas zonas, que exibem mesma polaridade que as

estruturas dominantes, verifica-se uma foliação penetrativa, não raro milonítica, associada a inúmeros indicadores de transporte tectônico para oeste. As relações de corte e superposição com as estruturas dominantes indica que essas zonas foram nucleadas em uma fase de deformação anterior, como já fora descrito por Uhlein (1991) e Silva & Toledo (1994). Estas zonas podem ser entendidas como zonas de cisalhamento inter e intraestratais relativas a fase inicial de geração dos cinturões de cavalgamento e empurrões, tal como descritas por Alkmim & Danderfer (1995).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F. & DANDERFER, A. 1995. Basement-involved and detached phases in the evolution of fold-thrust belts: Examples of the Southern Cordilheira do Espinhaço and the Paramirim deformation corridor, Brazil. 12th Int.Conference on Basement Tect. 95, *Abstracts*, p12-13
- ALMEIDA ABREU, P.A. 1985. Mapa geológico da Quadrícula de Cuiabá (1:25.000) Centro de Geologia Eschwege.
- ALMEIDA ABREU, P.A.; PFLUG, R.; SCHORCHER, H.D. 1992. Cover/basement relationships in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl.Geol.Paläont.*, Teil I (1991), 6: 1740-1760
- ALMEIDA ABREU, P.A. & PFLUG, R. 1994. The Geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl.Geol.Paläont.*, Teil I (1993), 1/2: 21-44
- DUSSIN, I.A. 1994. Evolution Structurale de la Region de L'Espinhaço Meridional, Bordure Sud-Est du Craton São Francisco, Brésil. Université d'Orleans, p. 41-56. (Tese de doutoramento).
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A.; SCHORSCHER, H.D. 1984. Estratigrafia da seqüência supracrustal arquena na porção mediana-central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: CONGR.BRAS.GEOL., 33, Rio de Janeiro 1984, *Anais...Rio de Janeiro*, SBG, v.6, p.2654-2667.
- PFLUG, R. 1965 Zur Geologie der südlichen Espinhaço-Zone und ihrer präcambrischen Diamantvorkommen, Minas Gerais, Brasilien. *Z.Deutschen Geol.Ges.*, Bd.115/I: 177-215
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. 1981. Mapa geológico da Quadrícula de Gouveia (1:25.000). Centro de Geologia Eschwege
- SILVA, R.R. & TOLEDO, C.L.B. 1993. A Proterozoic duplex thrust system in the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl.Geol.Paläont.*, Teil I (1991), 6: 1740-1760.

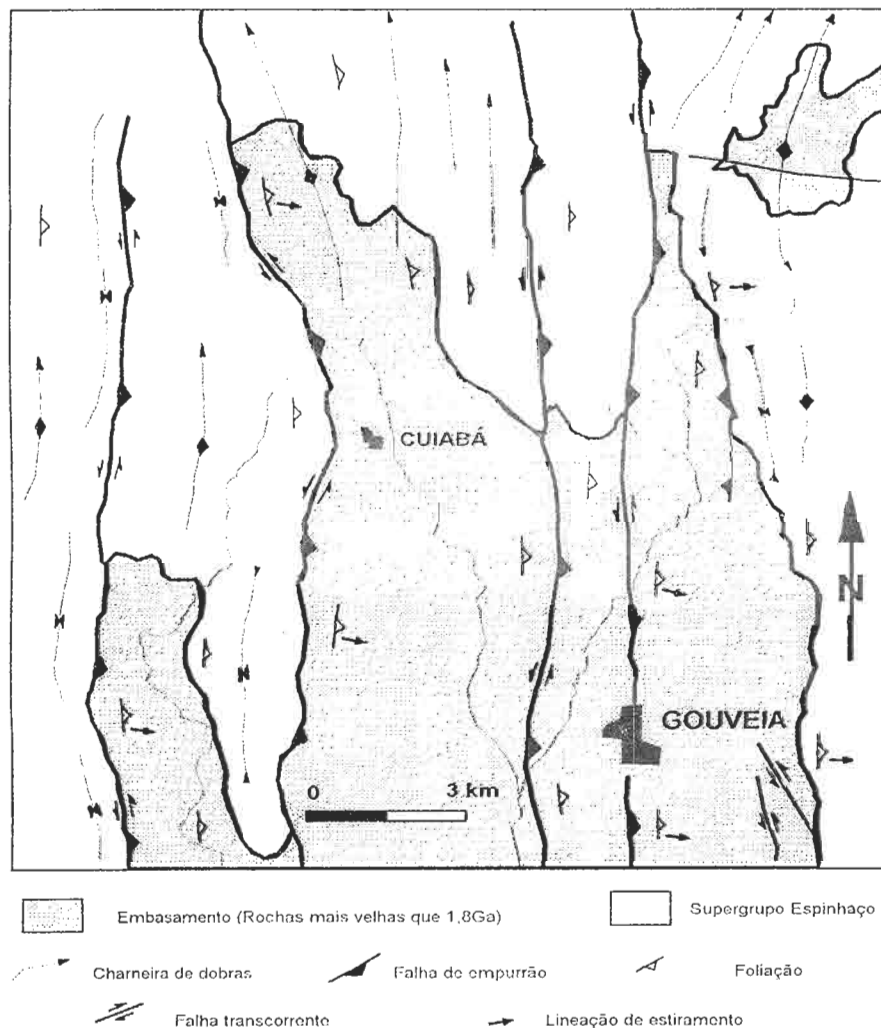


Fig.1 Mapa geológico esquemático da zona periclinal do Anticlinório de Gouveia. (Obs: não contém as intrusivas pós-Espinhaço). Modificado a partir de Almeida Abreu (1985) e Schöll & Fogaça (1981).

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO DE GOUVEIA, ESPINHAÇO MERIDIONAL, MG

AUGUSTIN, C.H.R.R. - CPMTC/IGC/UFMG

INTRODUÇÃO

A evolução da chamada "depressão de Gouveia", sofreu grande influência estrutural. A erosão diferencial, que atuou localmente, foi responsável pela retirada das camadas metamórficas de rochas do Espinhaço, expondo o granito-gnaiss do embasamento (Fig.1). O encaixe da drenagem dos ribeirões da Areia e do Chiqueiro, seguindo em especial os eixos dos sinclinais e anticlinais (Augustin 1995) foi responsável não só pela expansão do talvegue à montante, como também por seu alargamento à partir do recuo lateral das escarpas formadas pelos xistos do Supergrupo Rio Paraúna e quartzitos, filitos do Supergrupo Espinhaço, num modelo semelhante ao proposto por King (1956, 1962).

CICLOS EVOLUTIVOS E SUA EXPRESSÃO MORFOLÓGICA ATUAL

A plotagem da distribuição altimétrica (frequência altimétrica) no mapa do município, permitiu a identificação de cinco (5) grandes unidades morfoestruturais na área. A primeira unidade (fig. 2) a mais alta (1300-1450m) ocupa cerca de 8,9% do território mapeado e é formada basicamente por rochas da Formação São João da Chapada. São rochas quartzíticas com composições que variam de 70 a 90% de quartzo, e de 25 a 30 % de sericita (Almeida Abreu 1989). No centro oeste do município, parte desse domínio é encontrado sobre rochas da Formação Galho do Miguel. Estas rochas também compõem o principal substrato rochoso do segundo nível topográfico, compreendido entre 1200 e 1300m e perfazendo 25,37% da superfície total mapeada no Município. A Formação Galho do Miguel é caracterizada por ortoquartzitos finos, muito diaclasados o que possibilitou o desenvolvimento de um sistema eficiente de juntas e fraturas. Sobre estas rochas que foi elaborada a Superfície Chapadinha, ao norte de Cuiabá, correlativa à Superfície Guinda, próxima a Diamantina. Estas superfícies, pouco dissecadas pela drenagem quaternária, constituem remanescentes da superfície Sul-Americana, identificada por King em 1956. Ele atribui (1964) sua elaboração à predominância de processos de pedimentação no início do Cenozóico. Embora King (1964) tenha reconhecido a mesma superfície bastante dissecada e caracterizada por incisão de vales da "bacia do Paraná até a Bahia", em Gouveia, ela foi

mantida com relativa estabilidade. Esta estabilidade está correlacionada principalmente aos aspectos litoestruturais da geologia da área na qual a extrema permeabilidade das rochas do Supergrupo Espinhaço, através de seus sistemas de juntas e fraturas, retardou um entalhe mais eficiente da drenagem. A abertura dos vales do ribeirão da Areia e Chiqueiro e o recuo de suas cabeceiras só mostram eficientes porque exploram os eixos dos sinclinais e anticlinais. Esta abertura propiciou a coexistência, semelhante ao modelo de King, da Superfície Sul-Americana com outra, mais recente, a Velhas, do Terciário Superior.

A Superfície Velhas foi elaborada principalmente sobre os xistos do Grupo Costa Sena, do Supergrupo Rio Paraúna. Contudo, parte da Superfície Sul-Americana pode ainda ser encontrada também sobre estas rochas, nas porções mais distantes dos interflúvios. Nessas porções do relevo, os resíduos bauxitizados (Augustin 1995) testemunham um longo ciclo geoquímico de intemperismo (Augustin 1995). Mapeada pela mesma autora (1995) como "Superfície Residual Antiga", esta superfície se encontra em altitudes que variam de 1200 e 1000 m e representam 59% aproximadamente da superfície mapeada. Abaixo de 1000m, predomina o granito milonitizado do Embasamento Cristalino. Denominados por Augustin (1995) de "Superfície mais recente de Retrabalhamento" ela corresponde ao nível Pliocênico/Holocênico, caracterizado por entalhe eficaz da rede de drenagem de ordens menores, que permitiu o recuo das cabeceiras (Ciclo Paraguaçu). Este recuo, no entanto, provocou pouca alteração da superfície Velhas, que se manteve relativamente intacta. O ciclo Paraguaçu corresponde às áreas de Anfiteatros e Alvéolos de Deposição susceptíveis ao voçorocamento. O ciclo erosivo Plio-Pleistocênico propiciou, além do entalhe de ravinas profundas, a deposição de cascalheiras de espessuras métricas. Estas foram soterradas por material coluvial deslocado durante o Pleistoceno superior e Holoceno, como demonstram datações de ^{14}C em depósitos de argilas ricas em matéria orgânica (Augustin 1994).

Variações cíclicas parecem ter recorrido na área após o Pleistoceno Superior, marcando fases sucessivas de entalhe de canais de pequena ordem e seu entupimento por material coluvial. As fases de incisão linear tendem a recorrer nas mesmas porções da vertente, levando à manutenção de remanescentes de superfícies mais antigas nos interflúvios. A pedogênese ocorrida no colúvio se processou, em grande parte, após o início do Holoceno (12.000 Ka),

apontando para um recuo dessa instabilidade, o que propiciou o desenvolvimento de latossolos maduros (Augustin 1995). A fase atual é marcada por outra retomada erosiva induzida pela ação antrópica, na qual associam-se erosão linear concentrada (voçorocamento), predominando em especial nas antigas áreas de instabilidade e a erosão em lençol, atuando no restante da vertente.

BIBLIOGRAFIA

Almeida Abreu, P.A. (1989): Geologia das Quadrículas de Onça e Cuiabá (Gouveia, M.G.) - Região Mediana Central da Serra do Espinhaço Meridional - Tese de Mestrado: 148 p., UFRJ, Rio de Janeiro.

Augustin, C. H. R. R. (1994): Amphitheatres and Hollows with Depositional Sequences and their Significance on the Evolution of Tropical Landscape. 14 Intern. Sedimentol. Congr., 14. *Anais...*, IAS/UFPE, Recife. pp. G5.

Augustin, C. H. R. R. (1995): Geoökologische Studien im südlichen Espinhaço Gebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien unter besonder Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung. Tese de doutorado (inédita):147 p., Universidade de Frankfurt, Frankfurt, Alemanha.

King, L. (1957): A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia* 18(2):147-265, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Rio de Janeiro.

King, L. (1962): *The Morphology of the Earth*. Olier & Boyd; Edinburg.

King, L. (1975): *Canons of Landscap Evolution*. Benchmark Papers in Geology Planation Surfaces Vol 22:281-292, ADAMS, G. (ed.), Strodsburg, Pennsylvania.

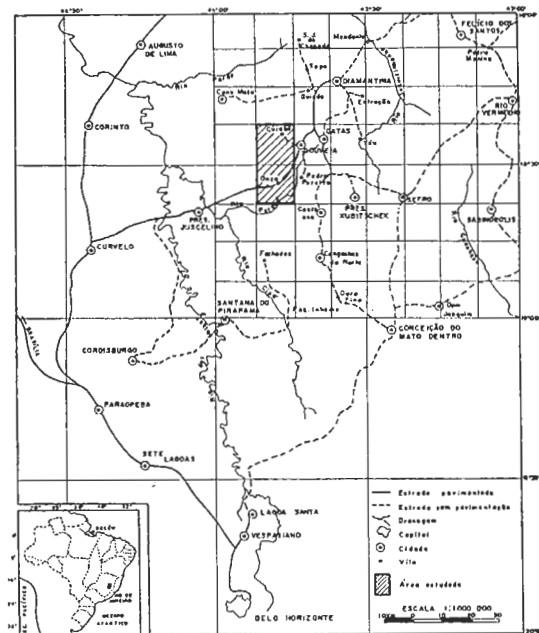


Fig. 1: Mapa de localização e acesso

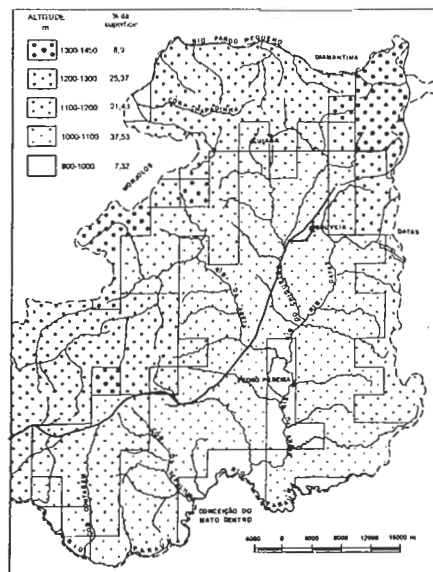


Fig. 2: Domínios altimétricos e respectivas percentagens de superfície coberta

CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA DA REGIÃO DE DESEMBARGADOR OTONI, PLANALTO DE MINAS, DIAMANTINA (MG)

ANA MARIA DIAS CHULA - CPMTC/IGC/UFMG (Mestrado em Geologia)

LUIZ GUILHERME KNAUER - CPMTC/IGC/UFMG-UNESP

PEDRO ÂNGELO ALMEIDA ABREU - CPMTC/CGE/IGC/UFMG

INTRODUÇÃO

A região de Desembargador Otoni-Planalto de Minas (Folha Carbonita), a NE de Diamantina, pode ser considerada como área-chave para a compreensão dos processos evolutivos da "Cadeia Espinhaço", já que situa-se próxima aos limites entre os segmentos Setentrional e Meridional. Este trabalho relata os resultados preliminares do mapeamento geológico (1:50.000) daquela região de Minas Gerais, em área de 280 km², ainda em andamento.

TRABALHOS PRÉVIOS E GEOLOGIA REGIONAL

A área em questão situa-se em um contexto geológico que pode ser simplificado à partir dos trabalhos de Pflug & Renger (1973), Schöll & Fogaça (1979) e Fogaça (1985), onde podem ser caracterizados no Arqueano, o Complexo Basal, predominantemente granítico/gnaissico e o Supergrupo Rio Paraúna, envolvendo xistos, metavulcânicas e quartzitos.

A principal unidade da Serra do Espinhaço é a espessa seqüência metasedimentar Mesoproterozóica, predominantemente quartzítica do chamado Supergrupo Espinhaço, dividida classicamente por Pflug (1968) em oito formações. As duas formações mais basais (São João da Chapada e Sopa-Brumadinho) apresentam importantes intercalações de filitos hematíticos, xistos verdes e metavulcanitos ácidos (estes com idades U/Pb em zircões de 1715 +/- 2 Ma, Machado et al., 1989). O Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger, 1973) inclui o Grupo Macaúbas (em parte de origem glacial), especialmente com metadiamicititos e outros metas-sedimentos clásticos, além de xistos verdes (Hettich, 1973), e o Grupo Bambuí, que representa importante seqüência pelito-carbonática do Neoproterozóico.

LITOESTRATIGRAFIA

Foram reconhecidos na área, além da seqüência com metadiamicititos correlacionada às seções basais do Grupo Macaúbas, três conjuntos litoestratigráficos informalmente designados de Unidade Quebra Pés, amplamente dominante, Unidade Tapera, que aflora na

porção oeste, central e leste e Unidade Serra do Atalho, aflorante nas porções oeste e leste da área, todas formando faixas alongadas na direção norte-sul. Metariolitos, petrográfica e geoquimicamente semelhantes àqueles da região de Conceição do Mato Dentro (Renger, 1970) ocorrem como afloramentos descontínuos na direção norte-sul, aflorando no contato entre as unidades Tapera e Serra do Atalho ou intercalados nesta última.

A seqüência mais antiga observada corresponde à Unidade Quebra Pés, especialmente caracterizada por xistos verdes que podem (cf. Schrank et al., 1978) ser separados em três "conjuntos": maciços, bandados e amigdaloidais. Os xistos verdes maciços podem preservar localmente estruturas vulcânicas incluindo *pillow lavas* e *brechas de pillow*", podendo ser genericamente classificados como epidoto-actinolita xistos. Os tipos bandados preservam eventualmente amígdalas esféricas ou sigmoidais e estruturas do tipo *"brecha de pillow"*, correspondendo a clorita-actinolita xistos e plagioclásio-quartzo-actinolita xistos. Os xistos verdes amigdaloidais são epidoto-actinolita xistos com amígdalas milimétricas até centimétricas esféricas, preenchidas por plagioclásio (albita), epidoto, plagioclásio e epidoto, plagioclásio e clorita, ou clorita e epidoto. Rochas quartzíticas e filitos intercalam-se aos xistos verdes, possuindo origem vulcanoclástica.

A Unidade Tapera, intermediária, apresenta, quando não afetados por tectonismo, contatos tanto inferiores (com a Unidade Quebra Pés) como superiores (com a Unidade Serra do Atalho) marcadamente normais e concordantes. Predominam quartzitos finos e impuros com intercalações milimétricas até decimétricas de sericita-quartzo xisto esverdeado. Intercalações de verdadeiros filitos hematíticos na forma de lentes descontínuas de pequena espessura (até 2 metros) podem aparecer, assim como intercalações métricas de xistos verdes, estas últimas mais comuns nas seções basais da unidade.

A Unidade Serra do Atalho mostra o predomínio de metarenitos de cor branca, finos a médios com grânulos esparsos, se bem que termos grosseiros e/ou ferruginosos possam ser reconhecidos, assim como microconglomerados clasto ou matriz-suportado. Metaconglomerados polimíticos são mais raros, apresentando matriz quartzítica média e seixos de quartzo, quartzito branco e quartzito ferruginoso.

Intercalações métricas de filitos hematíticos ocorrem localmente e, via de regra, estratigraficamente abaixo dos metariolitos. Estruturas sedimentares não são raras, incluindo estratificações cruzadas de pequeno a grande porte acanaladas e, mais comumente, tangenciais à base, cuja análise estatística inicial revela fluxo de oeste para leste.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

O arranjo espacial das unidades litológicas mostra uma direção geral N-S, definindo faixas alongadas de larguras variáveis. As repetições das unidades e inversões estratigráficas observadas são decorrentes de falhas inversas que possuem vergência para oeste. A estrutura planar de maior distribuição nas rochas da região é uma foliação milonítica (Sn), planar e penetrativa de atitude N27°E/28°SE, subparalela ao acamamento de atitude N15°E/29°SE. Sobre esta foliação é comum a presença de uma pronunciada lineação mineral (Ln), de direção S85°E/28°, ressaltada pela orientação das palhetas de mica branca e prismas de anfibólio (tremolita-actinolita). Dobras fechadas a abertas, assimétricas e com vergência geral para oeste estão presentes localmente. Os eixos destes dobramentos possuem orientação predominante S10°W/01°SW sendo, portanto, subhorizontais e subperpendiculares à lineação mineral. Outra estrutura impressa sobre a foliação Sn é uma lineação de crenulação cuja atitude mais freqüente é S15°W/01°SW. Fraturas são marcantes e possuem direção principal N20°W/85°NE, porém atitudes aproximadamente E-W/subvertical também ocorrem. Sombras de pressão assimétricas, foliação S-C e sigmóides de quartzo são feições relativamente comuns em toda a área.

CONCLUSÕES

Considerando os dados apresentados anteriormente, assim como os contatos normais e concordantes entre as unidades Quebra Pés, Tapera e Serra do Atalho e a datação existente para o metariolito aflorante na área (1752 +/- 2 Ma, U/Pb em zircões, Machado et al., 1989), algumas conclusões importantes podem ser apresentadas:

1) A Unidade Quebra Pés, com suas *pillow lavas* preservadas, representa vulcanismo subaquático em corpo de água que é progressivamente assoreado durante a deposição das rochas incluídas na Unidade Tapera (de características em parte lacustrinas);

2) A Unidade Serra do Atalho representa ambientes fluviais com retrabalhamento eólico localizado, correspondendo ao completo assoreamento da calha lacustrina original;

3) As três unidades podem ser correlacionadas à base do Supergrupo Espinhaço na região, evidenciando os processos iniciais de sua fase *rift*, com magmatismo inicial de provável caráter bimodal.

4) A associação das estruturas descritas no item Geologia Estrutural, permite a definição de um evento deformacional principal marcado por transporte de leste para oeste, heterogêneo, e nitidamente tangencial, o que é similar com outras regiões da Serra do Espinhaço Meridional (Almeida Abreu et al., 1986b; Knauer, 1990 e Rolim, 1992).

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA ABREU, P.A., FERNANDES, P.C. de O., KNAUER, L.G., HARTMANN, M.B., DONATO, M.T.R. & SCHORCHER, H.D. (1986b): Elementos da zona de cisalhamento dúctil da borda oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. - Anais XXXIV Congr. Bras. Geol., 2, p. 1219-1236. Goiânia.
- FOGAÇA, A.C.C. (1985): Serra do Espinhaço Meridional: Geologia dos terrenos arqueanos e proterozóicos. - Anais III Simp. Geol. Minas Gerais, p. 377-383, Belo Horizonte.
- HETTICH, M. (1973): Zur Stratigraphie und Genese des Macaúbas nördlich der Serra Negra, Espinhaço-zone (Minas Gerais, Brasilien). - Diss., Univ. Freiburg, 42p., Freiburg.
- KNAUER, L.G. (1990): Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de Mestrado, Univ. Campinas, 298p.
- MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R. de, KNAUER, L.G. & ALMEIDA ABREU, P.A. (1989): Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. - Bol. 10, p.171-174, Belo Horizonte (SBG/Núcleo MG).
- PFLUG, R. (1968): Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. - DNPM, Div. Geol. Min., Bol. 226, 55p.
- PFLUG, R. & RENGGER, F. (1973): Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. - Anais XXVII Cong. Bras. Geol., 2, p. 5-19.
- RENGGER, F. (1970): Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. - Geol. Rundschau, 59, p.1253-1292.
- ROLIM, V.K. (1992): Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço, baseada na geometria dos falhamentos de empurrão. - Anais do VI Simp. Geol. Minas Gerais, p.75-77, Ouro Preto.
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979): Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. - Atas I Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 1, p.55-73, Diamantina (SBG/Núcleo MG).
- SCHRANK, A., DOURADO, B.C.V. & BIONDI, J.C. (1978): Estudo preliminar dos metavulcanitos do Grupo Macaúbas na região do Alto Jequitinhonha-MG. - XXX Cong. Bras. Geol., 3, p.1323-1335, Recife.

MINERAÇÃO E PERCEPÇÃO AMBIENTAL NA TOPONÍMIA DA MESOREGIÃO DO JEQUITINHONHA

JOSÉ ANTÔNIO SOUZA DE DEUS - IGC/UFMG
MARLY NOGUEIRA - ICG/UFMG

O Vale do Jequitinhonha e particularmente a região de Diamantina se destacam pela beleza de suas paisagens naturais, e também por seu rico acervo histórico-cultural vinculado à saga da mineração e dos garimpos, bases da economia regional desde os primórdios da ocupação do território. A vegetação do Distrito Diamantino, para os cronistas do século XIX, era a mais peculiar e bem formada flora dos campos observada no Planalto. Os viajantes assinalaram também, na Época, a presença de uma fauna típica, característica do Sertão (Spix & Martius 1981). Já as lavras exploradas na região, que eram puramente auríferas até o ano de 1729 (quando foram também descobertos o diamante, o topázio e outras pedras preciosas e semipreciosas) atraíam forasteiros de todas as procedências para estas terras, até então, virgens (Costa 1970; Santos 1976). À medida que declinava o ciclo minerador em outras regiões, levas de aventureiros dirigiam-se para as bacias dos rios Jequitinhonha e Araçuaí. A partir de 1800, os mineradores invadiriam assim o território imemorialmente habitado pelos pacíficos índios Maxacalis, no norte de Minas (Deus 1994). Em áreas de matas fechadas e quase impenetráveis se exploravam então, as gemas, sempre com o risco de um assalto de índios combativos como aqueles (da Nação Borun) que surpreenderam Spix e Martius, a caminho de Minas Novas, em 1818. Para investigar a influência da mineração, e os valores atribuídos ao Lugar pelos diferentes povos e culturas que desde tempos remotos ocuparam a região (europeus, índios e negros), tentamos discutir e analisar, sob a ótica da percepção ambiental, os registros toponímicos e os mecanismos de natureza topofílica, visíveis ou disponíveis nas cartas da Microregião Geográfica de Diamantina (pesquisada em nível de detalhe) e da Mesoregião do Jequitinhonha (investigada em nível mais geral). Falar de culturas é, evidentemente, falar de caminhos e dinâmicas diferentes, modos diversos de organizar, promover e defender a vida. E as diferentes culturas não devem ser encaradas como obstáculos, mas como realidades enriquecedoras para todos. Para Aleksander Solzenicyn, as culturas e as nações são as cores da humanidade (Valente 1995). E a topofilia, difusa como conceito, vívida e concreta como experiência pessoal, é o elo afetivo entre o indivíduo, sociedade ou cultura com o lugar ou ambiente físico (Tuan 1980). Em pesquisa similar, que realizamos anteriormente (Deus 1992), na região do

Quadrilátero Ferrífero, tivemos a oportunidade de observar o caráter naturalista da toponímia (e percepção do espaço) indígenas, e o forte viés economicista ou religioso da toponímia de origem europeia. Tal fato demonstra, por um lado, a natureza ecológica das culturas ameríndias e, por outro lado, o caráter ambivalente da conquista europeia (em termos clássicos já indiscutivelmente notabilizada como veículo de expansão da fé, e de exploração de riquezas, sobretudo minerais). Embora registros toponímicos de origem indígena ou africana não sejam muito comuns na Mesoregião do Jequitinhonha e Microregião de Diamantina, as conclusões obtidas no Quadrilátero podem ser fundamentalmente validadas aí: de fato são sugestivamente, de caráter ecológico, as denominações indígenas de diversas localidades, rios e acidentes físicos situados na região: "O Rio das Grandes Araras" (Rio Araçuaí), "Águas Claras" (Itinga), "O Rio das Pedras ou dos Seixos Rolados" (Itamarandiba), "O Rio dos Acarás" (Carafá), "O Rio dos Curimatãs" (Curimataí), "O Rio das Capivaras" (Capivari), "Correnteza" (Inhafá), "Rio Negro" (Paraúna), "Banco de Seixos" (Itaipava), "A Pequena Mata Virgem" (Caeté-Mirim), "Morro Agudo" (Itambé), "Morro Redondo" (Itapirapuã)- Gregório 1980. São bastante comuns, na toponímia europeia, as denominações com forte vínculo com a atividade mineral (Diamantina, Pedra Azul, Minas Novas, Datas, Berilo, Turmalina, Carbonita, Prata, Extração, Lavras, Lavrinhas, Pedreira, Serra dos Cristais, etc.) ou religiosa (Virgem da Lapa, São João da Chapada, Santa Maria do Salto, Novo Cruzeiro, Capelinha, São Gonçalo do Rio das Pedras, São José da Cachoeira, Santo Antônio do Itambé, Santo Antônio do Norte, Abadia, Campo de São Domingos...), embora também existam muitos topônimos de origem portuguesa de natureza geográfico-ecológica, ou de caráter econômico ligados a outras atividades produtivas - agrícola, pastoril, etc. (Barbosa 1971). A mineração influenciou significativamente os mais importantes topônimos da Mesoregião do Jequitinhonha, tendo a atividade contribuído também (embora menos expressivamente) para a denominação dos acidentes físicos, cursos fluviais e localidades menores na Microregião de Diamantina. Interesses econômicos idênticos e preocupações similares de caráter místico ou ecológico, estiveram, portando, igualmente presentes entre os diferentes vetores ou segmentos culturais na área central (a grande "área core"...) de

Minas Gerais, ou seja, a região que se estende desde o Quadrilátero Ferrífero (ao sul) até a região de Diamantina (a nordeste do estado).

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, W.A. 1971. A decadência das minas e a fuga da mineração. Belo Horizonte, Imprensa da UFMG, 264 p.
- COSTA, J.R. 1970. Toponímia de Minas Gerais com estudo histórico da divisão territorial administrativa. Belo Horizonte: Imprensa Oficial do Estado de Minas Gerais. 429 p.
- DEUS, J.A.S. 1992. Toponímia da Região Metropolitana de Belo Horizonte: uma abordagem histórico-cultural da percepção ambiental. In: Simpósio Situação ambiental e qualidade de vida na região metropolitana de Belo Horizonte e Minas Gerais, 2, BH, 1992. Anais... Belo Horizonte: ABGE, p. 37-38.
- DEUS, J.A.S. 1994. A atividade mineral e os processos de atualização cultural no contexto da evolução histórica da humanidade. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú (SC), 1994. Boletim de Resumos Expandidos... Balneário Camboriú (SC); SBG, v. 1, p. 1-2.
- GREGÓRIO, I.J. 1980. Contribuição indígena ao Brasil. Juiz de Fora (MG): Esdeva Empresa Gráfica Ltda. 1316 p.
- SANTOS, J.F. 1976. Memórias do Distrito Diamantino da Comarca do Serro Frio (Província de Minas Gerais). 4.ed. Belo Horizonte: EDUSP/Liv. Itatiaia Ed. Ltda. 338 p.
- SPIX, J.B. & MARTIUS, C.F.P. 1981. Viagem pelo Brasil. Vol. II. Trad. de L.F. Lahmeyer. Belo Horizonte: EDUSP/Liv. Itatiaia Ed. Ltda. 301 p. (Original alemão)
- TUAN, Y.F. 1980. Topofilia: um estudo da percepção, atitudes e valores do meio ambiente. Trad. de Livia de Oliveira. São Paulo: Difusão Editorial S/A. 288 p. (Original inglês)
- VALENTE, G. 1995. Alexis II: do comunismo à cultura. Entrevista com o Patriarca de Moscou. 30 dias na Igreja e no mundo, v. 9, n. 1, p. 18-24.

O GRUPO CONSELHEIRO MATA NO SEU QUADRO PALEOGEOGRÁFICO E ESTRATIGRÁFICO

HENRI DUPONT - IGC/UFMG

No topo da Formação Galho do Miguel, constituída em maioria de fácies areníticas eólicas, repousam as cinco formações do Grupo Conselheiro Mata, parte superior do Supergrupo Espinhaço. Afloram na parte ocidental da Serra do Espinhaço e ao redor da Serra do Cabral. É considerado como fase flexural posterior a fase rifte que depositou o Grupo Diamantina (Martins Neto, 1995). Os riftes apresentam grabens com direção meridiana e fonte principal do sedimento a oeste.

O embasamento aflora em quatro regiões diferentes. Na região de Gouveia, está em contato com várias formações ou seqüências do Grupo Diamantina desde a base até a Formação Galho do Miguel. Na região de Itacambira, o embasamento é recoberto por uma pequena espessura de fácies fluviais e eólicas do Espinhaço inferior. Em Correntina (Ba), Januária e Galheiros (Go), uma espessura reduzida das fácies do Grupo Bambuí recobre o embasamento e a região representa um dos maiores e mais estáveis paleoaltos do craton durante a deposição dos supergrupos Espinhaço e São Francisco. A região situada entre Belo Horizonte e Sete Lagoas estava também exposta durante a sedimentação das fácies do Espinhaço. Neste quadro, apresentamos um esboço da estratigrafia do Grupo Conselheiro Mata na região de definição do Grupo e a sessenta quilômetros de distância, na borda leste da Serra do Cabral.

Na região de Conselheiro Mata afloram as cinco unidades do grupo, com uma espessura aproximada de 800 metros. Na Serra do Cabral afloram apenas as duas unidades inferiores: a Formação Santa Rita com aproximadamente 90 metros e a Formação Córrego dos Borges, localmente erodida pelo evento glacial Jequitaiá, com uma espessura máxima de 50 metros. Apesar de não ter continuidade entre as duas áreas, não há dúvida a respeito desta correlação litológica. Da base para o topo, superpõem-se as Formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. As Formações Santa Rita, Córrego da Bandeira e Rio Pardo Grande são constituídas de fácies de granulometria fina, podendo existir localmente porções areníticas. São consideradas pelos autores anteriores, fácies transgressivas de plataforma pouco profunda. As Formações Córrego do Borges e Córrego Pereira são constituídas de arenitos e consideradas pelos autores anteriores, fácies de plataforma rasa.

A transição entre a Formação Galho do Miguel e a Formação Santa Rita é muito bem exposta na borda leste da Serra do Cabral, no Córrego Embaiassaiá

situado 2 km ao sul de Joaquim Felício. Consiste em cinco ritmos de granulometria crescente. Os 4 ritmos inferiores com espessura média de 15 metros apresentam nas partes superiores areníticas, um grande número de estratificações obliquas acanaladas com direção do fluxo para 180° - 220°. O quinto ritmo de apenas 6 metros de espessura, de granulometria também crescente difere dos inferiores pela predominância de camadas de arenito bem estratificado, mais finas e com numerosas marcas de onda bastante simétricas e bifurcadas. Estes ritmos são interpretados como resultando de controle autocíclico em ambiente de canais deltáicos passando verticalmente para ambiente mais litorâneo (quinto ritmo). É característico o padrão de paleocorrente com transporte para sul em vários ritmos semelhantes observados na mesma posição estratigráfica, em outros córregos da borda oriental da Serra.

A Formação Santa Rita, bem exposta com um pouco mais de 100 m de espessura em Joaquim Felício e constituída de dois membros de litologias finas separadas por um membro arenítico, representa uma ilha em barreira transgressiva. O membro basal é a fácies lagunar e o membro superior a parte plataformal (Figueiredo & Corgozinho, 1993). Em todas as seções observadas, os diques de areia pós-sedimentares encontram-se apenas nas fácies lagunares, as vezes junto com ritmos decimétricos com microbrecha sinsedimentar basal que marca eventos de tempestade.

A Formação Córrego dos Borges aflora na Serra do Cabral em um máximo de 40 metros de arenito de fácies litorânea com marcas de ondas simétricas a assimétricas abundantes e estratificações obliquas de direções variadas. É considerada progradante sobre o membro superior da Formação Santa Rita de litologia mais fina e a observação, nas escarpas, do contato das duas litologias, confirma um contexto interdigitado progradante.

A Formação Córrego da Bandeira aflora a leste de Conselheiro Mata com cerca de 100 metros de espessura de siliciclásticos finos, encerrando um membro de arenito com estratificações obliquas de direções de fluxo variadas. Representa o segundo afoamento da plataforma siliciclástica.

A Formação Córrego Pereira com 250m de espessura segundo os autores anteriores, é constituída de arenitos localmente feldspáticos. Um mapeamento de detalhe executado com alunos da UFMG, mostrou que a parte principal do pacote de arenitos apresenta quase unicamente estratificações obliquas acanaladas

de pequeno a grande porte, invariavelmente apontando o transporte para norte. Setenta medidas de paleocorrentes foram computadas na área. Apenas nas camadas da base e do topo da formação, foram observadas direções de paleocorrentes variadas. Essas observações interpretam a Formação Córrego Pereira da região de Conselheiro Mata como uma planície aluvial progradando para norte, sobre os siliciclásticos finos do topo da formação Córrego da Bandeira.

A transição entre as Formações Córrego Pereira e Rio Pardo Grande na região de Conselheiro Mata é marcada por uma camada guia de alguns decímetros de espessura existindo invariavelmente acima das primeiras camadas de arenito com direções de paleocorrentes variadas. É caracterizada por ondulações cavalgantes, laminações truncadas por ondas e pequenos diques de areia. Marca o início do terceiro afogamento da plataforma siliciclástica durante a deposição das fácies do Grupo Conselheiro Mata. O afloramento mais conhecido desta camada guia fica à margem do Ribeirão das Varas em Conselheiro Mata. A mesma camada foi observada na mesma posição estratigráfica em quatro locais. No topo da Formação Rio Pardo Grande, em Rodeador, existem dois níveis de recifes de estromatólitos completamente dolomitizados. Os detritos da geleira Jequitai ocorrem apenas como preenchimento de grandes diques clásticos e os mármores Bambuí transgressivos de fácies Pedro Leopoldo recobrem, em contato erosivo, os recifes da Formação Rio Pardo Grande (Dupont, 1991).

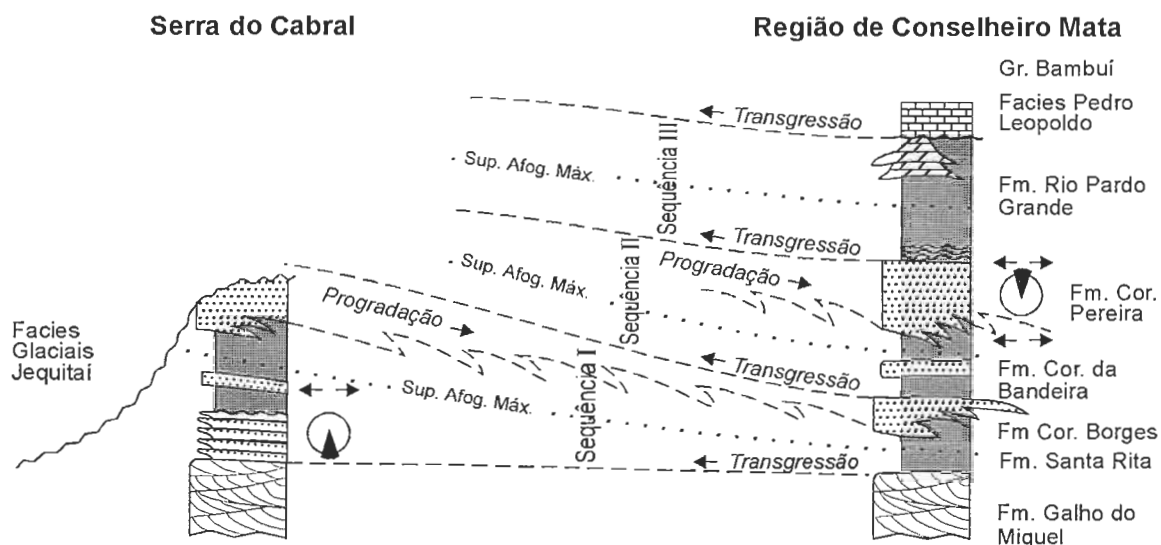
Na Serra do Cabral os sedimentos deixados pelo evento glacial Jequitai (diamictitos e varvitos) repousam por contato erosivo escarpado sobre desde os ritmos transgressivos do topo da Formação Galho do Miguel até os arenitos da Formação Córrego dos Borges. Não há no local argumento para considerar uma discordância angular. A base do Bambuí é

constituída por 2000m de lutitos, sotopostos ao primeiro nível carbonatado e formando em conjunto o primeiro dos três ritmos de batimetria decrescente do Bambuí.

Neste esquema estratigráfico, o Grupo Conselheiro Mata é formado pela superposição de três seqüências deposicionais com uma parte basal transgressiva e de uma parte superior progradante, e subdividido por três superfícies de afogamento máximo situadas nas Formações Santa Rita, Córrego da Bandeira e Rio Pardo Grande. Os contatos Santa Rita/Córrego dos Borges e Córrego da Bandeira/ Córrego Pereira são interdigitados e cada vez mais jovens na direção da progradação. Os dois últimos afogamentos não atingiram necessariamente a Serra do Cabral onde talvez as Formações Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande jamais foram depositadas. Este esquema deve servir como modelo preditivo, na procura de contatos erosivos e interdigitados e ajudar no mapeamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANJOS, K.M. & FURTADO, R.I. (1994) Geologia da região a leste da Serra do Cabral, trab.grad., 133p., IGC UFMG (inédito).
 DINIS, H.B. & PINHEIRO, R.M. (1980) Geologia da quadric. de Conselheiro Mata. Proj.Espinhaço, conv. DNP/CPRM/CGE.
 DUPONT, H. (1991) Perfil geológico entre Rodeador e Santo Hipólito. An. VIº Simp. Geol. M.G., Ouro Preto, p. 215.
 FIGUEIREDO, C.C. & CORGOZINHO, D.V. (1993) Geologia da reg. de Joaquim Felício, trab. grad., 86p., IGC-UFMG. (inédito).
 GARCIA, A.J. & UHLEIN, A. (1987) Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina. An. Simp.Sist. Depos. no Precamb. S.B.G. Núcleo M.G., Bol. Nº 6: 113-136.
 MARTINS NETO M.A. (1995) Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. Neste simpósio.
 VAN WAGONER, W.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D., (1990) Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops. AAPG Methods in Exploration Series, Nº 7.



Perfil estratigráfico do Grupo Conselheiro Mata.

IDADE DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO: DETERMINAÇÃO $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ PELO MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DO Pb SOBRE MONOZIRCÕES DE METAVULCANITOS SINSEDIMENTARES

TÂNIA M. DUSSIN - IGC/UFMG
IVO A. DUSSIN - IGC/UFMG
PHILIPPE ROSSI - BRGM/Orleans
JACQUES CHARVET - Université d'Orleans

ABSTRACT

A séries of K- and Fe-rich metavolcanic rocks is coeval with continental sediments of the Espinhaço Supergroup. The results of a single zircon dating of these rocks by step-wise Pb-evaporation, yielded ages of 1710 ± 12 Ma for the crystallization of the volcanic protolith. This age indicates the initial magmatic activities related to Espinhaço rifting processes and is interpreted as the age of deposition of the Espinhaço Supergroup.

INTRODUÇÃO

A porção meridional do cinturão de dobramentos Araçuaí, na borda sudeste do Craton São Francisco, é formada em grande parte pelo Supergrupo Espinhaço, uma espessa sequência metassedimentar do tipo rift. A idade desta sequência constitui um dos maiores problemas da geologia regional e tem sido assunto de contínuas controvérsias. A fim de contribuir para a elucidação desta questão, determinações radiométricas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram realizadas sobre zircões de rochas metavulcânicas intercaladas na base do Supergrupo Espinhaço, bem conhecidas sob a designação informal de filito hematítico. Os resultados destas análises são aqui apresentados.

O rift Espinhaço representa uma bacia de direção submeridiana que se estende do Quadrilátero Ferrífero para norte por mais de 1500 km de extensão, cortando embasamento gnáissico arqueano e suas intercalações vulcano-sedimentares. O preenchimento da bacia é representado por espessas camadas de quartzitos com intercalações de metaconglomerados e filitos, que se dividem em duas grandes unidades: uma sequência basal representada por metassedimentos fluviais e marinhos rasos depositados durante a fase principal de *rifting* e uma sequência superior de metassedimentos marinhos que representa uma sedimentação pós-rift de caráter transgressivo.

Rochas vulcânicas aparecem na parte inferior da unidade basal em intercalação com os sedimentos das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho. A mineralogia essencial destas rochas, sericita e óxidos de Fe-Ti, é metamórfica mas texturas e

estruturas magmáticas estão localmente preservadas. A despeito da forte alteração secundária destas rochas, seu conteúdo em elementos litófilos reputados como relativamente imóveis, especialmente Zr, Y e REE são indicativos de que estas rochas representam magmatismo alcalino relacionado ao estágio inicial de *rifting* (Dussin *et al.*, 1995).

PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS E RESULTADOS

Um horizonte de lavas de aproximadamente 30 metros de espessura intercalado com quartzitos fluviais da Formação São João da Chapada que recobrem gnaisses do embasamento próximo à localidade de Barão de Guaicuí, aproximadamente 20 km a sudoeste de Diamantina, foi escolhido para estudo geocronológico. Frações de minerais pesados foram obtidas por trituração e separação de cerca de 150 kg de amostras. As frações obtidas foram processadas por peneiramento, separação magnética e gravimétrica. Cristais de zircão escolhidos para análise são límpidos, rosados e sem núcleos herdados e foram selecionados a partir da população mais representativa definida a partir de um estudo de morfologia de zircões. Os cristais selecionados são caracterizados por uma grande constância no arranjo das faces com cristais prismáticos (100) e piramidais (101), que plotam no campo D do diagrama tipológico de Pupin (1980). As análises isotópicas foram efetivadas pelo método da evaporação direta do Pb por intervalos de temperatura que fornece idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A técnica e o método de cálculo das idades estão descritos por Kober (1987).

Os resultados preliminares deste estudo são apresentados por Dussin *et al.* (1993). Resultados analíticos completos e dados sobre o estudo morfológico dos zircões estão em Dussin *et al.* (1995) e Dussin, I.A. (1994), respectivamente. As análises mostram um marcada perda em Pb nas bordas dos grãos, mas a constância das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nas partes mais internas dos cristais fornecem idades similares em torno de 1700 Ma. Esta idade é confirmada por dois grãos mostrando reduzida ou nenhuma perda de Pb. Estes cristais forneceram uma

média de idades de 1710 ± 12 Ma, calculada com base em 109 determinações realizadas (Tabela 1 e Figura 1). Esta idade é interpretada como idade de cristalização do zircão e do fluxo de lavas.

CONCLUSÕES

Os resultados obtidos representam a idade de deposição do Supergrupo Espinhaço indicando o período inicial de abertura da bacia. Os dados indicam que as manifestações vulcânicas iniciais no rift são contemporâneas à intrusão de granitos ricos em álcalis da Suíte Borrachudos na borda sudeste da bacia (regiões de Guanhães-Itabira) os quais tem idades de 1729 ± 12 Ma (Pb/Pb sobre zircões; dados de Dossin et al., 1993) e à extrusão de magmas riolíticos associados a grandes falhas tensionais NS na borda leste da cordilheira (região de Conceição do Mato Dentro) com idades entre 1711 e 1770 Ma (U/Pb sobre zircões; dados de Brito Neves et al., 1979 e Machado et al., 1989). Todos estes eventos magmáticos são relacionados à fraturação da crosta mesoproterozóica de características rígidas e implicam numa perturbação térmica no manto subjacente neste período.

REFERÊNCIAS

- Brito Neves, B.B.; Kawashita, K. and Delhal, J.(1979). A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Rev. Bras. Geoc.*, 9 (1): 71-85.
- Dossin, I.A., Dossin, T.M., Charvet, J., Cocheric, A. and Rossi, P.(1993). Single-Zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Mesoproterozoic magmatism in the Espinhaço Range, southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *An. II Simp. Craton São Francisco, Salvador*, pp. 39-42.
- Dussin, I.A.(1994). Evolution structurale de la partie méridionale de l'Espinhaço sur la bordure orientale du Craton São Francisco, Minas Gerais - Brésil: un exemple de tectonique protérozoïque superposé. Tese dout. Univ. Orléans, 200pp.
- Dussin, T.M., Dussin, I.A., Rossi, P. & Charvet, J.(1995). Dating of the Meso-proterozoic Tensional event in the Espinhaço Range, southeastern of the São Francisco Craton (SE Brazil) (*in press*).
- Kober, B.(1987). Single-zircon evaporation combined with Pb+Emitter Bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 63-71.
- Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G. and Abreu, P.A.A. (1989). Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *An V Simp. Geol. Núcleo M.G. and I Simp. Geol. Núcleo Brasília, SBG, Belo Horizonte*, Bol. 10: 171-174.
- Pupin, J.P.(1980). Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 207-220.

Cristais	Tipologia do Zircão	Intervalos de Evaporação	Número de Razões	T (°C)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (média)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \sigma$	Idade $\pm \sigma$ (Ma)
<i>C</i> (250 μm)	S24-S25	1	15	1500	7480	0.07704 \pm 39	1122 \pm 10
		2	28	1520	18400	0.09583 \pm 54	1544 \pm 11
		3	28	1560	25130	0.10297 \pm 73	1678 \pm 13
		4	15	1590	7740	0.10433 \pm 87	1702 \pm 15
		4	15				1702\pm15 Ma
<i>D</i> (220 μm)	D	1	27	1520	8260	0.10513 \pm 74	1717 \pm 13
		2	58	1560	13390	0.10481 \pm 35	1711 \pm 7
		3	9	1590	3190	0.10408 \pm 57	1698 \pm 10
		1/+2/+3	94				1711\pm12 Ma

Tabela 1: Dados isotópicos obtidos por evaporação de grãos de zircão dos filitos hematíticos (Barão de Guaicuí, Minas Gerais).

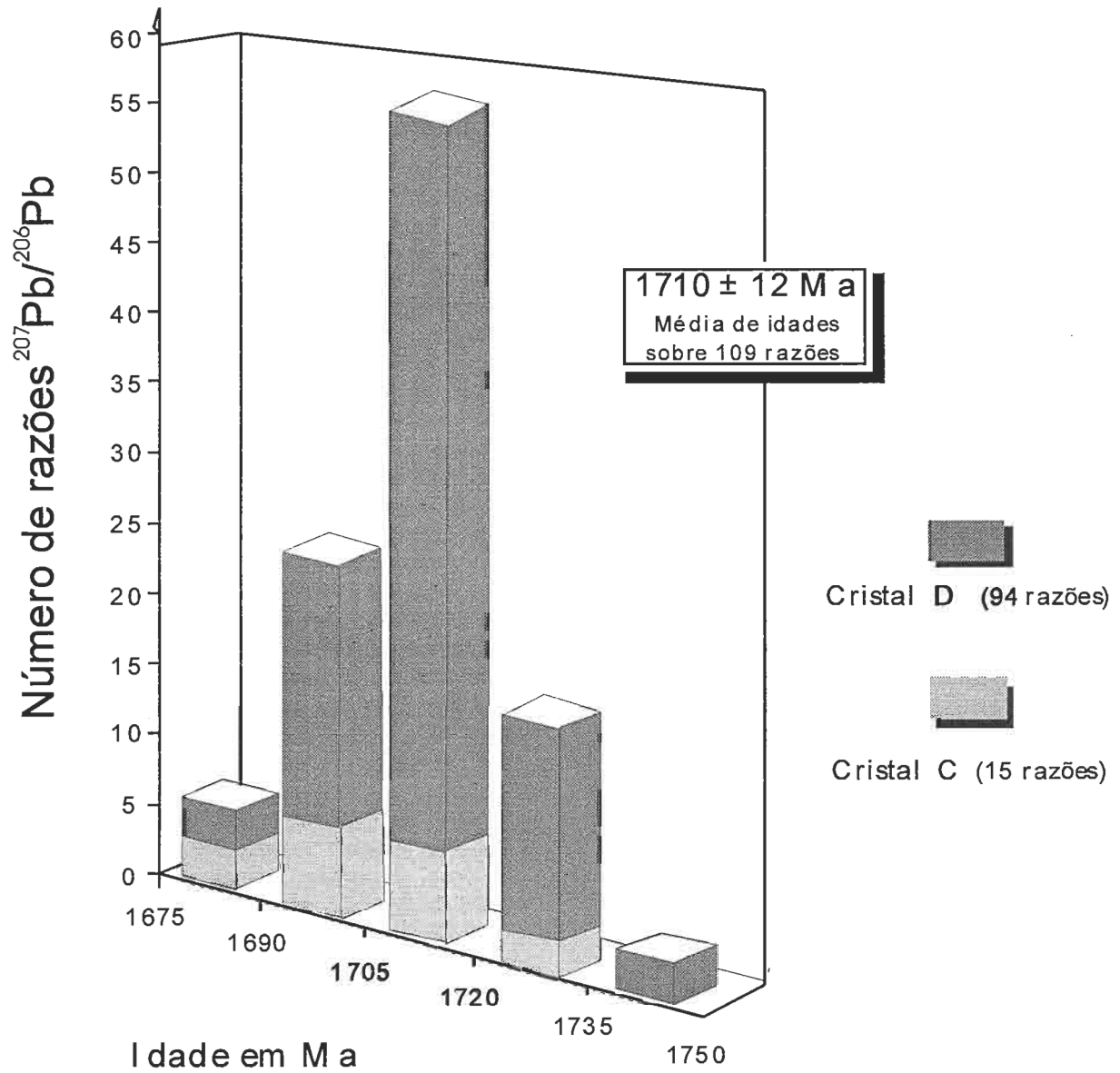


Figura 1: Histograma mostrando a distribuição de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em relação ao número de razões obtidas por evaporação de cristais de zircão dos filitos hematíticos.

OCORRÊNCIA, MORFOLOGIA E OBSERVAÇÕES DE MICROESTRUTURAS DAS CONCREÇÕES FERRUGINOSAS, ENCONTRADAS NA REGIÃO DE DIAMANTINA, SERRA DO ESPINHAÇO

HEINRICH ADOLF HORN - CPMTC/IGC/UFMG

GERALDO NORBERTO CHAVES SGARBI - IGC/UFMG

REINHARD WEYL - Siemens AG, ZFE-T-MR 2, München-Perlach, Alemanha

CIBELE TEIXEIRA PAIVA - CPMTC/IGC/UFMG - Bolsista IC-PRPq/CNPq

INTRODUÇÃO

Foram observadas concreções ferruginosas de corte circular e de forma esférica, às vezes achatadas, na área da Folha topográfica de Diamantina (1:100.000), nas formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho do Super Grupo Espinhaço. Essas concreções são constituídas de um núcleo de óxido de ferro, de um seixo ou de um centro atualmente vazio. Camadas formadas por óxidos ou hidróxidos de ferro, se agregam concêntricamente envolvendo todo o núcleo (Schöll & Fogaça 1981, Horn & Sgarbi 1992). Foram observadas concreções em unidades do Super Grupo Espinhaço: **CFH**-concr. filito hematítico no nível B; **CAM**-concr. Altitude Máxima no nível E; **CH**-concr. no Membro Campo Sampaio. Outras foram observadas superpostas a meta-magmatitos: **CDD**-concr. dique máficos Datas; **CS**-concr. Serro no colúvio de ultramáficas. As concreções se subdividem em dois grupos distintos - o *grupo pré-cambriano* (**GP**: CAM, CFH, CH) e o *grupo Terciário/Quaternário* (**GTQ**: CDD, CS), sendo que o último não se constitui em objeto deste artigo. O primeiro grupo se divide nas concreções observadas nos quartzitos (CAM) e no filito hematítico (CFH) e nas que ocorrem em filito (CH).

MORFOLOGIA, COMPOSIÇÃO PETROGRAFIA E QUÍMICA

Devido ao fato de que as concreções CAM e CFH se apresentam tectonicamente deformadas, sua idade deve estar limitada entre a idade de deposição dos meta-sedimentos encaixantes e a idade da Orogênia Brasileira. A formação do grupo CH se deu antes da sedimentação do Membro Campo Sampaio, testemunhado entre outros fatos pelas estruturas de fluxo que as envolvem. **Tipos CAM**: Foram descritas pela primeira vez por Schöll & Fogaça (1981) e divididos em três subtipos CAM 1, 2 e 3 por Horn & Sgarbi (1992). Elas são de pequeno a grande porte (até 80 cm), de forma esferoidal achatada e ocorrem dentro de uma matriz quartzítica de granulação média, com grãos de quartzo poli- ou monocristalino misturados com grãos eólicos. O óxido de ferro está aprisionado

na superfície dos grãos de quartzo por crescimento sintaxial causado por metamorfismo (xisto verde) e deformação incipiente. A composição química destes é semelhante a composição da matriz, porém com teores elevados em Fe, P, Mn e altos valores de P.F. Bandas de óxido de ferro ocorrem em determinados níveis nesta unidade os quais são explicados como originados por achatamento das concreções, o que é apoiado pela semelhança da composição química e das estruturas internas. **Tipo CAM 1**: Ocorrem com até 25 cm de diâmetro e formaram-se em volta de uma cavidade atualmente vazia ou preenchida por material poroso (óxidos e hidróxidos de ferro). As esferas são bastantes visíveis. **Tipo CAM 2**: Possuem até 15 cm de extensão, são muito homogêneas e não têm um núcleo definido. A composição é semelhante a das concreções CAM 1 e dos níveis quartzo-hematítico. **Tipo CAM 3**: Ocorrem com diâmetro até 80 cm, sempre formados em volta de um seixo de quartzo, quartzito ou sericita-quartzo xisto ou mesmo contém metapelito ou filito hematítico no seu núcleo. Nas concreções maiores existem, às vezes, estruturas esferoidais secundárias (gerações filiais ?). **Tipo CFH**: Desenvolvidas com até 20 cm de extensão, são encontrados nas contribuições sedimentares do filito hematítico. A composição química é bem diferente das lavas máficas onde foram descritas estruturas circulares formadas por fluxo magmático (Dussin 1994) com teores maiores em Fe, Mn, P e metais pesados. **Tipo CH**: Até 15 cm e de forma circular-elongada. Ocorrem sem deformação visível dentro de uma matriz de material argiloso com seixos dispersos. Em volta dessas concreções observa-se estruturas de fluxo de deposição sedimentar.

TRATAMENTO

Para investigações sobre a origem das concreções, orgânica ou inorgânica, foram preparadas várias amostras para serem analisadas por diferentes métodos apropriados:

a. As amostras foram cortadas, as concreções separadas da rocha encaixante, moídas e as análises efetuadas via úmida.

b. Todas as amostras foram serradas em fatias e cortadas em seções de cerca de 4x2x1 cm. Algumas delas foram quebradas antes da metalização e as superfícies irregulares investigadas. Em outras fatias foram investigados os planos serrados ou serrados-polidos. Nas demais investigaram-se superfícies atacadas por HF, HCl, H₂SO₄ e HNO₃, todos concentrados, e vapor de HF concentrado por períodos diferentes. As amostras após o tratamento acima citado, foram cobertas por uma camada de carbono ("sputtering") para a investigação com ajuda da microscopia eletrônica de varredura (MEV) com fluorescência de raios X acoplada (frx) onde foram feitas fotografias de imagens dos elétrons "backscattered" e "secondary", além de observações dos raios X emitidos.

CONCLUSÕES

1. Foi mostrado, que o tratamento da superfície é extremamente importante para a observação das micro-estruturas existentes nas amostras.

2. As concreções ocorrem dentro de unidades do Super Grupo Espinhaço.

3. Todas tem forma ± esferoidal e uma estrutura interna formada por camadas alternadas, de óxido-hidróxido de ferro e quartzo-argilominerais-micas.

4. Eles se desenvolveram em volta de um núcleo formado por óxido/hidróxido de ferro ou de um espaço atualmente vazio ou de seixos de composição variada

5. Sua composição é semelhante a rocha encaixante, porém com teores alterados em Fe, P, Mn e alguns elementos traços. Existem porém semelhanças entre as concreções CAM 1 a CAM 3 e os níveis quartzo-hematítico e entre as concreções CH e CHF.

6. Todas as concreções do grupo GP, sem as concreções CH, que estão dentro de "debris flows", foram comprimidas (achatadas) pela diagênese e deformadas por processos tectônicos (Brasiliano ?)

7. Observa-se que nas concreções CAM, CFH e raramente nos tipos CH estruturas circulares separadas

e/ou em conjunto do tipo cacho de uva, cadeia e/ou colar de pérolas:

a. Determinaram-se dois tipos de estruturas orgânicas circulares, um tipo com aparência escura e outra clara nas imagens "secondary" da MEV

b. Estruturas de seção circular, entre 10 e 20 µm com uma película fina (0.2 à 0.3 µm) de óxido ou hidróxido de Fe, envolvendo e separando um núcleo de quartzo do quartzito da rocha em volta

c. Conjuntos em forma de "cachos de uva" com indivíduos do mesmo tamanho mencionados anteriormente e com a forma esférica com superfície lisa (10 à 25 µm de diâmetro; semelhante à estruturas descritas por Duhig et al., 1992)

d. Indivíduos (10 à 15 µm) ocorrem ligados entre si por articulações em forma de cordão e/ou tubos, formando cadeias

e. Agrupamentos de indivíduos formando colares e cordões (até 150 µm, indivíduos até 15 µm)

8. As análises com ed-FRX mostraram a ocorrência de S, Si e Fe, às vezes F nas estruturas consideradas orgânicas

9. Outros objetos observados são cristais de magnetita com aparência de formação orgânica (Chang & Kirschvink 1989).

BIBLIOGRAFIA

- Chang, S.B.R. & Kirschvink, J.L. (1989) Magnetofossils, the magnetization of sediments, and the evolution of magnetite biomineralization. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 17: 169-195.
- Duhig, N.C., Davidson, G.J. & Stolz, J. (1992) Microbial involvement in the formation of Cambrian sea-floor silica-iron oxide deposits, Australia. *Geology* 20: 511-514.
- Dussin, I. (1994) Evolution structurale de la region de l'Espinhaço Meridional, Bordure sud-est du Craton São Francisco Brésil. Tectoniques superposées au Protérozoïque. Université d'Orleans, França, Tese de doutorado, inédito: 200p.
- Horn, H. A. & Sgarbi, G.N.C. (1992) Untersuchungen über eisenhaltige Konkretionen in der Sopa-Brumadinho Formation. 13. Geowiss. Lateinam. Koll. Münster, Extend. Abstr. 1: 743.
- Schöll, W.U. & Fogaça, A.C.C. (1981) Projeto mapeamento geológico do Espinhaço Meridional, Quadrículas Guinda/Gouveia. Belo Horizonte, DNPM/UFMG. 44p.

A EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA TECTONOSSEQUÊNCIA SOPA-BRUMADINHO, BACIA ESPINHAÇO, FASE RIFTE, NA REGIÃO ENTRE SOPA E GOUVEIA (MG)

MARCELO A. MARTINS NETO - DEGEO/EM/UFOP

A Tectonossequência (TS) Sopa-Brumadinho (cf. Martins Neto, 1995a) corresponde à Associação Faciológica Fan-deltáica/Lacustre de Martins Neto (1993), a parte da Formação Sopa-Brumadinho de Pflug (1968), ou à Fm. Sopa-Brumadinho de Schöll & Fogaça (1979) e Schöll (1980) excluindo-se a “fácies quartzítica” do nível E. A TS Sopa-Brumadinho representa os depósitos da quarta fase evolutiva da Bacia Espinhaço, terceira e principal etapa da sua fase rifte (Martins Neto, 1993, 1995b). Sendo limitada na base por uma proeminente discordância angular e erosiva e no topo por uma superfície transgressiva marinha, esta unidade possui espessuras variando entre 100 e 200 m na área estudada. A Tabela 1 sintetiza as fácies sedimentares presentes e suas interpretações. Descrições detalhadas destas fácies e dos processos sedimentares geradores podem ser vistos em Martins Neto (1993, 1995c).

As fácies encontram-se usualmente agrupadas em intervalos tectono-deposicionais (ITD) (sensu Da Silva, 1993) mediante arranjos em “coarsening- to fining-upward” (CU-FU). Cada ITD representa um evento deposicional que começa com pelitos de origem lacustre em sua base (Fig. 1). O surgimento de camadas turbidíticas (Fácies Sg) intercaladas nos pelitos marca o início de um evento progradação. Com a instalação gradativa de condições cada vez mais proximais, arenitos das fácies Sm, Sh, St e Sp ocorrem na sucessão, sendo sucedidos então por conglomerados, completando assim a porção em CU do ITD. Com o fim da sedimentação rudítica, arenitos ocorrem novamente na sucessão, caracterizando assim seu final em FU. Cada ITD resulta portanto da progradação de lobos deposicionais, que evoluem com o tempo de condições distais (subaquáticas) a proximais (subaéreas). A porção em FU representa a fase de abandono do lobo deposicional. Três ITDs podem ser reconhecidos na seção das lavras diamantíferas Diamante Vermelho/ Lavrinha (Figs. 1 e 2). Diferenças na taxa de subsidência e suprimento sedimentar entre diferentes compartimentos da bacia são sugeridas pela evolução distinta de seus ITDs (Fig. 1).

A origem, características e a distribuição espacial das fácies, a intercalação de depósitos trativos com fluxos gravitacionais de sedimentos, a predominância de conglomerados de fluxos gravitacionais de sedimentos sobre os de origem trativa, o padrão de paleocorrentes semi-radial medido e o reconhecimento de ambientes deposicionais subaéreos e subaquáticos

associados indicam conjuntamente um sistema fan-deltáico lacustre para a deposição desta tectonossequência, conforme a terminologia de Nemec & Steel (1988). Uma interação de diversos controles alocíclicos e autocíclicos provavelmente determinou a evolução dos fans. Isto é sugerido pela ocorrência de fluxos gravitacionais de sedimentos variando de correntes de turbidêz a fluxo de detritos coesivos (ver Martins Neto, 1995c, neste simpósio) intercalados com depósitos trativos, pelo arranjo interno dos ITDs e suas características texturais, bem como pela presença de evidências do tectonismo extensional sinsedimentar. Os primeiros autores a propor um ambiente fan-deltáico para a então Fm. Sopa-Brumadinho foram Almeida Abreu et al. (1986). Entretanto, estes autores se basearam no conceito original de Holmes (1965) que definia fan-deltas como “leques aluviais depositados em uma massa d’água”. Nemec & Steel (1988) propuseram a definição hoje internacionalmente aceita para fan-deltas, que se baseia no reconhecimento da porção subaquática do leque aluvial e na descrição e interpretação de suas fácies e processos sedimentares.

Quando os processos associados ao rifteamento compartimentaram a bacia em blocos falhados e grabens de direção N-S conseqüentemente foram individualizados, a subsidência colocou-os abaixo do nível de base e os lagos se formaram como resposta imediata ao tectonismo. Um volume significativo de sedimentos foi então colocado disponível à erosão devido ao relevo diferencial entre a área fonte elevada e a bacia subsidida, dando início à progradação dos fan-deltas nos lagos. Deposição conglomerática teve lugar quando detritos cascalhosos encontravam-se disponíveis nas bacias de captação. O arranjo em CU de cada ITD indica aumento da proximalidade em direção ao topo, com depósitos distais mais antigos sendo encobertos por depósitos mais proximais. O topo em FU sugere arrasamento da área fonte. Pulsos tectônicos condicionaram subidas recorrentes do nível dos lagos e rejuvenescimento da área fonte, controlando as sucessivas fases progradação que levaram ao desenvolvimento dos ITDs superpostos, sugerindo assim que o carácter episódico da subsidência determinou a arquitetura do preenchimento da bacia. Basculamento de blocos no sentido horário associado com subsidência durante a evolução de alguns grabens é indicado pela relação espacial entre fases progradação de fan-deltas, onde um corpo mais novo desenvolve-se na porção

distal de um mais antigo. Isto também sugere uma geometria assimétrica para os grabens. O graben representado pelo perfil das lavras Diamante Vermelho/Lavrinha/Brumadinho (Fig. 2) ilustra bem esta evolução. Os fans do lado oeste do graben mostram um padrão progradacional enquanto os depósitos de talus adjacentes à falha da borda leste do graben na Lavra Brumadinho mostram um padrão agradacional, indicando assim um basculamento no sentido horário e uma geometria assimétrica para este graben. O sistema Diamante Vermelho/Lavrinha caracterizaria então “hanging-wall sourced fans” e os conglomerados de talus da lavra Brumadinho depósitos derivados do “footwall”. Falhas normais subsidiárias e prováveis falhas de transferência estão preservadas nos depósitos da TS Sopa-Brumadinho (Martins Neto, 1993; 1995b). Condições aluviais na área estudada terminam com uma transgressão marinha que marca o topo da TS Sopa-Brumadinho e o fim da fase rife da Bacia Espinhaço.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA ABREU, P.A.; SALES, J.C.S. & KNAUER, L.G. (1986) Estudos de fácies sedimentares e sistemas deposicionais na Lavra dos Caldeirões e adjacências, Distrito de Sopa (Diamantina, MG). Anais do XXXIV Cong. Bras. Geol., 1: 368-376, Goiânia.
- DA SILVA, H.T.F. (1993) Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates - characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequence in the Recôncavo Basin, northeast Brazil. Tese de doutorado, Univ. do Texas, U.S.A., 312 pp (inédito).
- HOLMES, A. (1965) Principles of Physical Geology. 2nd ed., Thomas Nelson, Londres, 1288 pp.
- MARTINS NETO, M.A. (1993) The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Tese de doutorado, Univ. de Freiburg, Alemanha. Freiburger geowiss. Beitr., B. 4, 155pp.
- MARTINS NETO, M.A. (1995a) Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. Neste simpósio.
- MARTINS NETO, M.A. (1995b) A evolução tectônica da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. V Simp. Nac. Est. Tec., Gramado, RS., submetido.
- MARTINS NETO, M.A. (1995c) Fácies de fluxos gravitacionais de sedimentos na fase rift da Bacia Espinhaço (MG). Neste simpósio.
- NEMEC, W. & STEEL, R.J. (1988) What is a fan delta and how do we recognize it? In: W. Nemeç and R.J. Steel (Editores), Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting. Blackie, Glasgow and London, pp. 3-13.
- PFLUG, R. (1968) Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, MG. DNPM, Div. Geol. Min., Bol. 242, 20 p, Rio de Janeiro.
- SCHÖLL, W.U. (1980) Estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia na região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). Münster Forsch. Geol. Paläont., 51: 223-240.
- SCIÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979) Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). Bol. SBG/MG, 1: 55-71.

Tabela 1 - Fácies da TS Sopa-Brumadinho (cf. Martins Neto, 1993, 1995c)

Fácies -	Feições	Interpretação
conglomerados clasto-suportados	maciços	fluxo de detritos não coesivos
	gradação inversa	
	gradação normal	
	estratificação incipiente	fluxos hiperconcentrados
conglomerados matriz-suportados	maciços, grosseiros, imaturos	depósitos de talus
	matriz arenosa	fluxo de detritos não coesivos
arenitos	matriz pelítica	fluxo de detritos coesivos
	Sm = maciços	fluxos hiperconcentrados
	Sh = estratificação horizontal	“sheetfloods”
	St = estr. cruzada acanalada	migração de dunas 3-D
	Sp = estr. cruzada planar	migração de dunas 2-D
pelitos	Sg = gradação normal	correntes de turbidêz.
	sericita filitos	lacustre / acreção vertical

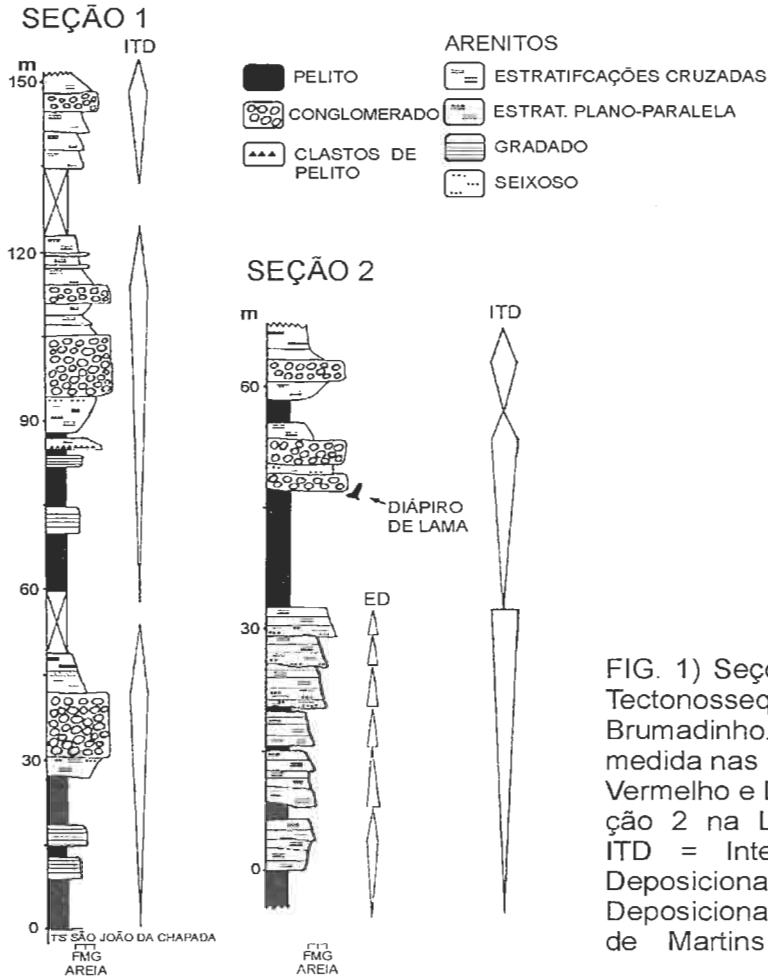


FIG. 1) Seções medidas na Tectonossequência Sopa-Brumadinho. A Seção 1 foi medida nas lavras Diamante Vermelho e Lavrinha e a Seção 2 na Lavra de Sopa. ITD = Intervalo Tectono-Deposicional; ED = Evento Deposicional (modificado de Martins Neto, 1993).

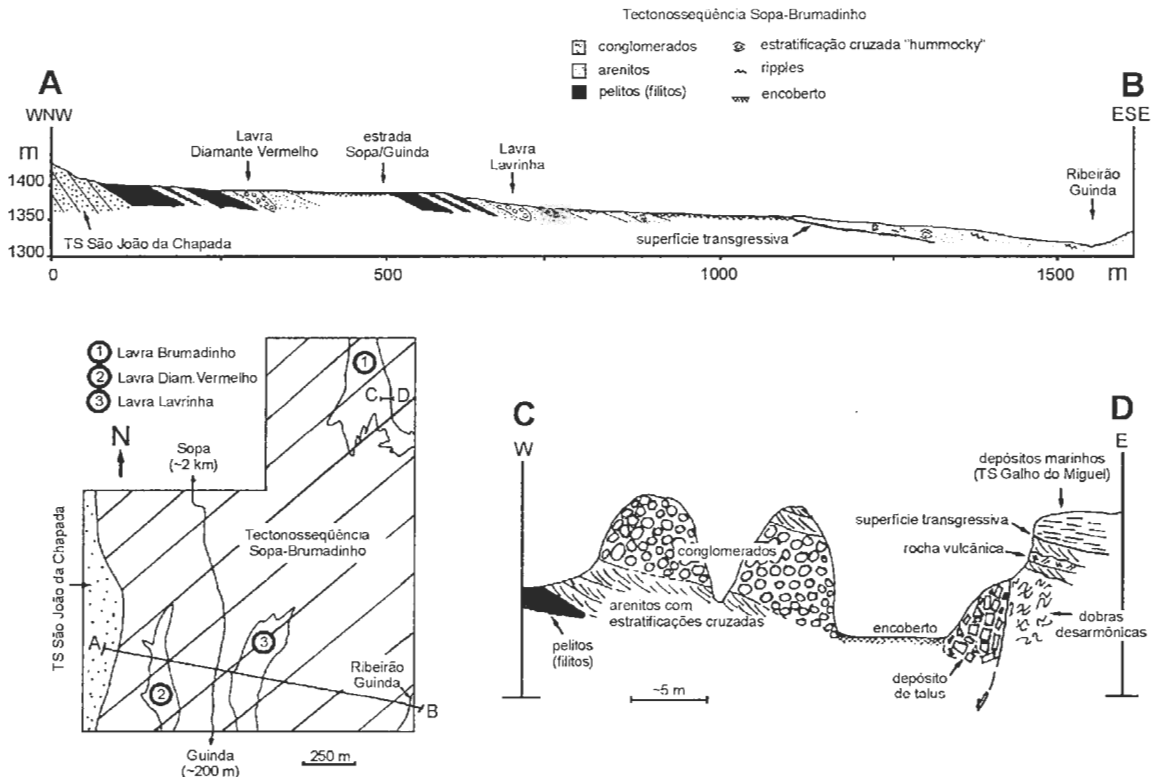


FIG. 2) Perfis levantados na Tectonossequência Sopa-Brumadinho na região entre Sopa e Guinda (modificado de Martins Neto, 1993).

A EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DO RIFTE ESPINHAÇO NA REGIÃO DE SOPA/GUINDA (MG) E SUA IMPLICAÇÃO NAS MINERALIZAÇÕES DIAMANTÍFERAS

MARCELO A. MARTINS NETO - DEGEO/EM/UFOP

O presente trabalho objetiva propor uma hipótese para explicar a origem dos diamantes da Serra do Espinhaço Meridional, com base na evolução tectono-estratigráfica da fase rifte da Bacia Espinhaço e em aspectos texturais dos conglomerados mineralizados. A fase rifte da Bacia Espinhaço é composta por três estágios, representados pelas tectonossequências (TS) (Martins Neto, 1995a, b): TS Natureza, TS São João da Chapada e TS Sopa-Brumadinho. Esta última, topo da seção rifte, contém os conglomerados mineralizados, depositados predominantemente por fluxos gravitacionais de sedimentos em sistemas de fan-deltas lacustres (Martins Neto, 1995c, d).

Na região estudada, estes conglomerados são tipicamente clasto-suportados e mal selecionados (polimodais), com uma suíte de clastos relativamente restrita (Fig. 1a, b). Estes clastos variam de angulares a bem arredondados, associados a uma matriz arenosa grosseira. O tamanho dos clastos é geralmente na faixa dos calhaus (cobble), embora grandes seixos e pequenos blocos (boulders) são também comuns. Blocos anormalmente grandes as vezes maiores que 1 m ocorrem localmente, sendo usualmente subangulares e compostos por arenitos. Apesar de pequenas variações nas características dos clastos entre fan-deltas ao longo da área, apenas uma petrofácies pode ser delineada, refletindo a composição da área fonte.

Uma vez que os processos inerentes à deposição por fluxos gravitacionais de sedimentos não levam ao arredondamento de clastos, a considerável proporção de clastos sub a bem arredondados nos conglomerados Sopa-Brumadinho indica que uma grande proporção de clastos sofreu transporte e retrabalhamento antes de sua redeposição como fluxos gravitacionais de sedimentos na superfície dos fan-deltas. Como quartzo de veio e riolito são litologias ultraduráveis que necessitam de um retrabalhamento considerável para tornarem-se arredondados (cf. Abbott & Peterson, 1978), eles têm que representar cascalhos de segundo ciclo nos "debris flows" Sopa-Brumadinho. Embora uma parte dos clastos sub a bem arredondados de arenito possa também representar componentes de segundo ciclo, muitos deles podem ser o produto de retrabalhamento e arredondamento ao longo dos canais alimentadores que levavam sedimentos aos sistemas de fan-deltas, através de transporte em fluxos turbulentos de alta concentração. Tais processos em sistemas modernos têm sido bem documentados na literatura (p.ex., Wasson, 1977) e foram também observados pelo autor deste trabalho em canais alimentadores de leques aluviais nos Alpes Suiços e na Noruega.

A presença de clastos angulares e subangulares indica que detritos de primeiro ciclo também ocorrem. Estes clastos são compostos por litologias de baixa durabilidade (p.ex., pelitos). Como uma suíte de clastos de durabilidade mista indica transportes a curta distância (cf. Abbott & Peterson, 1978), os clastos de primeiro ciclo provavelmente se misturaram com os de segundo ciclo pouco antes de sua deposição final como fluxos gravitacionais de sedimentos. A presença de calhaus e blocos de conglomerado é também uma evidência de retrabalhamento de uma área fonte portadora de conglomerados. A baixa porcentagem deste componente (Fig. 1a) sugere que os conglomerados não estavam bem litificados e uma proporção substancial deles provavelmente desintegrou-se durante o transporte nos canais alimentadores.

A textura e composição dos depósitos fan-deltáicos na área estudada foram, portanto, primariamente controlados por características herdadas de um depósito sedimentar pré-existente portador de conglomerados. Como já proposto anteriormente por Martins Neto et al. (1992), estes poderiam ser os depósitos proximais da subjacente Tectonossequência São João da Chapada (Fig. 2). O retrabalhamento das porções proximais da "braidplain" São João da Chapada foi provavelmente o resultado da migração bacia adentro do sistema de falhas normais de borda, com a TS Sopa-Brumadinho depositando-se discordantemente entre blocos falhados de unidades mais antigas. Conseqüentemente, parte do estágio precedente da bacia (estágio sinrifte 2: São João da Chapada) foi soerguido e transformado em área fonte para os sistemas de fan-deltas lacustres da Tectonossequência Sopa-Brumadinho (estágio sinrifte 3) (Fig. 2), com significativa espessura da Tectonossequência São João da Chapada sendo retrabalhada. Uma tentativa de quantificação desta erosão é extremamente difícil. Entretanto, o fato de conglomerados já litificados terem sido expostos à erosão, indica que pelo menos algumas (ou várias) centenas de metros tenham sido retrabalhados. Evolução similar pode ser observada no oeste do Golfo de Corinto (Grécia), onde depósitos com mais de 1 km de espessura estão sendo canibalizados (Gawthorpe & Colella, 1990).

Durante a fase inicial de dissecação da área fonte, depósitos da "braidplain" São João da Chapada relativamente inconsolidados teriam sido inicialmente erodidos. Com o tempo, como uma resposta ao soerguimento da área fonte e expansão nesta direção dos canais alimentadores, depósitos cada vez mais proximais e simultaneamente cada vez mais consolida-

dos iam sendo progressivamente erodidos, de modo que depósitos contendo conglomerados semi a bem litificados tornaram-se disponíveis para erosão e retrabalhamento na área fonte. A acumulação de cascalhos nos canais alimentadores provavelmente iniciou-se neste tempo e apenas o material mais fino (areia e lama) alcançava a bacia. Este material foi então depositado como pelitos lacustres, turbiditos areníticos nos lagos e, posteriormente, como arenitos trativos (ver Martins Neto, 1995c), compondo as porções basais dos intervalos tectono-deposicionais dos fan-deltas (Martins Neto, 1995a). Conglomerados depositaram-se por fluxos de detritos quando uma quantidade suficiente de cascalho foi acumulado nas porções terminais dos canais alimentadores e o limiar de instabilidade foi atingido, provavelmente durante eventos de tempestade. Níveis profundos de erosão não foram atingidos na área, atestado pela ausência de componentes do embasamento nos conglomerados, que ocorrem em outras porções da bacia.

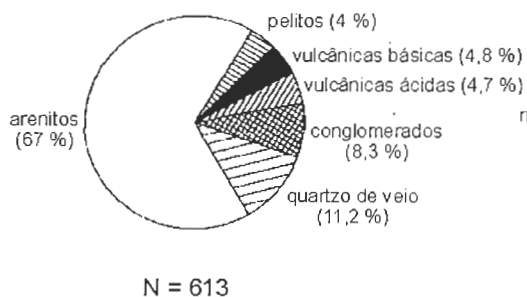
Com base nesta evolução propõe-se, a nível de hipótese de trabalho para discussão e posterior avaliação, que os magmas portadores primários dos diamantes da região (os quais ainda não foram encontrados) seriam relativos à fase de instalação do estágio sinrifte 2 (São João da Chapada) da Bacia Espinhaço. Portanto, os diamantes teriam sido acumulados inicialmente (de forma secundária) nos depósitos proximais da "braidplain" São João da Chapada, os quais foram erodidos e/ou encobertos posteriormente pelos depósitos das fases transicional e flexural da bacia, épocas caracterizadas por uma expansão areal significativa da bacia, típica do regime de subsidência termal destas fases (Martins Neto, 1995b). A erosão, retrabalhamento e deposição relativas à fase sinrifte 3 (Sopa-Brumadinho) geraram os conglomerados que atualmente comportam a mineralização de diamante.

Pflug (1965, p.34) já havia formulado hipótese similar, quando afirma que: "Aparentemente a introdução dos diamantes nesta região foi precedida por movimentos positivos da crosta e, ao mesmo tempo, migração da linha costeira para leste assim que (...) rochas diageneticamente já consolidadas chegaram ao alcance da erosão. Isto pode-se deduzir pela ocorrência de grandes blocos de quartzito e filito nos conglomerados diamantíferos".

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, P.L. & PETERSON, G.L. (1978) Effects of abrasion durability on conglomerate clast populations. *J. Sed. Petrol.*, 48: 31-42.
- BRICHTA, A. (1981) Zur Sedimentologie und Genese der diamantführenden Konglomerate von Diamantina, Minas Gerais (Unteres Proterozoikum, Ostbrasilien). Tese de doutorado, Univ. de Freiburg, Alemanha, 60 pp (inédito).
- GAWTHORPE, R.L. & COLELLA, A. (1990) Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 10: 113-128.
- MARTINS NETO, M.A. (1995a) Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. Neste simpósio.
- MARTINS NETO, M.A. (1995b) A evolução tectônica da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. V Simp. Nac. Est. Tec., Gramado, RS., submetido.
- MARTINS NETO, M.A. (1995c) A evolução paleogeográfica da Tectonossequência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço, fase rift, na região entre Sopa e Gouveia (MG). Neste simpósio.
- MARTINS NETO, M.A. (1995d) Fácies de fluxos gravitacionais de sedimentos na Tectonossequência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço (MG). Neste simpósio.
- MARTINS NETO, M.A.; BRICHTA, A. & PFLUG, R. (1992) Sedimentation and paleogeography of the basal formations of the Proterozoic Espinhaço Supergroup, region of Diamantina, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1991(6): 1737-1747.
- PFLUG, R. (1965) A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes. DNPM, Div. Geol. Min., Bol. 226, 51pp.
- WASSON, R.J. (1977) Catchment processes and the evolution of alluvial fans in the lower Derwent valley, Tasmania. *Z. Geomorphol.*, 21: 147-168.

a) DISTRIBUIÇÃO TOTAL DE CLASTOS



b) DISTRIBUIÇÃO DE CLASTOS DE ARENITO

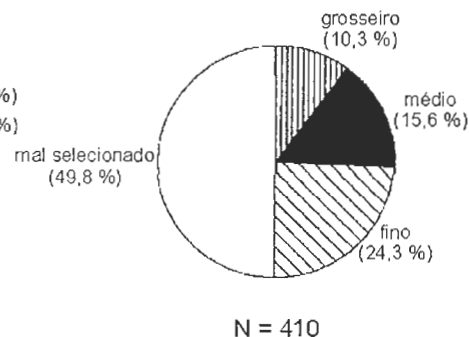


FIG. 1) Distribuição total dos clastos (a) e distribuição dos clastos de arenito (b) na Tectonossequência Sopa-Brumadinho, região de Sopa/Guinda (modificado de Martins Neto, 1993. Elaborado com base em dados de Brichta, 1981). N = número de dados.

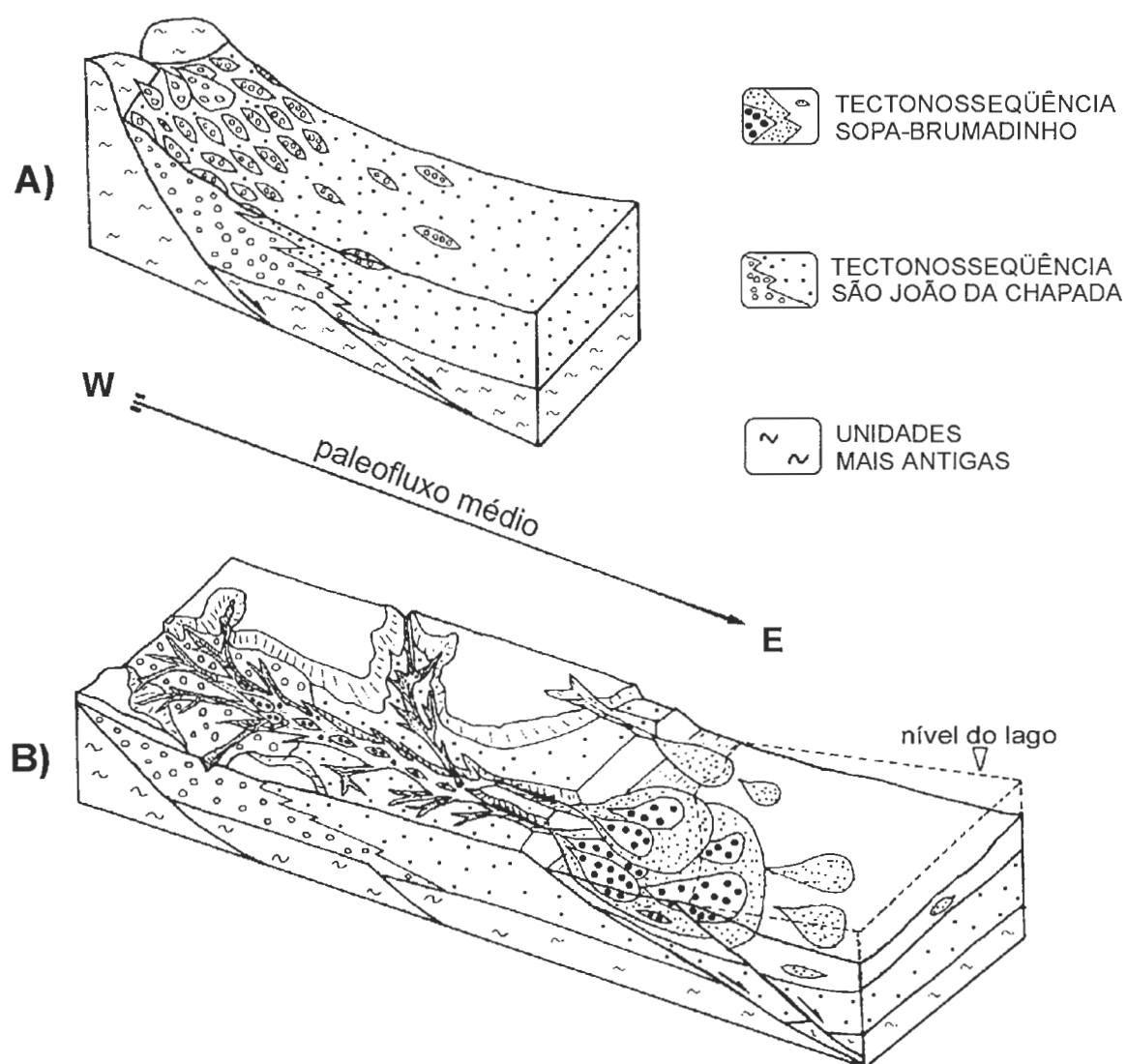


Fig. 2) Blocos diagrama esquemáticos mostrando evolução da área fonte dos sistemas fan-deltáicos da Tectonosseqüência Sopa-Brumadinho (B), onde depósitos proximais da "braidplain" São João da Chapada (A) teriam fornecido sedimentos portadores de diamantes (modificado de Martins Neto et al., 1992).

FÁCIES DE FLUXOS GRAVITACIONAIS DE SEDIMENTOS NA TECTONOSSEQUÊNCIA SOPA-BRUMADINHO, BACIA ESPINHAÇO (MG)

MARCELO A. MARTINS NETO - DEGEO/EM/UFOP

A Tectonossequência Sopa-Brumadinho (Martins Neto, 1995a), terceira e principal etapa do Rife Espinhaço (Martins Neto, 1993, 1995b), é composta por produtos de sistemas fan-deltáicos lacustres (Martins Neto, 1993, 1995c). Conglomerados e arenitos depositados por fluxos gravitacionais de sedimentos subaéreos e subaquáticos ocorrem nos depósitos fan-deltáicos, permitindo interpretações em termos de mecanismos de sustentação e segregação de partículas. A Tabela 1 sintetiza as principais feições destes depósitos. Descrições detalhadas podem ser vistas em Martins Neto (1993).

Uma origem por fluxos gravitacionais de sedimentos para os conglomerados clasto-suportados é sugerida pela ausência de estruturas trativas tais como estratificação ou superfícies erosivas internas, pela textura mal selecionada (polimodal), pela presença de corpos gradados, pela ausência de contatos basais erosivos e pela presença de clastos orientados verticalmente. Onde variações na textura e/ou fábrica permitiram a discriminação de unidades deposicionais, a espessura dos corpos (BTh) e o maior clasto (MPS = média do eixo maior dos dez clastos maiores, excluindo os "outsized") foram medidos. De acordo com Nemeč & Steel (1984), BTh e MPS podem ser usados como uma aproximação para espessura e competência do fluxo gerador. Uma correlação positiva (em termos estatísticos) entre os dois parâmetros indica deposição por fluxos gravitacionais de sedimentos. A Fig. 1 mostra os resultados obtidos nestes conglomerados, suportando a nossa interpretação.

Segundo vários autores (ver síntese teórica, citações e referências em Martins Neto, 1993), o comportamento de fluxos gravitacionais de sedimentos durante seu estágio final pode ser inferido a partir de características dos depósitos resultantes tais como fábrica e textura. Diferentes arranjos internos dos clastos (não gradado, inversamente ou normalmente gradado, etc.) são provavelmente uma consequência de diferenças nos mecanismos de sustentação dos clastos durante os estágios finais de deposição. Normalmente os fluxos gravitacionais são caracterizados por mecanismos de sustentação múltiplos que podem agir simultaneamente ou serialmente enquanto o fluxo evolui. Entretanto, se um mecanismo domina nos estágios finais do fluxo, suas características serão impressas no depósito resultante. Para os corpos sem graduação, a ausência de mecanismos de segregação de partículas indica que os

clastos foram provavelmente sustentados por interações estáticas grão-grão, provavelmente ajudado por "buoyancy" (flutuação). A graduação inversa na base de alguns corpos indica uma interação mais dinâmica entre os grãos na zona basal de cisalhamento dos fluxos geradores, com pressão dispersiva sendo o mecanismo principal de sustentação e segregação. Nos corpos inteiramente com graduação inversa este mecanismo provavelmente dominou por toda a espessura do fluxo. Graduação normal é usualmente interpretada como indicativo de fluxo turbulento durante a deposição. A raridade e, quando existente, o desenvolvimento apenas incipiente de graduação normal em conglomerados Sopa-Brumadinho indicam que turbulência desenvolveu-se apenas localmente e não plenamente. Turbulência provavelmente substituiu interação estática grão-grão como mecanismo principal de sustentação de clastos, provavelmente devido a uma menor concentração nestes fluxos. Esta menor concentração poderia ser a consequência de um maior conteúdo de água na mistura. Um carácter não coesivo para os fluxos geradores das fácies clasto-suportadas é sugerido pela fábrica clasto-suportada, pela textura polimodal e pela natureza arenosa grosseira da matriz. A ausência do fator de coesão no diagrama da Fig. 1 corrobora esta interpretação (ver Nemeč & Steel, 1984 e Martins Neto, 1993 para embasamento teórico e detalhes). Portanto, os conglomerados clasto-suportados não estratificados da Tectonossequência Sopa-Brumadinho provavelmente representam produtos de fluxos de detritos não coesivos (sensu Nemeč & Steel, 1984).

Os conglomerados clasto-suportados com estratificação incipiente possuem como característica principal a presença simultânea de feições de fluxos gravitacionais de sedimentos e de fluxos aquosos trativos, mostrando que os fluxos geradores possuíam características reológicas intermediárias entre estes tipos. Isto indica uma origem por fluxos hiperconcentrados, onde os clastos eram provavelmente sustentados por uma combinação de "buoyancy", interações grão-grão e turbulência. Nos casos em que o último predominava, graduação normal desenvolveu-se. Onde um cisalhamento interno foi proeminente e pressão dispersiva desenvolveu-se e predominou, corpos com graduação inversa foram gerados. Estas diferenças se deram provavelmente devido a variações na concentração do fluxo, provavelmente uma função do conteúdo de água na mistura.

Os conglomerados suportados por matriz arenosa depositaram-se provavelmente por fluxos gravitacionais de sedimentos, com “buoyancy” tendo sido o principal mecanismo de sustentação de clastos. A concentração maior de clastos na porção basal dos corpos indica que o “buoyancy lift” não foi forte o suficiente para evitar a descida dos clastos durante a deposição. Isto se deu provavelmente devido ao baixo contraste de densidade entre a matriz (arenosa) e os clastos (de arenito). A baixa concentração de clastos provavelmente influenciou também a magnitude de “buoyancy”, conferindo ao fluxo uma baixa competência de suspensão.

As características dos conglomerados suportados por matriz pelítica indicam deposição por fluxos de detritos coesivos (sensu Nemec & Steel, 1984), onde os clastos eram sustentados principalmente pela coesão da mistura lama+água da matriz e secundariamente por “buoyancy”. Uma baixa competência de suspensão, provavelmente devido a uma matriz localmente mais diluída, explicaria a gradação normal localmente observada. A bimodalidade textural destes conglomerados e a sua ocorrência associada com pelitos lacustres sugerem para estes depósitos uma origem através de inversão textural, onde fluxos de detritos cascalhosos provenientes da porção subaérea dos fan-deltas misturavam-se com pelitos lacustres. Isto ocorre normalmente no “fan-delta slope”, onde os fluxos de detritos passam sobre lama inconsolidada, resultando em sobrecarga e liquefação da lama, causando então uma mistura dos dois componentes. Esta mistura ressedimenta-se então em curta distância como fluxos de detritos coesivos, algumas vezes em pseudo-canais formados por este processo de mistura.

Como estruturas produzidas por processos trativos estão ausentes nos arenitos maciços, cada camada provavelmente representa um único evento deposicional, o resultado da deposição rápida de um fluxo arenoso de alta concentração. A textura maciça, grosseira e mal selecionada corrobora esta interpretação. A alta concentração dos fluxos é também sugerida pela capacidade de ter sido mantido em suspensão os seixos e calhaus esparsos observados no arcabouço.

A ocorrência dos arenitos gradados intercalados com pelitos lacustres indica deposição subaquática, onde cada camada seria provavelmente o produto de uma corrente de turbidêz de alta densidade, representando os depósitos mais distais dos sistemas de fan-deltas. Durante eventos dinâmicos de alta

magnitude, fluxos gravitacionais de sedimentos arenosos e/ou “sheetfloods” oriundos da porção subaérea dos fans se liquefaziam ao atingir a massa d’água dos lagos, com os grãos sendo inicialmente sustentados por escape de fluidos intersticiais. Com sua aceleração “downslope”, estes fluxos liquefeitos com densidade modificada tornariam-se turbulentos, evoluindo então para correntes de turbidêz de alta densidade. A presença de turbulência como mecanismo principal de sustentação e segregação de partículas é indicada pela gradação normal das camadas. Eventualmente, alguns destes fluxos poderiam ter viajado mais distalmente dentro dos lagos, dando origem às camadas isoladas que ocorrem ocasionalmente dentro dos pelitos lacustres. A granulometria fina destes corpos sugere um caráter mais diluído, indicando origem por correntes de turbidêz de baixa densidade. Alternativamente, estes fluxos poderiam ter sido gerados por remobilização de sedimentos no “fan-delta slope” durante tempestades mais eficazes.

Portanto, foram identificados os seguintes fluxos gravitacionais de sedimentos na Tectonossequência Sopa-Brumadinho e interpretados os seguintes mecanismos de sustentação e segregação de partículas: Fluxos de detritos não coesivos (interação estática grão-grão, pressão dispersiva, turbulência e “buoyancy”); fluxos de detritos coesivos (coesão da matriz e “buoyancy”); fluxos de alta concentração e hiper-concentrados (“buoyancy”, interação grão-grão e turbulência); correntes de turbidêz de alta e baixa densidade (turbulência).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- MARTINS NETO, M.A. (1993) The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Tese de doutorado, Univ. de Freiburg, Alemanha. *Freiburger geowiss. Beitr.*, B. 4, 155pp.
- MARTINS NETO, M.A. (1995a) Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. Neste simpósio.
- MARTINS NETO, M.A. (1995b) A evolução tectônica da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. V Simp. Nac. Est. Tec., Gramado, RS., submetido.
- MARTINS NETO, M.A. (1995c) A evolução paleogeográfica da Tectonossequência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço, fase rift, na região entre Sopa e Gouveia (MG). Neste simpósio.
- NEMEC, W & STEEL, R.J. (1984) Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: E.H. Koster & R.J. Steel (Editores), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir, 10: 1-31.

Tabela 1: Principais feições dos fluxos gravitacionais de sedimentos.

rocha/fábrica	gradação	outras feições	ocorrência
conglomerados clasto-suportados polimodais não estratificados	ausente (localmente inversa, inversa na base ou normal)	corpos tabulares a lenticulares, bases planas não erosivas, ausência de imbricação, presença de clastos verticais	associada a depósitos subaéreos e subaquáticos
conglomerados clasto-suportados com estratificação incipiente	localmente gradação inversa ou normal	polimodais, corpos tabulares, bases não erosivas e localmente erosivas, imbricação de clastos localmente	associada a depósitos subaéreos gravitacionais ou trativos
conglomerados suportados por matriz arenosa	ausente	clastos tendem a concentrar-se na porção basal dos corpos	associada a corpos clasto-suportados
conglomerados suportados por matriz pelítica	ausente (localmente normal)	---	associada a depósitos subaquáticos (prodelta e lacustres)
arenitos maciços	ausente	corpos tabulares sem estratificação interna, clastos esparsos, bases planas não erosivas	associada a corpos clasto-suportados
arenitos gradados	normal	corpos tabulares isolados (finos) e amalgamados (médios a grosseiros), com grande extensão lateral	associada a pclitos lacustres

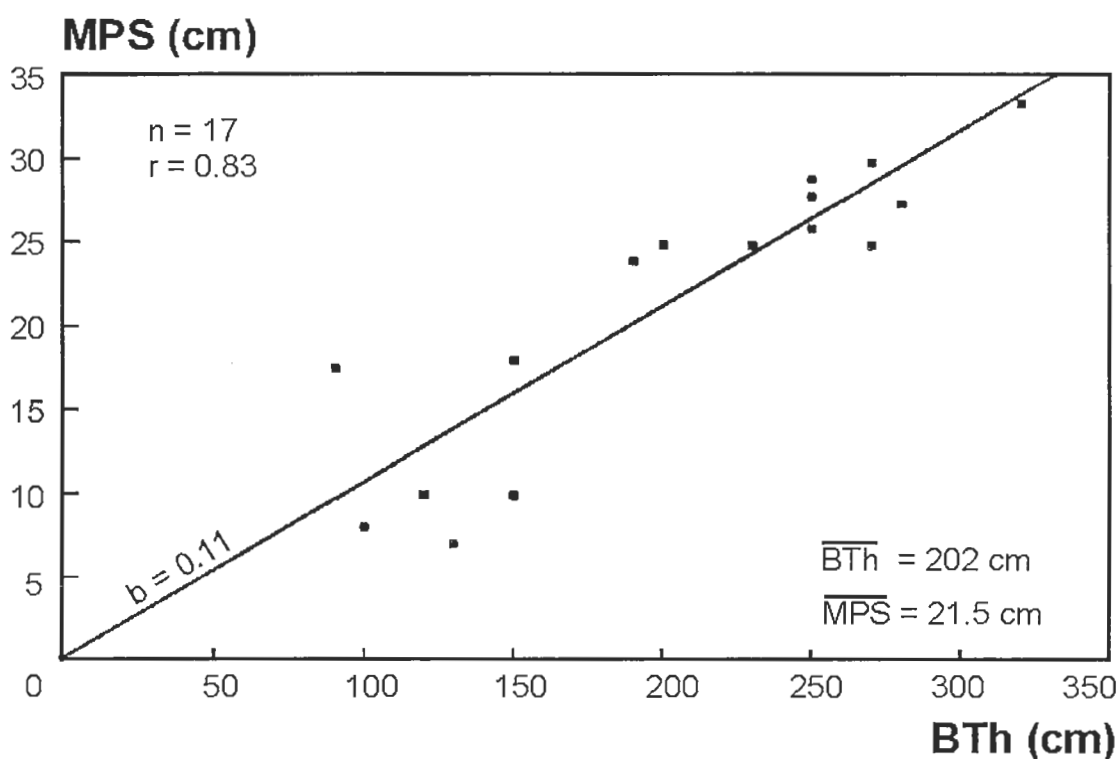


FIG. 1) Diagrama MPS (maior clasto) versus BTh (espessura da camada) de conglomerados da Tectonossequência Sopa-Brumadinho. Explicação dos símbolos: n = número de dados; r = coeficiente de correlação; b = coeficiente de regressão (gradiente da linha); \overline{BTh} = espessura média das camadas; \overline{MPS} = tamanho médio do maior clasto (modificado de Martins Neto, 1993).

TECTONO-ESTRATIGRAFIA DA BACIA ESPINHAÇO NO ESTADO DE MINAS GERAIS

MARCELO A. MARTINS NETO - DEGEO/EM/UFOP

O SG. Espinhaço (Mesoproterozóico) engloba os metassedimentos e metavulcânicos depositados na bacia homônima em um contexto ensiálico, inicialmente rifte e posteriormente flexural (Uhlein, 1991; Schobbenhaus, 1993; Martins Neto, 1993, 1995a). Após estudos paleogeográficos detalhados em unidades basais deste supergrupo, que correspondem às fascs pré-rifte e rifte na porção central da Serra do Espinhaço Meridional (e.g., Martins Neto, 1993, 1994, 1995b; Silva, 1993, 1994), iniciou-se uma revisão da sua subdivisão estratigráfica. Martins Neto (1993), baseando-se em levantamentos faciológicos de detalhe e estudos de sistemas deposicionais, propôs a subdivisão das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho em “Associações Faciológicas” (AF). Martins Neto (1993) reconhece adicionalmente uma correspondência entre a compartimentação estratigráfica e a tectônica formadora da bacia. Silva (1993), em caráter pioneiro, apresenta dados paleoambientais para a Fm. Bandeirinha e, com base nos conceitos de estratigrafia de seqüências, a subdivide nas seqüências deposicionais (SD) Olaria e Natureza, bem como redenomina as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho em SDs. homônimas.

Uma vez que os estudos prévios mostraram que a tectônica foi responsável pela arquitetura do preenchimento da bacia, controlando o arranjo e a distribuição de suas unidades estratigráficas, o objetivo do presente trabalho é propor uma subdivisão do SG. Espinhaço em tectonosseqüências (TS) (Tab. 1), baseando-se nos conceitos de tectono-estratigrafia sistematizados por Da Silva (1993). Segundo este autor, uma tectonosseqüência inclui associações de fácies geneticamente relacionadas, depositadas durante uma fase tectônica específica da bacia e limitadas por duas descontinuidades regionais. A subdivisão aqui proposta baseia-se no reconhecimento e no estudo destas descontinuidades. Estas superfícies marcam os períodos principais de reorganização paleogeográfica da bacia, reflexos da sua evolução tectônica. Tal estudo permitiu adicionalmente o reconhecimento das etapas evolutivas principais da Bacia Espinhaço (fases Pré-Rifte, Rifte e Flexural) (Tab. 1). Uma síntese da evolução tectônica da Bacia Espinhaço pode ser vista em Martins Neto (1995a).

TECTONOSSEQÜÊNCIA OLARIA:

Esta unidade, base do SG. Espinhaço na região, corresponde aproximadamente à metade inferior da

Fm. Bandeirinha ou à SD Olaria de Silva (1994). Segundo este autor, a unidade tem espessura máxima de 100m, sendo limitada na base e no topo por superfícies erosivas. Aflorando na região entre Guinda e Gouveia, esta unidade é composta por conglomerados correspondentes a mantos de pedimento (Silva, 1994) recobrando a superfície erosiva basal, seguidos por sedimentos lacustres (“transicionais”, cf. Silva, 1994).

TECTONOSSEQÜÊNCIA NATUREZA:

Correspondendo aproximadamente à metade superior da Fm. Bandeirinha ou à SD Naturcza de Silva (1994), esta TS é separada da sotoposta TS Olaria por uma superfície erosiva (Silva, 1994) e da sobrejacente TS São João da Chapada por uma discordância angular e erosiva (Martins Neto, 1993). Esta unidade aflora na região entre Guinda e Gouveia, com espessuras, segundo Silva (1994), da ordem de 100m. Sobre a superfície erosiva basal ocorrem conglomerados com paleocorrentes para S, interpretados por Silva (1994) como depósitos de um sistema fluvial “braided” longitudinal. Estas rochas são cobertas por produtos de sistemas progradantes na direção E, depositados em leques aluviais e rios “braided” arenosos, seguidos por arenitos de origem eólica (Silva, 1994).

TECTONOSSEQÜÊNCIA SÃO JOÃO DA CHAPADA:

Correspondendo à formação homônima, esta unidade possui espessuras em torno de 200m, englobando as AFs. Basal e “Braidplain” de Martins Neto (1993). Discordâncias angulares e erosivas proeminentes separam esta TS das unidades sotopostas (unidades pré-Espinhaço e TS Natureza) e da unidade sobreposta (TS Sopa-Brumadinho). Conglomerados interpretados como depósitos de talus repousam diretamente sobre a discordância angular e erosiva basal. Suas feições sedimentares indicam fluxos de detritos derivados de desníveis topográficos, causados por falhamentos associados à instalação desta fase evolutiva da bacia. Os clastos provêm de arenitos da TS Natureza. Pelitos e arenitos finos de provável origem lacustre em “onlap” sobre estes depósitos, indicam altas taxas de subsidência e elevação do nível de base. Arenitos de provável origem deltáica ocorrem sobre esta sucessão (Martins Neto, 1993), indicando início de um significativo aporte de sedimentos na

bacia. Correspondendo a cerca de 80 a 90% do volume desta TS, arenitos depositados em uma extensiva "braidplain" transversal com paleocorrentes para E (Martins Neto, 1994) completam a unidade. Esta TS aflora por toda a porção central da Serra do Espinhaço Meridional.

TECTONOSSEQUÊNCIA SOPA-BRUMADINHO:

Correspondendo às porções inferior e mediana da formação homônima ou à AF Fan-Deltáica/Lacustre de Martins Neto (1993), esta unidade exhibe sinais de intenso tectonismo sinsedimentar, marcando o pico da atividade tectônica extensional na fase rifte da Bacia Espinhaço (Martins Neto et al., 1992; Martins Neto, 1993; 1995a). Com espessuras da ordem de 200m, a TS Sopa-Brumadinho é composta por pelitos, arenitos e conglomerados, além de vulcânicas ácidas e básicas. As unidades sedimentares encontram-se agrupadas em intervalos tectono-deposicionais (no sentido de Da Silva, 1993), mediante arranjos em "coarsening-upward", representando eventos progradacionais relativos a pulsos tectônicos (Martins Neto, 1993; 1995a; 1995b). Uma proeminente discordância angular e erosiva separa esta unidade da sotoposta TS São João da Chapada. Fácies conglomeráticas proximais, já litificadas, da "braidplain" São João da Chapada forneceram os clastos para os conglomerados Sopa-Brumadinho na região. O topo da TS Sopa-Brumadinho é marcado por uma superfície transgressiva marinha, que a separa da TS Galho do Miguel. A TS Sopa-Brumadinho pode ser reconhecida nas porções central, leste e sul da Serra do Espinhaço Meridional.

TECTONOSSEQUÊNCIA GALHO DO MIGUEL

Englobando a AF. Marinha Rasa de Martins Neto (1993) e a Fm. Galho do Miguel, esta unidade possui espessuras que podem atingir 500m, aflorando por toda a extensão da Serra do Espinhaço Meridional. A separação dos depósitos de origem eólica (cf. Dossin et al., 1987) dos depósitos de origem marinha, bem como a evolução paleogeográfica desta TS ainda estão por ser feitas. A expansão areal da Bacia Espinhaço nesta etapa marca a mudança do regime de subsidência de mecânica para termal, caracterizando esta TS como registro da fase transicional da bacia rifte para flexural, marcada por baixas taxas de subsidência (Uhlein, 1991; Martins Neto, 1995a).

TECTONOSSEQUÊNCIA CONSELHEIRO MATA:

Correspondendo ao Grupo Conselheiro Mata e aflorando no sinclínio homônimo e na Serra do Cabral, esta unidade possui espessuras da ordem de 900m de sedimentos principalmente marinhos rasos a plataformais, ocorrendo localmente depósitos fluviais,

transicionais e costeiros (Dupont, 1995). A base desta unidade é determinada por uma superfície máxima de transgressão, que marca a expansão areal máxima do mar Espinhaço. Esta transgressão marinha é o reflexo imediato da retomada de taxas mais expressivas de subsidência, caracterizando os depósitos da TS Conselheiro Mata como registro da fase flexural da Bacia Espinhaço (Chang et al., 1988; Martins Neto, 1993; 1995a). Dupont (1995), com base em estudos paleogeográficos de detalhe, reconhece três seqüências deposicionais nesta TS, limitadas por superfícies máximas de transgressão e compostas por uma sucessão transgressiva e uma progradacional. Estudos em andamento (Dupont, em prep.; Martins Neto & Espinoza, em prep.) pretendem detalhar o arcabouço paleogeográfico e estratigráfico desta unidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA ABREU, P.A. & PFLUG, R. (1992) Geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Part 1: the basin. 13. Geowiss. Lateinamerika Koll., Münster, Alemanha, abstracts.
- CHANG, H.K.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L. & ALKMIM, F.F. (1988) considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. Anais XXXV Cong. Bras. Geol., Belém, 5: 2076-2090.
- DA SILVA, H.T.F. (1993) Flooding surfaces, depositional elements, and accumulation rates - characteristics of the Lower Cretaceous Tectonosequence in the Recôncavo Basin, northeast Brazil. Tese de doutorado, Univ. do Texas, U.S.A., 312 pp (inédito).
- DOSSIN, I.A.; GARCIA, A.J.V.; UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M. (1987) Fácies eólica na Fm. Galho do Miguel, Sg. Espinhaço (MG). Bol. SBG/MG, 6:85-96.
- DUPONT, H.S.B. (1995) O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. Neste simpósio.
- MARTINS NETO, M.A. (1993) The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Tese de doutorado, Univ. de Freiburg, Alemanha. Freiburger geowiss. Beitr., B. 4, 155pp.
- MARTINS NETO, M.A. (1994) Braidplain sedimentation in a Proterozoic rift basin: the São João da Chapada Formation, southeastern Brazil. Sedimen. Geol., 89:219-239.
- MARTINS NETO, M.A. (1995a) A evolução tectônica da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. V Simp. Nac. Est. Tec., Gramado, RS., submetido.
- MARTINS NETO, M.A. (1995b) A evolução paleogeográfica da Tectonosequência Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaço, fase rift, na região entre Sopa e Gouveia (MG). Neste simpósio.
- MARTINS NETO, M.A.; BRICHTA, A. & PFLUG, R. (1992) Sedimentation and paleogeography of the basal formations of the Proterozoic Espinhaço Supergroup, region of Diamantina, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1991(6): 1737-1747.
- SCHOBENHAUS, C. (1993) Das Mittlere Proterozoikum Brasiliens mit besonderer Berücksichtigung des zentralen Ostens: Eine Revision. tese de doutorado, Univ. de Freiburg, Alemanha, 166pp (inédito).
- SILVA, R.R. (1993) Seqüências estratigráficas da fase rifte do Supergupo Espinhaço, Diamantina, Minas Gerais. Anais do II Simp. do Craton São Francisco, 154-157.
- SILVA, R.R. (1994) Depositional sequences of the rift fase of the Proterozoic Espinhaço Supergroup between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil. 14th Int. Sedimen. Cong., Recife, Brasil, p G75-G76.
- 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, Univ. de São Paulo, 295 pp (inédito).

Tabela 1: Tectono-estratigrafia e síntese dos dados estruturais e paleogeográficos da Bacia Espinhaço (modificado de Martins Neto, 1995a)

Estratigrafia	Espessura (m)	Ambiente deposicional	Fase evolutiva da bacia	Regime tectônico	Referências
Tectonossêqüência Conselheiro Mata	~900	marinho raso a plataformal (localmente fluvial a costeiro)	fase flexural	subsidiência termal	Dupont (1995) Chang et al. (1988)
Tectonossêqüência Galho do Miguel	~ 500	eólico a marinho raso	fase transicional		Dossin et al.(1987) Martins-Neto (1993)
Tectonossêqüência Sopa-Brumadinho	100 - 200	fan-deltáico lacustre	fase rifte	subsidiência mecânica	Martins-Neto (1993, 1995a, 1995b) Almeida Abreu & Pflug (1992)
Tectonossêqüência São João da Chapada	100 - 200	braidplain (lacustre na base)			Martins-Neto (1993, 1994)
Tectonossêqüência Natureza	~100	eólico, fluvial e leques aluviais			Silva (1994)
Tectonossêqüência Olaria	~100	lacustre? (mantos de pedimento na base)	fase pré-rifte	?	Silva (1993, 1994)

ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS E MODELO DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO GUINÉ (MESOPROTEROZÓICO) NA CHAPADA DIAMANTINA, BAHIA

AUGUSTO J. PEDREIRA - CPRM-SALVADOR

A Formação Guiné, aflorante na região central do Estado da Bahia, faz parte do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico) no domínio da Chapada Diamantina (figura 1A). O ordenamento vertical das litologias descritas na formação por Bonfim & Pedreira (1990), Pedreira & Margalho (1990) e recentemente estudadas pelo autor a norte e leste da localidade homônima, permite o seu enquadramento no esquema conceitual de estratigrafia de seqüências para uma margem continental (Einsle, 1992; figura 1B). Nas figuras 1D e 1C, que mostram as colunas estratigráficas das áreas de Mundo Novo (MN), Caeté Açu (CA) e norte de Guiné (G) ordenadas transversalmente a uma margem continental, estão representadas as seguintes subunidades dos tratos de sistemas deposicionais, definidos pelo autor acima, cujas abreviaturas encontram-se entre parênteses no texto a seguir:

Depósitos de nível baixo (LSD): Esses depósitos desenvolvem-se durante uma queda eustática rápida do nível do mar, até a parte inicial da sua subida; estão sobre um limite de seqüência do tipo 1 (SB1), que significa uma exposição da plataforma e sua incisão por rios. Na Formação Guiné esses depósitos, com cerca de 117m de espessura, estão representados pelo leque de talude (SF) e por uma cunha de nível baixo (LSW). O primeiro é caracterizado por conglomerados suportados pela matriz depositados por correntes de turbidez de alta concentração que afloram a leste de Sincorá Velho (SV) e sudeste de Mundo Novo, sobre argilitos da cunha de nível baixo (figura 1D). A cunha de nível baixo prograda em direção à bacia: a alternância de siltitos e argilitos que constitui grande parte da formação representa essa cunha. A progradação é indicada pelo espessamento das camadas que a constituem em direção ao topo. O topo da cunha de nível baixo é uma superfície de inundação marinha chamada superfície transgressiva (TS), que marca o recuo rápido da linha de costa em direção ao continente. Canais largos e rasos preenchidos por areia e arenitos em camadas com geometria sigmoidal e paleocorrentes dirigidas para leste mapeados a sudeste de Mundo Novo e no vale do Patís a sul de Caeté Açu que marcam o topo da cunha de nível baixo, são recobertos por arenitos e siltitos argilosos com estratificação plano-paralela, marcas onduladas e fendas de ressecamento, atingindo até 130m de espessura. Os arenitos são interpretados como preenchimento local de vales incisos. As rochas superpostas a eles são depósitos costeiros de água rasa ocasionalmente sujeitos a exposição subaérea, e portanto devem representar essa superfície.

Depósitos transgressivos (TD): Esses depósitos começam com a superfície transgressiva. Em direção ao continente estão em *onlap* sobre o limite inferior da seqüência e em direção ao mar estão em *downlap* sobre a superfície transgressiva. Na Formação Guiné, os depósitos transgressivos com espessura em torno de 100m, encontram-se logo a leste da localidade homônima. Nesse local, siltitos com estratificação cruzada sigmoidal, em direção ao topo passam para siltitos com laminação plano-paralela e argilitos formando uma seqüência *fining up* que indica a retrogradação da linha de costa. No topo desses depósitos está a superfície de inundação máxima (MFS), que marca a transição de uma unidade sedimentar em *onlap* em direção ao continente, para uma cunha progradando em direção ao mar. Na Formação Guiné, essa superfície é caracterizada por siltitos com laminação cruzada com fendas de ressecamento no topo das camadas. Em direção à bacia, a superfície de inundação máxima passa a uma superfície condensada (CS) que é um nível de máxima redução da sedimentação. Na Formação Guiné, essa superfície provavelmente está representada dez quilômetros a sul de Caeté Açu, por argilitos avermelhados.

Depósitos de nível alto (HSD): Representam a parte final da elevação do nível do mar, seu estacionamento e a parte inicial da sua queda. Esses depósitos afloram cerca de vinte quilômetros a norte de Guiné e consistem em siltitos com evidências da ação de tempestades. Sua espessura é de aproximadamente 80m. O topo da Formação Guiné também é um limite de seqüência do tipo 1, coincidente com a base da Formação Tombador, que trunca desde os depósitos de nível alto cerca de vinte quilômetros a norte de Guiné, até a cunha de nível baixo a leste de Sincorá Velho.

Os sedimentos da Formação Guiné são inicialmente progradantes, depositados durante um abaixamento do nível do mar e passam a retrogradantes, correspondendo a uma elevação daquele nível. Na figura 1B, o posicionamento das secções indica que a deposição da formação foi próxima à borda de uma plataforma que, de acordo com as medidas de paleocorrentes disponíveis, se aprofundava para leste. A Formação Guiné representa assim uma seqüência deposicional completa, situada entre dois limites de seqüência do tipo 1. Dessa forma, a abordagem da Formação Guiné sob o ponto de vista da estratigrafia de seqüências demonstra a superposição de ciclos de maior hierarquia aos

propostos inicialmente por Pedreira (1988), e confirma a interpretação de Bomfim & Pedreira (1990) e Pedreira & Margalho (1990) do seu ambiente de sedimentação como uma margem continental.

BIBLIOGRAFIA CITADA

BOMFIM, L.F. ; PEDREIRA, A.J.(Orgs),1990. *Lençóis (Folha SD.24-V-A-V); Estado da Bahia, Texto Explicativo*. Brasília, DNPM.130p.

EINSELE, G.,1992. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*. Berlin, Springer-Verlag. 628 p.

PEDREIRA, A.J. 1988. Sequências deposicionais no Precambriano: Exemplo da Chapada Diamantina Oriental. In: CONGR. BRAS. GEOL.,35,Belém, 1988. *Anais...*Belém,SBG., v. 2, p.648-659.

PEDREIRA, A.J.; MARGALHO, R.(Orgs), 1990. *Mucugê (Folha SD.24-V-C-II); Estado da Bahia, Texto Explicativo*. Brasília, DNPM. 112p.

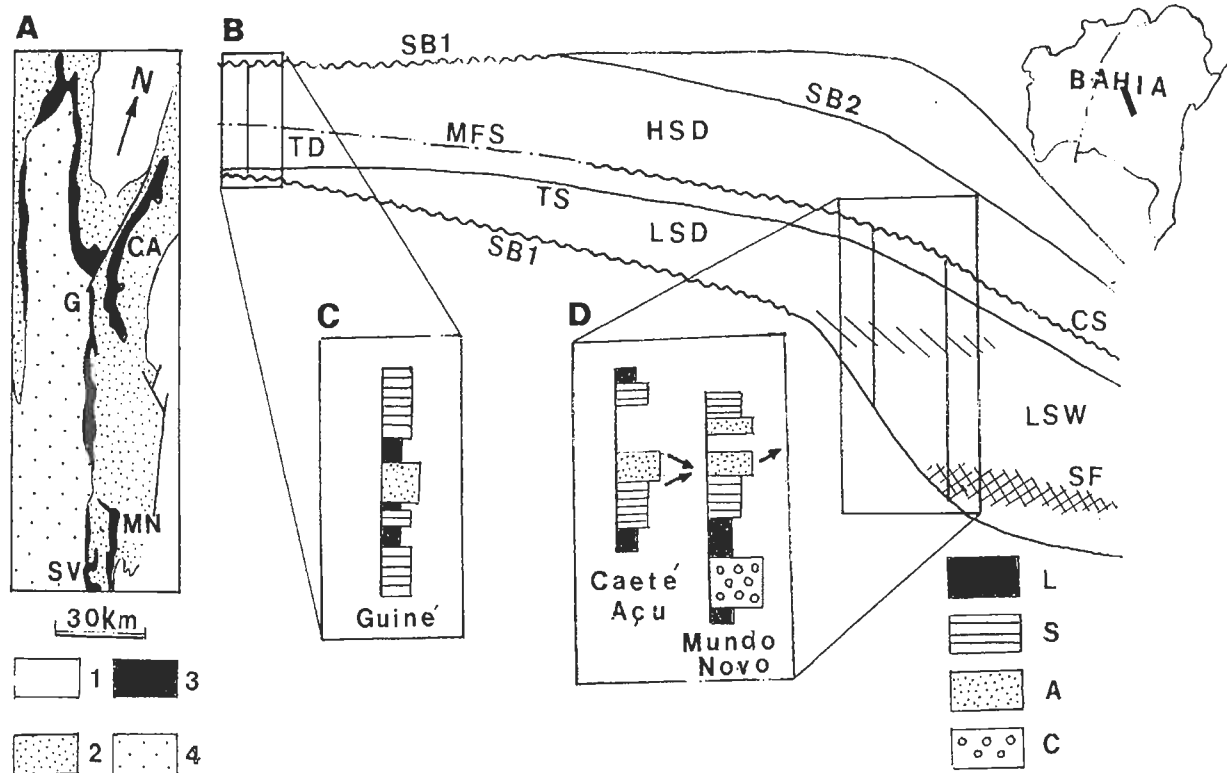


Figura 1: 1A- Setor estudado da área de afloramento da Formação Guiné: 1-"Bacias" neoproterozóicas; 2- G. Chapada Diamantina; 3-F.Guiné; 4- F.Mangabeira. 1B- Sequências estratigráficas de uma margem continental (Einsele,1992). 1C- Coluna estratigráfica da formação na região de Guiné. 1D- Colunas estratigráficas da formação nas regiões de Caeté Açú e Mundo Novo. Litologias em 1C e 1D: L- argilito; S-siltito; A- arenito; C- conglomerado; as flechas indicam o sentido das paleocorrentes.

ALVO BOM JAVÁ: EXEMPLO DE TRANSCORRÊNCIA LOCAL NA REGIÃO DE MORRO DO PILAR, ESPINHAÇO MERIDIONAL/MG

ULISSES CYRINO PENHA - COMIG
SÉRGIO AUGUSTO MORAIS MACHADO - COMIG

INTRODUÇÃO

Recentemente, a Comig prospectou (Aguiar & Marques, 1993) a Seqüência Vulcano-Sedimentar Rio Mata-Cavalo (Uhlein, 1984), no denominado Alvo Bom Javá, com 0,6 km² de área, ao norte de Morro do Pilar (MG), serra do Espinhaço Meridional. Foram executados também um detalhamento estrutural (Penha, 1994) e levantamentos geofísicos visando subsidiar o esforço prospectivo para mineralizações auríferas no referido alvo. Os dados estruturais e geofísicos então levantados constituem indícios de uma tectônica local transcorrente, em meio ao contexto maior da tectônica tangencial da serra do Espinhaço Meridional.

GEOLOGIA SUCINTA DO ALVO BOM JAVÁ

As rochas do Alvo Bom Javá pertencem à SVR-Seqüência Vulcano-Sedimentar Rio Mata-Cavalo (Uhlein, *op.cit.*), de provável idade arqueana, limitada a leste por rochas também arqueanas do CGM-Complexo Gnáissico-Migmatítico (Guimarães, 1992), e a oeste pelos metassedimentos do Supergrupo Minas (Dorr, 1969), do Proterozóico Inferior. Estes contatos são marcados por empurrões, cujo transporte generalizado é para oeste (Aguiar & Marques, *op.cit.*). A SVR compreende serpentinitos, aflorantes no rio Mata Cavalo; clorita xistos e clorita-quartzo xistos meteorizados; **bif**-formações ferríferas bandadas a magnetita (sustentam a crista leste-oeste do alvo); metassedimentos detríticos meteorizados; e intercalações de corpos lenticulares de quartzo-sericita xistos miloníticos nas rochas acima; associam-se-lhes *boudins* e enxames de veios de quartzo.

LEVANTAMENTOS GEOFÍSICOS MAGNETOMÉTRICOS E RADIOMÉTRICOS

A Fig. 1 mostra o mapa de contorno do campo magnético total com uma textura bastante irregular, sendo que a norte e noroeste da área o campo magnético não possui qualquer perturbação, indicando ausência de corpos anômalos, enquanto nas partes central e oriental há uma seqüência de anomalias, sendo mais evidente um corpo situado entre as linhas 200E e 500E, com direção aproximada E-W; a partir desta última linha, o referido corpo flete para NE. A partir do mapa de contorno das medidas de susceptibilidade magnética (Fig. 2) deduz-se que nos locais em que o campo magnético é mais perturbado

os corpos anômalos são aflorantes e nas suas vizinhanças ocorre grande concentração de minerais magnéticos no solo. No mapa de contorno radiométrico (contagem total, Fig. 3), as informações que pode-se extrair são as mesmas obtidas do mapa de contorno da medida de susceptibilidade magnética: nos locais em que a contagem total dos elementos radioativos é elevado (superior a 130 cps), a medida de susceptibilidade magnética é muito baixa, e vice-versa. Como exemplo, vale citar as linhas 600E e 800E, que apresentam os maiores valores de susceptibilidade magnética e os menores de radiometria. Conclui-se, portanto, que há uma dupla confirmação entre as informações obtidas em ambos os métodos.

DADOS ESTRUTURAIS DO ALVO BOM JAVÁ

Regionalmente, a foliação (*Sn*) oscila em torno de norte-sul, com lineação de estiramento mineral (*Le*) associada em torno de leste-oeste, e os critérios cinemáticos (rotação de plagioclásios e de 'tension veins', assimetria de dobras, etc.) indicando empurrões dirigidos para oeste (Aguiar & Marques, *op.cit.*). Entretanto, nos afloramentos e trincheiras das porções central e ocidental do Alvo Bom Javá, foram constatados empurrões oblíquos fletindo para situações estruturais de transcorrência, com verticalização dos planos de *Sn* segundo direção em torno de leste-oeste; a *Le* associada a estes planos mantém o sentido observado regionalmente, com baixos valores de mergulho. Observam-se também dobras do tipo A com eixos sub-paralelos à *Le*, e estiramento de 'boudins' de quartzo segundo *Le*.

No extremo oriental do alvo, constatou-se: (1) **falha de empurrão** de direção norte-sul, afetando o nível de **bif** a leste da linha 550E; (2) **inflexão das unidades líticas** de leste-oeste para nor-nordeste, a leste da linha 900E, também delineado pela magnetometria; e (3) desen-volvimento de um **sistema de empurrões sob regime rúptil de direção N40-50°W**, que desloca o nível de **bifs** gerando cataclásitos em 900E/100N, *pencil structures* de quartzo e *boudins* estirados de magnetita compacta (trincheira LB/590E), além de arqueamento de *Sn* nos clorita xistos em 500E/450N e 650E/250N; as descontinuidades magnetométricas demarcam tal sistema rúptil. Nas trincheiras aí situadas há evidências de cavalgamentos, desenvolvendo *Sn* cujos planos mergulham suave a moderadamente, além de dobras abertas com eixos sub-ortogonais à *Le*.

CONCLUSÕES

Deduz-se, pelos dados estruturais e geofísicos, que as rochas do Alvo Bom Javá estão estruturadas segundo a direção leste-oeste, fletindo para norte-sul em seu extremo oriental. Propõe-se aqui que os cavalgamentos essencialmente frontais (dirigidos de leste para oeste) que caracterizam a tectônica da serra do Espinhaço *foram ligeiramente oblíquos* na região de Morro do Pilar, o que conduziu, na continuidade do processo deformacional, ao desenvolvimento das *transcorrências tardias* e locais das porções central e ocidental do alvo estudado. Estas transcorrências tardias foram posteriormente afetadas pelos *empurrões eminentemente rúpteis* descritos em rochas da porção oriental do alvo.

AGRADECIMENTOS

Os autores externam seus agradecimentos à Direção da Comig por permitir aos autores a divulgação deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, G.B. & MARQUES, R.E. de F. - 1993 - Projeto Ouro/Morro do Pilar. Detalhe. Comig (rel. interno), 31p.
- DORR, J.V.N. - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.GEOL.SURVEY. Prof.Paper 641A. Washington.
- GUIMARÃES, M.L.V. - 1992 - Petrologia das rochas pré-cambrianas da região de Itabira/Morro do Pilar, Borda sudeste da serra do Espinhaço Meridional, MG. Tese de mestrado, USP, São Paulo, 124p.
- MACHADO, S.A.M. - 1994 - Levantamento Magnetométrico e Radiométrico no Projeto Morro do Pilar. Comig(rel.interno), 8p.
- PENHA, U.C. - 1994 - Relatório de Visita Técnica ao Projeto Morro do Pilar. Geologia Estrutural do Alvo Bom Javá. Comig(rel.interno), 6p.
- PFLUG, R. - 1968 - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, Minas Gerais. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. Not. Prelim., nº142.
- UHLEIN, A. - 1984 - Estratigrafia, tectônica e potencialidade mineral da região de Morro do Pilar, MG. Rel.pesq. ao CNPq

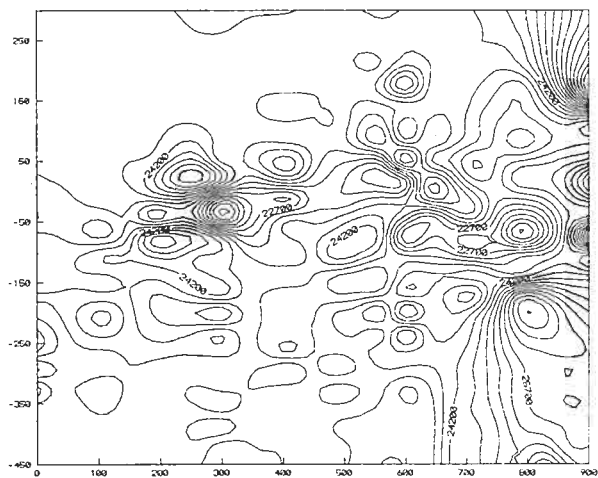


Fig. 1 - Mapa de contorno do campo magnético total (IC = 500 nT)

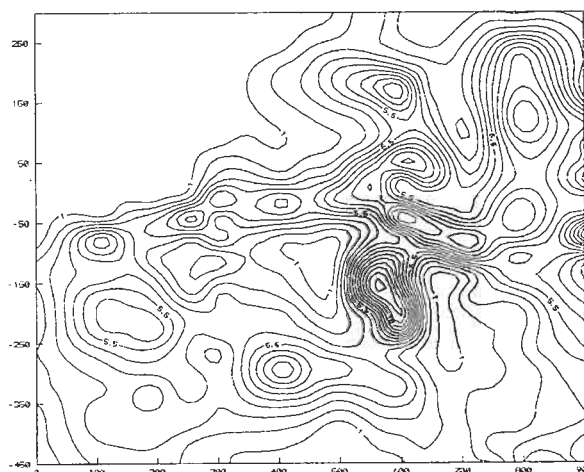


Fig. 2 - Mapa de contorno da medida de susceptibilidade magnética (IC = $15 \cdot 10^{-6}$ CGS)

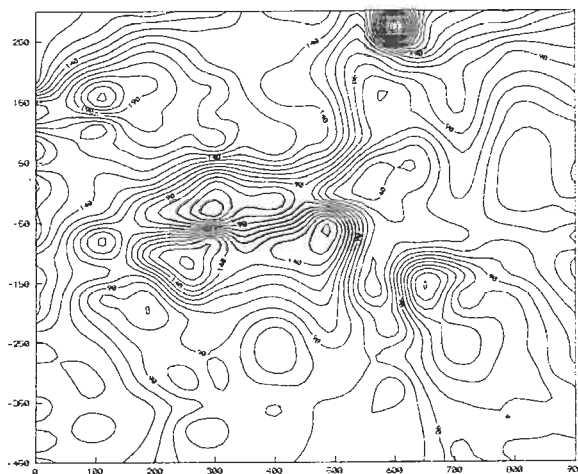


Fig. 3 - Mapa de contorno da radiação gama total (IC = 10CP10S)

DADOS PRELIMINARES E POTENCIAL METALOGENÉTICO DA SEQÜÊNCIA LIMOEIRO, SERRA DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL MINEIRO

ULISSES CYRINO PENHA - COMIG

LINEU DE ALMEIDA SABÓIA - Geoexplore Consultoria Mineral Ltda.

INTRODUÇÃO

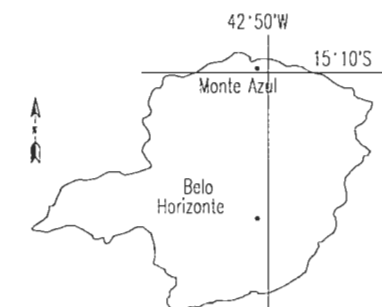


Fig. 01 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EM MINAS GERAIS

A faixa de disposição norte-sul, balizada a pela serra do Espinhaço e a oeste por Mato Verde e Espinosa, no extremo norte de Minas Gerais, é essencialmente constituída por rochas arqueanas (Siga Jr., 1986) do Complexo Porteirinha (Pedrosa-Soares *et al.*, 1993). A leste desta faixa, o Supergrupo Espinhaço (Pflug, 1968), do Proterozóico Médio, inclui quartzitos, metaconglomerados e metavulcânicas ácidas a intermediárias. A região integra a Faixa de Dobramentos Araçuaí, na zona limítrofe com o cráton do São Francisco. Os autores efetuaram trabalhos em escala de reconhecimento envolvendo geologia, estrutural e geoquímica de superfície nesta área, entre Monte Verde e Monte Azul (Fig. 1). Embora preliminares, os dados resultantes permitem distinguir do Complexo Porteirinha uma associação rochosa de caráter metavulcânico, aqui denominada *Seqüência Limoeiro*, estratigraficamente posicionada entre o complexo citado e o Supergrupo Espinhaço.

Os trabalhos de mapeamento sistemático efetuados pela CPRM (Moutinho da Costa, 1976) na região inserem as rochas desta seqüência na Associação Pré-Espinhaço, juntamente com migmatitos e meta-ultramáficas arealmente restritas. A atualização do conhecimento geológico, expressa no Mapa Geológico de Minas Gerais (compilação em escala 1:1.000.000), coordenada por Pedrosa-Soares *et al.* (*op.cit.*), coloca-as no Complexo Porteirinha. A evolução tectônica desta faixa foi estudada por Crocco-Rodrigues *et al.* (1993). Outros trabalhos recentes sobre o Espinhaço Setentrional são os de Uhlein (1991) e Schobbenhaus (1993).

PERFIS GEOLÓGICOS E GEOQUÍMICA DE SUPERFÍCIE

Os perfis geológicos efetuados têm disposição geral leste-oeste, são transversais à faixa de interesse contida entre Mato Verde-Monte Azul e a escarpa ocidental da serra do Espinhaço: Mato Verde-Fazenda

Lavrinha, Mato Verde-Melancia, São João do Bonito-João Alves, Pajeú-cabeceiras do rio Pajeú, Monte Azul-Angical, Monte Azul-Limoeiro e Terra Vermelha-São Pedro. À exceção do perfil Monte Azul-Limoeiro, todos os demais seccionaram rochas gnáissicas e granitóides, parcialmente migmatizadas, metamorfizadas em condições da facies anfibolito, com faixas localizadas de rochas metamáficas e meta-ultramáficas.

As rochas *granitóides* são em geral mesocráticas, isotrópicas a pouco foliadas. Indícios de alteração hidrotermal incipiente incluem epidotização e sericitização de plagioclásios. Os *gnaiesses* estão via de regra migmatizados, com estruturas bandada e dobrada, e seu bandamento composicional é deformacional (no sentido de Myers, 1978), uma vez que coincide com os planos de foliação regional, de caráter milonítico, cujos planos oscilam entre N10°E e N10°W, com mergulhos entre 50° e 80°, associando-se aos mesmos uma lineação mineral ou de estiramento (*Le*) "down dip". São comuns estreitos corpos tabulares de pegmatitos e aplitos, concordantes com o bandamento composicional, bem como corpos máficos, ora tabulares, ora amendoados, de textura isotrópica em meio a faixas foliadas. Esporadicamente, a deformação dúctil superimposta gerou quartzo-muscovita xistos miloníticos com foliação anastomosada (*Sn*), e quartzo em veios e "boudins" originados por fraturamento hidráulico. Quando aos protólitos se associam faixas de rochas *máficas e ultramáficas*, os milonitos resultantes contém ainda tremolita-actinolita, clorita, turmalina e, por vezes, talco e sulfetos. Os indicadores cinemáticos implicam uma movimentação geral de massas de leste para oeste, manifesta em planos de empurrão empinados.

A *amostragem geoquímica* foi efetuada em caráter regional, não sistemática, tendo as amostras de sedimentos ativos de corrente sido analisadas para Pb/Zn/Ag/Au pelo laboratório da Geosol, com objetivo específico para determinado modelo de jazimento mineral.

SEQÜÊNCIA LIMOEIRO

Ao longo do perfil Monte Azul-Limoeiro aflora uma seqüência, aqui designada *Seqüência Limoeiro*, constituída por quartzo-clorita xistos, clorita-quartzo-turmalina-pirita xistos, quartzo-muscovita xistos, raros quartzitos feldspáticos e, localmente, corpos

lenticulares de barita contidos em xistos miloníticos. Estas rochas apresentam evidências de pronunciado cisalhamento localizado em condições dúctil-rúpteis, por vezes acompanhado de turmalinização, sulfetação, potassificação e silicificação. A atitude dos planos de *Sn* oscila de N5°E a N45°E, com mergulhos moderados a altos, preferencialmente para sudeste.

Três afloramentos ao longo deste perfil merecem destaque: (1) Pacote estreito em que alternam-se níveis de metachert ferruginoso, ora maciço, ora foliado, e de quartzo-sericita-leucocênio xisto milonítico, este classificado como metavulcânica ácida (petrógrafa Ludmila Pereira, *com. verbal*); sua meteorização gerou "gossan"; (2) Conjunto cisalhado de clorita-quartzo xisto em contato com muscovita-quartzo xisto, este com lentes de barita (de até 3m x 0,8m) contendo "box works", oriundos da meteorização de sulfetos ou carbonatos; (3) Clorita-quartzo-turmalina-pirita xisto fino associado a muscovita-quartzo xisto, ambos constituindo tectonitos LS na conceituação de Davis (1984).

Esta seqüência é interpretada pelos autores como metavulcânica de natureza máfica (clorita xistos), com termos intermediários (tufo) a ácidos (metavulcânicas pouco deformadas), com contribuição sedimentar química (metachertes ferruginosos). A participação sedimentar detrítica é restrita a faixas estreitas de quartzitos feldspáticos e filitos.

POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO E AMBIÊNCIA GEOTECTÔNICA

As rochas da seqüência em estudo estruturam-se segundo faixas heterogeneamente deformadas, em que a relação angular entre *Sn* e a *Le* aí contida configura um sistema de empurrões cuja cinemática indica movimentação para leste-nordeste. Os planos destes empurrões orientam-se desde N10°W a N10°E, com mergulhos moderados a fortes para nordeste e sudeste. As dobras de porte mesoscópico, em geral intrafoliais e de diferentes estilos, são produtos locais de deformação concentrada, não devendo ser correlacionadas ao longo de toda a seqüência. O contato da *Seqüência Limoeiro* com as rochas do Complexo Porteirinha é encoberto por sedimentos colúvio-eluvionares. A leste, esta seqüência é cavalgada pelas rochas do Supergrupo Espinhaço segundo uma superfície de descolamento basal de baixo ângulo. Portanto, sua *idade geológica* deve oscilar entre o Arqueano e o Proterozóico Inferior.

Quanto à *ambiência*, possivelmente represente porções basais preservadas (metavulcânicas) de uma bacia intracratônica alojada nos terrenos *TTG* (Tonalito-trondjemito-gnáissicos) do Complexo Porteirinha. Sua porção superior, com maior participação sedimentar, teria em tese sido grandemente erodida. Seqüência similar, de posicionamento estratigráfico semelhante (encaixada em terrenos *TTG* e cavalgada por rochas do Supergrupo Espinhaço), porém desprovida de clorita xistos e metamorfizada na facies anfíbolito baixo, foi descrita a leste da serra do

Espinhaço Setentrional por Penha & Fonseca (1994) como *Seqüência Cantinho*.

POTENCIAL METALOGENÉTICO

Para a *Seqüência Limoeiro*, o modelo de mineralizações auríferas relacionadas ao cisalhamento dos empurrões do Supergrupo Espinhaço é improvável, uma vez que ambas as unidades foram metamorfizadas na facies xisto verde. Assim, a justaposição tectônica em questão não causaria inversão geotermal com desidratação e mobilização de fluidos mineralizantes. Restam os modelos sedimentar-exalativo (*Sedex*) e vulcanogênico. Para o primeiro caso, ainda que existam de nível(s) rompido(s) de barita e representantes de termos vulcânicos ácidos a intermediários, a "bacia Limoeiro" é muito restrita, comportando uma espessura de sedimentos insuficiente para viabilizar a percolação efetiva de fluidos ao longo de estruturas (Large, 1981). Segundo Sangster (1990), o modelo *Sedex* requer pelo menos 3 km de sedimentos para propiciar a ascensão de fluidos na bacia, solubilizando metais e precipitando-os em contato com a água do mar. O modelo vulcanogênico merece investigação adicional, sendo os dados disponíveis ainda prematuros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CROCCO-RODRIGUES, F.A.; GUIMARÃES, M.L.V.; ABREU, F.R. de; OLIVEIRA, O.A.B. de; GRECO, F.M. - 1993 - Evolução tectônica do Bloco Itacambira-Monte Azul, entre Barroão e Porteirinha (MG). In: SIMP. GEOL.MINAS GERAIS,7,Belo Horizonte. Anais... Belo Hte/SBG,212-216.
- DAVID, G.H. - 1984 - Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley.
- LARGE, D.E. - 1981 - Sediment-hosted submarine exhalative lead-zinc deposits. A review of their geological characteristics and genesis. In: WOLF, K.H.,(Ed.), Handbook of strat-bound and stratiform ore deposits, 9:469-507.
- MOUTINHO DA COSTA, L.A.M. da (Coord.) - 1976 - Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. MME/DNPM,convênio DNPM-CPRM,v.1a,300p.
- MYERS, J.S. - 1978 - Formation of banded gneisses by deformation of igneous rocks. Precamb.Res.,6:43-64.
- PENHA, U.C. & FONSECA, M.B.R. - 1994 - Potencial aurífero da Seqüência Cantinho: uma nova unidade litoestratigráfica no Espinhaço Setentrional Mineiro. In: CONG.BRAS.GEOL., 38, Camboriú. Bol. res., Camboriú,SBG:189-190.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C. de; CARVALHO, M.V.A. de; REIS, A.C. dos - 1993 - Nota Explicativa dos Mapas Geológico e Metalogenético de Minas Gerais. In: PLANO TRIENAL DE ATIVIDADES (Paulo Abib Engenharia), COMIG (rel.interno),3:122p.
- PFLUG, R. - 1968 - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. Not. Prelim.n°142.
- SANGSTER, D.F. - 1990 - Mississippi Valley-Type and Sedex lead-zinc deposits. A comparative examination. Trans. Inst. Min. Metall. (Sect B App Earth Sci.),99:B21-42.
- SIGA JR., - 1986 - A evolução geocronológica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. IG/USP,São Paulo (Tese de Mestrado),140p.
- SCHOBENHAUS, C. - 1993 - O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região centro-leste: uma revisão. Univ. Albert-Ludwig,Freiburg. Alemanha,166p.
- UHLEIN, A. - 1991 - Transição craton-faixa dobrada: exemplo do Craton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais (aspectos estratigráficos e estruturais). (Tesc de Doutorado),USP,São Paulo,295p.

EXPLORAÇÃO MINERAL NO NORTE DE MINAS GERAIS: O EXEMPLO DO PROJETO SERRANÓPOLIS

ULISSES CYRINO PENHA - COMIG
SÉRGIO DE LIMA DELGADO - COMIG

INTRODUÇÃO

O Projeto Ouro-Serranópolis teve origem nos trabalhos de prospecção regional efetuados pela Metamig (Christophe da Silva, 1989) no norte de Minas Gerais, ao que seguiram-se pesquisas da Comig (Penha *et al.*, 1992) em uma área de 150 Km², situada a leste de Porteirinha, onde buscaram-se indícios de mineralizações de ouro e de metais-base. Apresentam-se aqui os dados geoquímicos desta área, além de idéias sobre seu potencial metalogenético.

GEOLOGIA E ESTRUTURAÇÃO DA ÁREA

Localizada na Faixa de Dobramentos Araçuaí, serra do Espinhaço Setentrional, a área em estudo está inserida na janela estrutural designada Bloco Itacambira-Monte Azul, por Guimarães *et al.* (1993), faixa com 30 km de espessura média, orientada segundo norte-sul, situada no extremo norte deste Estado; as rochas da área coincidente com a do presente estudo foram incluídas pelos autores acima no Embasamento Indiviso. A evolução tectônica desta faixa foi estudada por Crocco-Rodrigues *et al.* (1993). Pedrosa-Soares *et al.* (1993) incluíram estas rochas arqueanas no *Complexo Porteirinha*.

São gnaisses maciços a foliados, bandados ou não, freqüentemente migmatizados, além de xistos máficos e ultramáficos interpretados por Pereira & Lacerda (1993) como restos de uma seqüência original máfica-ultramáfica diferenciada. Quando cisalhadas, as rochas dispõem-se segundo faixas descontínuas com espessura de até centenas de metros e extensões até quilométricas, contendo em maiores proporções paragênese mineral da facies xisto verde. O *Supergrupo Espinhaço* (Proterozóico Médio) sustenta a serra a leste de Serranópolis, e compreende sericita quartzitos, metaconglomerados e máficas, todas metamorfoseadas na facies xisto verde. O aspecto estrutural mais evidente na área são zonas de cisalhamento com extensões de dezenas a milhares de metros e espessuras até decamétricas, em que os planos de foliação milonítica (Sn) têm direção entre N35°E e N25°W, mergulhando para oeste segundo ângulos baixos a moderados no Espinhaço e altos a moderados no Complexo Porteirinha (Penha *et al.*, 1992). Segundo estes autores, os planos de cavalgamento que estruturaram as rochas do Complexo Porteirinha foram progressivamente rotacionados de modo a assumir as atitudes empinadas da porção crustal hoje exposta,

ainda que em tese se suavizem em profundidade (geometria de escamas lenticularizadas). Apenas na faixa de contato entre ambas as unidades citadas, que corresponde a uma superfície de descolamento, os valores de mergulho são similares. Estas zonas representam frentes de cavalgamento de uma tectônica regional com cinemática dirigida para oeste e que afeta toda a serra do Espinhaço. Os planos de Sn contêm uma lineação de estiramento mineral e/ou de estiramento disposta entre S60°E a N70°E.

LEVANTAMENTO GEOQUÍMICO

De início, foi efetuado um estudo orientativo em área onde tanto a diversidade litológica quanto a estruturação foram consideradas representativas da complexidade da área do projeto, tendo sido amostradas 83 estações com amostras de sedimento ativo (sedimentos de corrente-SC e concentrados de bateia-CB) em área de 20 km². Os SC foram divididos em 3 frações (+80#, -80# +150#, -150#), e selecionados os pontos que forneceram mais de 100g por fração para análise química multi-elementar. Desta forma, 34 amostras de SC e CB foram analisadas pela Geosol para Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Cd, Pb (A.A.-HNO₃); B, Ti, Cr, Y, Nb, Mo, Sn, Ba (E.O.E.); S, U, P, Bi, Sr, W (R.X.); Te, As, Sb, Se (geração hidretos-A.A.); Hg (geração vapor-A.A.); Pt, Pd, Rh, Ir (pré-conc.-E.O.E.); F (íon específico) e Au (hidromórfico). Os resultados desta fase mostram que *a dispersão física predomina sobre a química*, como reflexo do regime torrencial e intermitente das chuvas no norte de Minas Gerais. A fração -150# é a que oferece os melhores contrastes, com exceção para Y, Ba e F (igual nas 3 frações) e W (com maior contraste na fração +80#). Estiveram sempre abaixo do limite inferior de detecção: U, Bi, W, Te, B, Nb, Mo, Rh, Ir, Se, Hg e Pt; enquanto Sn, As, Sb, S, Ag e Pd mostraram alguns valores próximos e acima dos respectivos limites de sensibilidade analítica. Nos CB ressalta-se a associação Ti/Y/P com valores acima do limite superior de detecção. Testes realizados por análises de fatores (Modo-R) na fração mais fina indicam que 4 fatores respondem por 73% da variabilidade total, sendo o fator 1 (35%) representado por Cu/Pb/Zn; o fator 2 (16%), por Y/P/Ti; o fator 3 (12%), por Ni/Cr; e o fator 4 (10%), por Ba/F.

Foi realizada posteriormente prospecção de semi-detalle por sedimentos de drenagem em uma área de 85 km², com coleta de SC e CB segundo uma

densidade média de 2 am/Km². Foi direcionada por litologia (Delgado, 1993), sendo amostradas as 'unidades' informais: granodioritos (GRD), gnaisses bandados (GNB), máfico-ultramáficas (MUM) e tonalito-gabróicas (TGB). As amostras de SC e CB foram preparadas no laboratório da Comig e enviadas para análise química (Geosol). Dos elementos dosados na fase orientativa, continuou-se dosando 16, baseando-se no controle obtido na fração -150 # e na importância prospectiva do elemento, mantidos os respectivos métodos analíticos. Os dados obtidos foram tratados pelo sistema GEOQUANT 3.0 (CPRM), considerando os dados por unidade litológica ou constituindo população única (Sumário dos estimadores - Tabela anexa). Em todos os tratamentos, observou-se uma semelhança entre as unidades litológicas a nível de 'background' geoquímico, refletindo o padrão estrutural amendoado e alternado das unidades rochosas em todas as escalas. As bacias estatisticamente anômalas para SC são pequenas e normalmente descontínuas, configurando possíveis anomalias litológicas. Os resultados analíticos dos CB ressaltam a possível presença de galena e cromita na região. Esta última foi identificada em seção polida ocupando núcleos de magnetita (Pereira & Lacerda, 1993).

POTENCIAL MINERAL: CONDICIONANTES TECTÔNICOS E GEOQUÍMICOS

Os dados geológicos, estruturais e geoquímicos da região de Serranópolis indicam baixa potencialidade para *mineralizações metálicas*. O sistema de cavalgamento da área justapõe seqüências de facies xisto verde (Supergrupo Espinhaço), sobre outras de facies anfíbolito (Complexo Porteirinha), além de lenticularizar internamente as rochas deste complexo. Portanto, prospectar ouro segundo o modelo de cisalhamento com alteração hidrotermal retrometamórfica nesta região é desaconselhável, posto que a *tectônica de empurrões não propiciou inversão geotermal*, como ocorre na jazida de urânio de Lagoa Real, Bahia (Lobato, 1985). As mineralizações

metálicas de *Ti/Cr/V* relacionadas ao complexo máfico-ultramáfico diferenciado (Pereira & Lacerda, *op.cit.*) embutido nos gnaisses apresentam um comportamento espacial (amêndoas descontínuas lateralmente, com planos XY do elipsóide de deformação praticamente verticalizados) restritivo à delimitação de jazimentos expressivos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHRISTOPHE DA SILVA, J.C. - 1989 - Dossiê técnico da Região 7 - Rio Pardo de Minas. Belo Horizonte. Relatório interno,68p.
- CROCCO-RODRIGUES, F.A.; GUIMARÃES, M.L.V.; ABREU, F.R. de; OLIVEIRA, O.A.B. de; GRECO, F.M. - 1993 - Evolução tectônica do Bloco Itacambira-Monte Azul, entre Barroão e Porteirinha (MG). *In: SIMP.GEOL.MINAS GERAIS*, 7, BH. Anais... Belo Horizonte/SBG,212-216.
- DELGADO, S. de L. - 1993 - Prospecção Geoquímica de Semidetalle por sedimento de corrente e concentrado de bateia. Projeto Serranópolis. Belo Horizonte. Comig,54p,15 anexos, (rel.interno).
- FONSECA, E.; GUIMARÃES, P.J.; DUTRA LEAL, E.; SILVA, H.M. - 1991 - The Ouro Fino Gold deposit, M. Gerais, Brazil. *In: LADEIRA, E.A. (Ed.), BRAZIL GOLD'91, The Econ. Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Belo Hte,499-506.*
- GUIMARÃES, M.L.V.; CROCCO-RODRIGUES, F.A.; ABREU, F.R. de; OLIVEIRA, O.A.B. de; GRECO, F.M. - 1993 - Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul, entre Barroão e Porteirinha (MG). *In: SIMP.GEOL.MINAS GERAIS*,7,Belo horizonte. Anais... Belo Horizonte/SBG,74-78.
- LOBATO, L.M. - 1985 - Metamorphism, metasomatism and mineralization at Lago Real, Bahia, Brazil. London, Canada, University of Western Ontario (PhD Thesis),306p.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C. de; CARVALHO, M.V.A. de; REIS, A.C. dos - 1993 - Nota Explicativa dos Mapas Geológico e Metalogenético de Minas Gerais. *In: PLANO TRIENAL DE ATIVIDADES (Paulo Abib Engenharia), COMIG (rel.interno),v3,122p.*
- PENHA, U.C.; VALLE, C.R. de O.; SOUZA, M.N. de; AGUIAR, G.B. - 1992 - Dados preliminares sobre a estruturação da borda oeste do Espinhaço Setentrional na região de Serranópolis/MG. *In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS*,6,Ouro Preto,1991. Anais... Rev. Esc. Minas,Ouro Preto,45:78-81.
- PEREIRA, L.M.M. & LACERDA, M.P.C. - 1993 - Corpos máfico-ultramáficos com ocorrência de cromita na região de Serranópolis - MG. *In: SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO*, 2,Salvador. Anais... Salvador,SBG/BA.

SUMÁRIO DOS ESTIMADORES DE SEDIMENTO DE CORRENTE

Geoquímica de Semi-detulhe - Fração <150 # Distribuição Suposta Lognormal

		Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Ba	P	S	F	Au
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb
Ú N I C A	V.min.	2	7	2	2	5	8	28	168	97	50	109	1
	V.max	98	57	140	75	231	630	350	220	880	620	672	169
	Média	29	30	60	17	40	120	113	713	367	201	273	8
	Des. pad.	1,7	1,3	1,6	1,7	1,7	1,8	1,4	1,4	1,5	1,8	1,4	2,9
	C.V.	0,6	0,2	0,5	0,5	0,6	0,6	0,4	0,3	0,4	0,6	0,3	1,4
	G.D. %	99	100	100	98	99	100	100	100	100	100	90	100
G N B	V.min.	8	17	10	4	7	20	34	168	100	53	130	1
	V.max	96	57	140	75	231	630	350	153	880	470	672	169
	Média	33	31	70	19	41	120	135	679	379	187	266	8
	Des. pad.	1,6	1,2	1,4	1,6	1,6	1,8	1,4	1,5	1,5	1,7	1,4	3,2
	C.V.	0,5	0,2	0,4	0,5	0,5	0,6	0,3	0,4	0,4	0,6	0,3	1,7
	G.D. %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	92	100
G R D	V.min.	2	9	7	2	5	29	28	380	100	50	132	*
	V.max	52	50	101	31	88	460	160	156	860	480	638	*
	Média	19	31	44	10	25	93	78	756	305	207	310	*
	Des. pad.	2,0	1,4	1,8	1,9	1,9	1,8	1,5	1,4	1,6	1,7	1,4	*
	C.V.	0,8	0,4	0,6	0,7	0,7	0,6	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4	*
	G.D. %	100	100	100	99	100	100	100	100	100	100	86	100
M U M	V.min.	17	19	43	9	26	56	73	700	180	53	109	*
	V.max	42	42	80	33	99	400	190	980	570	310	600	*
	Média	26	30	64	17	56	215	119	821	347	174	233	*
	Des. pad.	1,4	1,2	1,2	1,5	1,6	1,8	1,3	1,1	1,4	1,7	1,5	*
	C.V.	0,3	0,2	0,1	0,4	0,5	0,6	0,3	0,1	0,3	0,5	0,4	*
	G.D. %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	83	100
T G B	V.min.	14	22	15	10	19	68	65	530	110	51	152	*
	V.max	77	46	90	52	198	530	160	119	730	510	500	*
	Média	31	29	57	20	57	147	98	737	431	269	324	*
	Des. pad.	1,4	1,2	1,4	1,5	1,6	1,5	1,2	1,2	1,5	1,6	1,2	*
	C.V.	0,3	0,1	0,3	0,4	0,5	0,4	0,2	0,2	0,4	0,5	0,2	*
	G.D. %	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	97	100

Obs: * Número de dados Insuficiente

TERRA VERMELHA: EXEMPLO DE TRANSCORRÊNCIA EM ZONA DE INFLEXÃO DA SERRA DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL/MG

ULISSES CYRINO PENHA - COMIG

MARIA BEATRIZ RODRIGUES FONSECA - COMIG

INTRODUÇÃO

A região da Terra Vermelha está inserida na serra do Espinhaço Setentrional (MG), próxima à divisa com a Bahia. Trabalhos regionais foram desenvolvidos pela Metamig (Christophe da Silva, 1989) desde Rio Pardo de Minas até Espinosa, prosseguindo com trabalhos semi-regionais da Comig (Penha & Fonseca, 1994a), com apoio de *PDI*-processamento digital de imagens de satélite TM Landsat-5 (Franca *et al.*, 1994), e de semi-detulhe e detalhe (Penha & Fonseca, 1994b). O clima próximo ao semi-árido e a vegetação do tipo cerrado na região favoreceram a utilização de *PDI* como ferramenta auxiliar. Utilizou-se o *software* ER MAPPER, 3.2c, em estações de trabalho SUN IPX e IPC, gerando como produtos (1) o realce de estruturas regionais e (2) a discriminação de minerais do grupo das argilas e de óxidos de ferro (técnica Crósta, Loughlin, 1991), em tese relacionáveis a alterações hidrotermais de interesse metalogenético. Durante os trabalhos de verificação de campo foram levantados dados estruturais que permitem elaborar a proposta de evolução tectônica ora apresentada.

GEOLOGIA REGIONAL

A região em estudo situa-se na borda leste do craton do São Francisco, no âmbito da Faixa de Dobramentos Araçuaí, mais especificamente na janela estrutural designada Bloco Itacambira-Monte Azul (Guimarães *et al.*, 1993), cuja evolução tectônica foi estudada por Crocco-Rodrigues *et al.* (1993). Os autores do presente trabalho reconheceram aí três unidades litoestratigráficas descritas na literatura (Complexo Porteirinha, Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas), além de definirem uma nova unidade, a Seqüência Cantinho (Penha & Fonseca, 1994b). O Complexo Porteirinha (Pedrosa-Soares *et al.*, 1993) compreende rochas granito-gnáissicas, e representa o embasamento sílico das supracrustais do Proterozóico Médio (Supergrupo Espinhaço) e Superior (Grupo Macaúbas), ao passo que a Seqüência Cantinho, de posicionamento estratigráfico indefinido, constituiu-se de metavulcânicas ácidas a intermediárias cisalhadas com alteração hidrotermal local. A tectônica convergente que afetou as unidades referidas foi dirigida para oeste, gerando empurrões frontais a oblíquos em escala regional com rampas laterais associadas, além de dobramentos e estruturas amendoadas locais. A deformação dúctil-rúptil associa-da a esta tectônica originou *feições locais*

interessantes do ponto de vista metalogenético como inversão geotérmica, cisalhamento e aloctonismo de rochas, metamorfismo retrógrado e alterações hidrotermais.

INSERÇÃO DA ÁREA NA SERRA DO ESPINHAÇO

A serra do Espinhaço é uma entidade fisiográfica que se estende por 1200 km, segundo norte-sul, ao longo dos estados de Minas Gerais e da Bahia. A área da Terra Vermelha situa-se em uma zona de inflexão desta serra, notória nas escalas 1:250.000 (radar) e 1:100.000 (satélite). Neste setor da serra, a maioria das estruturas planares (foliação, xistosidade e bandamento) têm atitudes em torno de N60°E, mergulhando para sudeste.

GEOLOGIA E ESTRUTURAÇÃO DA TERRA VERMELHA

O Supergrupo Espinhaço está representado na área por pacotes de quartzitos puros e impuros (micáceos e feldspáticos), localmente ferruginosos, seguidos por corpos máficos de diabásios e gabros e, em menor expressão, por metavulcânicas ácidas. Tal seqüência foi deformada dúctil-rúptilmente gerando xistos miloníticos e veios de quartzo com feldspato potássico raramente associado. A deformação mencionada estruturou as unidades líticas segundo corpos lenticulares, desfazendo as relações de contato originais mediante imbricação de litologias e transposição parcial de superfícies planares, além de empurrões, dobramentos e transcorrências, estas últimas de expressão localizada. O retrometamorfismo associado aos processos deformacionais gerou silicificação, sericitização e cloritização, observáveis em campo e ao microscópio. A meteorização superimposta às lentes de quartzitos ferruginosos e às rochas máficas, que freqüentemente afloram imbricadas entre si, produziram crostas lateríticas sílico-ferruginosas detectadas pelo TM Landsat-5 e discriminadas pelas técnicas de *PDI* (Franca *et al.*, *op.cit.*).

PROPOSTA DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA

As relações angulares existentes entre as atitudes dos planos de foliação milonítica (*Sn*) e da lineação de estiramento mineral (*Le*) neles contida, observadas em superfícies de empurrão e em dobras de escala

mesoscópica, são ora típicas de cavalgamento oblíquo, ora de transcorrência localizada. Os valores de S_n concentram-se entre $N40^\circ E$ e $N80^\circ E$, com mergulhos predominantes para sudeste, e os de L_e entre $S70^\circ E$ e leste-oeste. Os indicadores cinemáticos (rotação de "tension veins", flexuras de foliação, assimetria de dobras e superfícies S-C) indicam movimentação tectônica convergente de ESE para WNW. Propõe-se aqui que tais esforços convergentes, gerando superfícies de empurrão, tenham formado o antifórme da Terra Vermelha. Uma vez que os empurrões foram oblíquos, a progressão da deformação culminou no desenvolvimento tardio de esforços transcorrentes, de rejeito dextral, com campos transpressivos e transtensivos. Os empurrões, o antifórme e as transcorrências de caráter localizado estão hoje confinadas ao interior de uma estrutura amendoada de porte considerável (eixo maior segundo $N60^\circ E$ com 10km). A figura 1 ilustra a seqüência evolutiva proposta.

BIBLIOGRAFIA

CHRISTOPHE DA SILVA, J.C. - 1988 - Projeto Prospecção Regional. Região 7 (Rio Pardo de Minas). Metamig (Rel.interno), 68p.

CROCCO-RODRIGUES, F.A.; GUIMARÃES, M.L.V.; ABREU, F.R. de; OLIVEIRA, O.A.B. de; GREGO, F.M. - 1993 - Evolução tectônica do Bloco Itacambira-Monte Azul, entre Barroão e Porteirinha (MG). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS,7, Belo Horizonte. Anais... BH/SBG, 212-216.

GUIMARÃES, M.L.V.; CROCCO-RODRIGUES, F.A.; ABREU, F.R. de; OLIVEIRA, O.A.B. de; GRECO, F.M. - 1993 - Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul, entre Barroão e Porteirinha (MG). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS,7, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte/SBG,74-78.

LOUGHLIN, W. - 1991 - Principal component analysis for alteration mapping. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Bethesda (MA), v.57, 9: 1163-1169.

PENHA, U.C. & FONSECA, M.B.R. - 1994a - Projeto Montezuma. Rel. Final de Atividades. Comig (rel.int.), 24p.

PENHA, U.C. & FONSECA, M.B.R. - 1994b - Potencial aurífero da Seqüência Cantinho: uma nova unidade litoestratigráfica no Espinhaço Sctentrional Mineiro. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriú. Bol.res. Camboriú, SBG:189-190.

FRANCA, C.R. da; PENHA, U.C.; GUIMARÃES FILHO, H.A.; CHRISTOPHE DA SILVA, J.C.; FONSECA, M.B.R.; CRÓSTA, A.P. - 1994 - Image Processing and Data Integration for Gold Exploration: An Example of the Methodology Used in Montezuma Area, Northern Minas Gerais State. In: ECO RIO'94, INT. SYMP. RES. ENVIR. MONITORING, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro.

PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C. de; CARVALHO, M.V.A. de; REIS, A.C. dos - 1993 Nota Explicativa dos Mapas Geológico e Metalogenético de MG. In: PLANO TRIENAL DE ATIVIDADES (Paulo Abib Eng.), COMIG (rel.int.), v3, 122p.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Diretoria da Comig pela permissão em divulgar o presente trabalho, esperando contribuir com o conhecimento geológico do norte do Estado. São igualmente gratos ao colega Jarbas Sampaio ('Alemão'), Sávio Figueiredo e Alisson Sol pela produção das figuras.

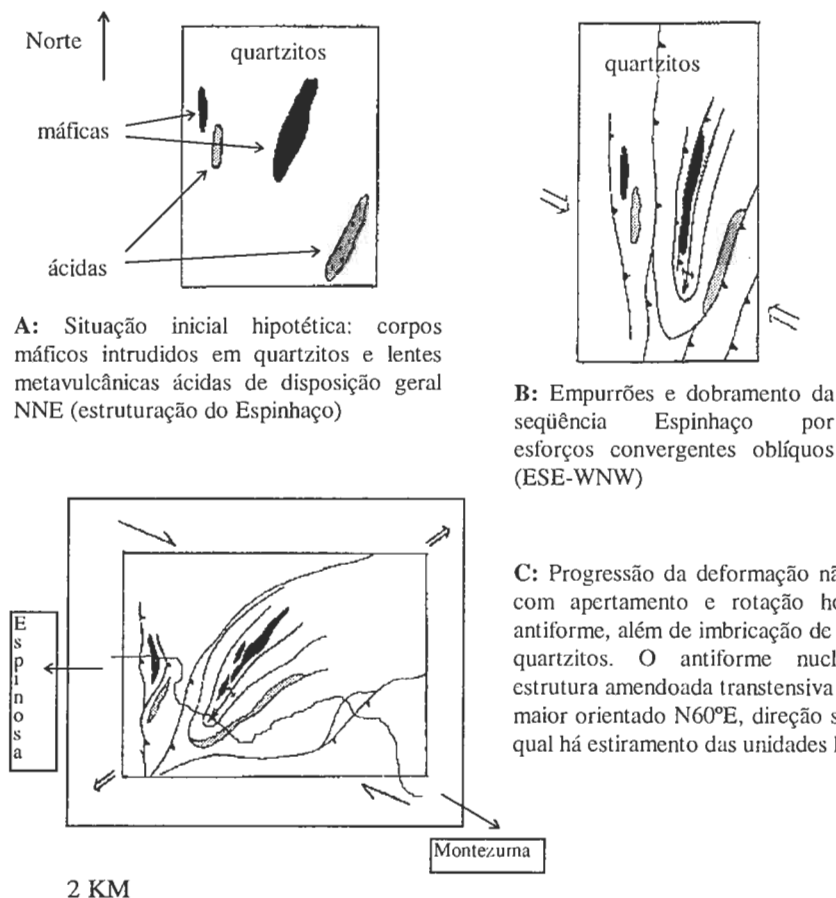


Fig. 1. Evolução Tectônica Proposta para a região da Terra Vermelha.

DEPÓSITOS GEMÍFEROS DO ESPINHAÇO EM MINAS GERAIS

SÉRGIO H. RIBEIRO - MHN/IGC/UFMG

JOACHIM KARFUNKEL - MHN/IGC/UFMG

MARIO L.S.C. CHAVES - MHN/IGC/UFMG

ANDRE BANKO - Mineralogisches Inst. der Univ. Wien.

Entende-se pela designação "Espinhaço" a unidade morfológica, compreendendo a sequência meso-proterozóica homônima, bem como as rochas mais antigas e mais novas que com ela compõem a Cordilheira. Gemologicamente engloba as seguintes variedades:

1) DIAMANTE

Eles podem ser considerados de boa qualidade, com média de Vs-Si/I-J e a produção estimada é superior a 100.000ct/ano (Karfunkel et al., 1995).

a. Depósitos pré-cambrianos

Diamantes desta idade ocorrem associados às formações Sopa-Brumadinho e Grão Mogol (Chaves & Karfunkel, 1995b), do Supergrupo Espinhaço. As rochas, depositadas em leques aluviais e rios *braided*, constituem o retrabalhamento de estratos sedimentares mais antigos; no Conglomerado Sopa típico ocorrem clastos de conglomerados e brechas, além de não serem conhecidos minerais satélites do diamante nos concentrados de pesados.

Os principais depósitos na região de Diamantina pertencem aos campos diamantíferos de São João da Chapada, Guinda-Sopa, Datas e Extração (teores médios de 0.01-0.10ct/m³). A maior pedra de boa qualidade extraída em 1995 (Jan.-Abr.) pesou 25ct (octaedro), oriunda de Extração; resultaram após o beneficiamento duas pedras de 4 e 2ct, com a classificação IF/I. Os depósitos de Grão Mogol são considerados ligeiramente mais novos, com produção anual não ultrapassando 5.000ct. A maior pedra extraída nos últimos 10 anos pesou 5.03ct (dodecaedro), que no estado bruto teve a classificação *cleanish/J*.

b. Depósitos fanerozóicos

CRETÁCEO: Karfunkel & Chaves (1995) demonstraram que o Membro Abaeté do Cretáceo Inferior tem uma distribuição muito maior que a descrita na literatura; é localmente diamantífero e representa depósitos do tipo fluvial *braided* da protobacia do São Francisco. Tal sistema formou-se em consequência do soerguimento Juro-Cretácico do Espinhaço. A direção de transporte no modelo dos autores demonstra claramente sua fonte: Espinhaço, situado a E.

PLIO/PLEISTOCENO: A feição morfológica atual do Espinhaço deve-se provavelmente a um novo soerguimento, ocorrido durante o Plioceno. Em consequência de um relevo mais acentuado formaram-se depósitos de talus ("emburrados"), localmente diamantíferos, como na Serra do Cabral. A última fase de retrabalhamento, fora da atual, é representada pelos "gorgulhos" - depósitos coluviais pleistocênicos, distribuídos amplamente na Serra do Espinhaço, em certos locais diamantíferos com média de 0.01-0.03ct/m³.

ALUVIÕES RECENTES: São economicamente os mais importantes. Seu teor baixo (0.008-0.1ct/m³) é compensado pelo imenso volume de cascalho, superior a 400 milhões de m³, com relação gema/indústria acima de 90/10.

2) QUARTZO

O Brasil é o maior produtor mundial de quartzo e de suas variedades gemológicas desde o início do século, entretanto o auge da produção marca as duas grandes guerras. Na Segunda Guerra, foi exportada uma quantia superior a 10 milhões de toneladas e ainda hoje a exploração é intensa, utilizando-se métodos artesanais. Seu valor gemológico na forma lapidada, ornamental e ainda para fins exotéricos cresceu significativamente na última década.

O quartzo nas formas de cristais isolados, de aglomerados (pinhas), ou ainda para ornamentação, são as mais procuradas. Quartzo com inclusões (como clorita e *phantoms*), natural ou beneficiado, representa um grupo especial que merece destaque; sua demanda na qualidade superior, especialmente no Japão, EUA e RFA é superior a oferta, o que marca o fator principal de preços elevados. As áreas de maior produção são as serras do Cabral, Mineira, Itacambira e Grão Mogol, as duas primeiras as mais importantes. As jazidas primárias são do tipo filões e *stockworks* encaixadas nos quartzitos Espinhaço e ainda nos metapelitos Bambuí entre as serras do Cabral e Mineira. Os depósitos eluviais e coluviais encontram-se em geral nas proximidades dos primários, fornecendo cristais com arestas abauladas; eles são beneficiados para objetos ornamentais.

O quartzo enfumaçado (*morion*) ocorre principalmente na Serra Mineira ao S e SW de Diamantina. Seu uso é exclusivamente na forma lapidada ou ornamental. O citrino é raro no Espinhaço

mineiro, podendo ser denominado de quartzo com "toque" amarelo ou citrino claro.

A ametista é encontrada em duas localidades. No extremo N do Estado, o depósito de Montezuma ocorre na forma de filões nos quartzitos Espinhaço. Tal ametista é conhecida mundialmente pelo tratamento térmico, tornando-a verde ("prasiolita"). Em 1975 a produção diária era de 1-3kg de gema roxa (Cassedanne & Cassedanne, 1975), da qual 20% de qualidade extra. Hoje a produção está paralisada. A segunda ocorrência situa-se na Fazenda Sobrado, em Felício dos Santos (Chaves & Coutinho, 1992), que produziu a gema desde a década de 40 até 1984. A cor foi considerada de boa qualidade, mas frequentemente distribuída em faixas. A mineralização da ametista, com quartzo hialino e *morion* claro, ocorre em veios concordantes com a xistosidade das rochas hospedeiras - micaxistos.

3) OUTRAS VARIEDADES GEMOLÓGICAS

Euclásio

Foi descrito no Espinhaço apenas ultimamente (Chaves & Karfunkel, 1995a): i) próximo de Olhos d'Água, município de Bocaiúva; na década de 80 foram explorados 10kg de material gemológico (amarelo) e peças de coleção, na porção caulinizada de um veio pegmatóide com quartzo e hematita, cortando quartzitos. ii) a NNW de Itacambira foram explorados na mesma época euclásios azulados em veios cortando a Fm. Resplandecente. Em ambas as localidades o material secundário foi também objeto de exploração. iii) durante prospecção a N de Gouveia, foram descobertos euclásios incolores e rosados, de até 1cm, relacionados a veios pegmatóides cortando micaxistos pré-Espinhaço.

Gahnita

Confundida inicialmente com alexandrita, a gahnita foi descoberta na década de 80 ao sul de Felício dos Santos (Cassedanne & Chaves, 1989). Sua cor verde, que na luz artificial muda para vermelho, foi a razão do engano. As gemas, a maioria translúcidas ou opacas, ocorrem em afluentes do Rio Araçuaí.

Bário-ortoclásio

Próximo à ocorrência da gahnita, foi relatada uma nova variedade gemológica (Karfunkel & Chaves,

1994). Identificada como Bário-ortoclásio verde transparente, ocorre nas cabeceiras do Rio Araçuaí em veios concordantes com biotita-xistos pré-Espinhaço. A cor dos cristais completamente transparentes (lapidada até 41ct) lembra as de água-marinha e/ou hiddenita.

Turquesa e wavelita

Relacionam-se a rochas pelíticas da Fm. Rio Pardo Grande, ao N de Conselheiro Mata, ocorrendo nas formas de crostas superficiais, ou associadas à rocha hospedeira (Correia Neves et al., 1976). Seu valor gemológico é reduzido devido a falta de consistência e qualidade do material.

Lazulita

É conhecida na região ao sul de Diamantina, disseminada nos xistos da Fm. Barão de Guaicuí, ou na forma de veios com blocos de até 30kg. Ainda foi observada nas serras de Itacambira e Grão Mogol nos quartzitos Espinhaço.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CASSEDANNE, J.P. & CASSEDANNE, J.O. (1975): As jazidas brasileiras de ametista. Congr. Ibero-Americano de Geol. Econômica, Vol.II-4:183-194. Buenos Aires.
- CASSEDANNE, J.P. & CHAVES, M.L.S.C. (1989): Nota sobre a ocorrência de espinelos gemas ao sul de Felício dos Santos (MG). 5º Simp. de Geol. de MG. SBG, Anais: 99-104. Belo Horizonte.
- CHAVES, M.L.S.C. & COUTINHO, D.C. (1992): Nota sobre a jazida de ametista da Fazenda Sobrado (Felício dos Santos, MG). REM, Vol. 45(1/2): 194-195.
- CHAVES, M.L.S.C. & KARFUNKEL, J. (1995a): Novas ocorrências de euclásio em Minas Gerais. Bol. IG-USP, Sér. Cient., 25. (no prelo).
- CHAVES, M.L.S.C. & KARFUNKEL, J. (1995b): Geologie und Diamant vorkommen von Grão Mogol (Minas Gerais, Brasilien). Geowissenschaften (in press).
- CORREIA NEVES, J.M.; CARDOSO, R.N. & BRICHTA, A. (1976): Geologia e mineralogia de depósitos de wavelita e turquesa da região de Conselheiro Mata, Diamantina-MG. An. 29º Congr. Bras. Geol., Vol. 3: 207-217. Ouro Preto.
- KARFUNKEL, J. & CHAVES, M.L.S.C. (1994): Transparenter, schleifwürdiger, grüner Barium-Orthoklas aus Minas Gerais, Brasilien. Z.Dt.Gemmol.Ges. Vol.43(1/2): 5-13.
- KARFUNKEL, J. & CHAVES, M.L.S.C. (1995): Conglomerados cretácicos da Serra do Cabral, Minas Gerais: um modelo para a redistribuição colúvio-aluvionar dos diamantes do médio São Francisco. Geociências, 13. (no prelo).
- KARFUNKEL, J.; CHAVES, M.L.S.C.; SVISERO, P.D. & MEYER, H.O.A. (1995): Diamonds from Minas Gerais, Brazil: an update on sources, origin and production. Econ. Geology (In press).

ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS TM/LANDSAT NO ESTUDO DE ESTRUTURAS RÚPTEIS E RÚPTEIS-DÚCTEIS EM PARTES DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS, BRASIL

MARILIA VIDIGAL SANT'ANNA - INPE
ATHOS RIBEIRO DOS SANTOS - INPE

INTRODUÇÃO

A área em estudo abrange parte de duas regiões do estado de Minas Gerais, o Quadrilátero Ferrífero e Serra do Espinhaço Meridional, definida pelas coordenadas geográficas 19°20'00" e 20°15'00" de latitude sul e 43°20'00" e 43°45'00" de longitude oeste. Esta área, de grande importância em recursos minerais e de alta complexidade geológica, inclui rochas arqueanas policíclicas do Complexo gnáissico-migmatítico, restos de sequências tipo "greenstone belts" arqueanas (supergrupos Rio das Velhas e Paraúna) e depósitos sedimentares e localmente vulcânicos, com graus deformacionais variáveis e metamórfico baixo, constituindo coberturas plataformais proterozóicas (supergrupos Minas, Espinhaço e São Francisco, *Inda et. al.* 1980).

Este trabalho procura contribuir para o conhecimento evolutivo desta importante região, através de estudos tectono-estruturais e de integração de dados regionais, a partir de imagens TM-LANDSAT. O enfoque principal é dado à tectônica de fraturamento, cuja metodologia utilizada analisa dados de sensoriamento remoto (lineamentos estruturais) e de campo (fraturas) quanto a sua distribuição espacial (análises estatísticas) e as suas relações genéticas e cinemáticas.

METODOLOGIA

Os estudos desenvolvidos basearam-se, fundamentalmente, na aplicação de técnicas de fotointerpretação sistemática (Guy, 1966; Riverau, 1972; Soares e Fiori, 1976) em imagens TM-LANDSAT na escala 1:100.000. Estas técnicas, que se fundamentam na análise das propriedades dos elementos de textura (drenagem e relevo) e da estrutura fotográfica, permitiram a confecção de uma base geológica, além de mapas de lineamentos estruturais (feições lineares e alinhamentos de drenagem e de relevo), traços de zonas de juntas (feições lineares de relevo e drenagem não paralelas a foliação) e morfoestrutural (análise e interpretação de padrões assimétricos dentro da distribuição geral dos elementos de relevo e drenagem).

Os dados de campo objetivaram, basicamente, o estudo de fraturas (falhas e juntas) através do estabelecimento, em afloramento, de sua frequência por atitude (número de ocorrência/unidade de área), indicadores cinemáticos (tipo de movimentação, presença de veios, diques, etc.) e das relações de cruzamento (idade relativa). As principais foliações também foram caracterizadas no campo. Estes dados

de campo foram analisados estatisticamente de diversas formas, sempre levando em consideração os aspectos da geologia e da estratigrafia formal da região.

Por outro lado, os dados de fraturamento extraídos da imagem foram tratados estatisticamente, segundo o método desenvolvido a partir de Aliyev (1980). Este procedimento analisa, em primeiro enfoque, a distribuição espacial dos diversos sistemas de fraturamento separadamente e, posteriormente, de forma integrada. Este método permite a caracterização das principais zonas de fraqueza crustais, bem como indicações sobre suas relações genéticas.

RESULTADOS

Os resultados, ainda preliminares, permitem que se faça algumas considerações sobre o estudo:

- a metodologia utilizada, através do desenvolvimento de mapas temáticos, informações de campo e tratamento estatístico de dados, mostrou-se coerente, pois os dados complementam-se e dão maior confiabilidade a interpretação;
- as interpretações obtidas dos produtos de sensoriamento remoto mostraram-se totalmente compatíveis com os dados de campo e bibliográficos;
- observou-se que há, nas diversas formas analisadas, um "padrão" de fraturamento específico, de acordo com cada um dos ambientes geológicos da área;
- observou-se uma forte relação entre as feições dúcteis e rúpteis dos quartzitos das Serras do Espinhaço Meridional e dos Quartzitos das Serras do Cambotas, no Quadrilátero Ferrífero, indicando uma possível correlação estratigráfica entre unidades dos Supergrupos Minas e Espinhaço.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALIYEV, A. 1980. Regional fracturing of the Pamirs and its metallogenic significance. *Doklady Akad. Nauk. SSSR*, 12:90-93.
- GUY, M. 1966. Quelques principes et quelques expériences sur la méthodologie de la photo interprétation. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL OF PHOTO-INTERPRETATION, 2. Acte... Paris, France, v.1, p. 21-24.
- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. 1984. O cráton do São Francisco e a faixa de dobramento Araçuaia. In: Schobbenhaus, C. et al. *Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais*, escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM. p. 193-248.
- RIVERAU, J.C. 1972. Notas de aula do curso de fotointerpretação. In: SEMANA DE ESTUDOS, 11, Ouro Preto, 1970. *Anais...* Ouro Preto, SICEG, n. 11, p. 37-121.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Noticiário Geomorfológico*, 16(32):71-104.

THE LOWER ESPINHAÇO SUPERGROUP IN THE AREA BETWEEN DIAMANTINA AND GOUVEIA, MINAS GERAIS, BRAZIL: AN EXAMPLE OF INTRACRATONIC RIFT BASIN

ROGÉRIO RODRIGUES DA SILVA - CPMTIC-IGC/UFGM

The Espinhaço Supergroup represents a metasedimentary cover deposited in an aborted rift basin that started its evolution during Paleoproterozoic. This abstract aims to present a stratigraphic and paleogeographic framework of the rift phase of the Espinhaço Supergroup in the area between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais. Five depositional sequences are recognized (concept after Mitchum et al., 1977): Basal, Olaria, Natureza, São João da Chapada and Sopa-Brumadinho/Galho do Miguel Depositional Sequences (Fig. 1).

The structural framework of the Espinhaço rift basin is characterized by the development of a large half-graben basin (Silva, 1995)(Fig. 1a). Tectonic movements occurred mainly along the master listric fault, probably, located elsewhere at east of the studied area and dipping towards the west. The sea level was located elsewhere at southeast of the studied area. The alluvial sediments are indicative of deposition on a ramp hanging wall of the master listric fault. The evolution of the rift phase of the Espinhaço Supergroup is characterized by periods of intense tectonic activity intercalated with periods of tectonic stability. The development of the unconformities and the deposition of alluvial sediments seems to be controlled by extensional tectonism. During tectonic stability, deposition seems to be controlled by transgressions of the sea level.

The evolution of the rift phase of the Espinhaço Supergroup can be summarized as following (Figs. 1b, 1c): **1. Basal Depositional Sequence.** The existence of intracratonic derived arkosic sandstones allow us to interpret this sequence as being deposited during the earlier stage of the basin evolution. **2. Olaria Depositional Sequence.** The development of the unconformity U1 and the deposition of alluvial fans and pediment mantles occurred during extensional tectonism. An onlap contact with the overlying sandstones is clearly indicative of a transgression of the sea level (from SE to NW). **3. Natureza Depositional Sequence.** Alluvial fans and a conglomeratic braided fluvial system are deposited during extensional tectonism, covering the unconformity U2. The alluvial fan system transported sediments towards the northeast, over a conglomeratic braided fluvial system, with consistent paleocurrent pattern towards the southeast. The basal coarse alluvial deposits are followed by a fine grained sandy-braided fluvial system, which was also deposited during tectonic instability. This alluvium is followed

by very-fine eolian sediments, maybe representative of barchan (3-D) and transverse (2-D) dunes. At the top of one studied section, a transgressive sequence can be demonstrated. This transgression occurred from SE to NW, on a coast line oriented NW-SE. **4. São João da Chapada Depositional Sequence.** At the beginning of the deposition of this sequence, the sedimentary basin experienced extensional tectonism, with development of a normal fault system, an angular unconformity U3, and the deposition of proximal debris-flows, mainly derived from the underlying tilted deposits of the Natureza Depositional Sequence, but also from the granitic basement as well. After tectonism, the sedimentary basin was flooded by basic volcanites (greenschists and hematitic phyllites). A transgression of the sea level can be interpreted from the onlapping basal contact of the overlying sandstone sequence. Probably, as a response of base-level change, this transgression promoted the aggradation of a sandy braided fluvial system, with paleocurrents towards the east, over the transitional sediments. **5. Sopa-Brumadinho/Galho do Miguel Depositional Sequence.** Tectonism caused the development of an unconformity outside of the studied area and of a correlative conformity in the studied area. A transgression of the sea level, after tectonism, caused the deposition of onshore pelitic rocks covering the correlative conformity. During a highstand sea level occurred the progradation of a deltaic system with detritic diamonds. Renewed transgression promoted the deposition of shallow-marine sediments, covering the deltaic deposits (Martins-Neto, 1993). The deposition of an extensive eolian system (Galho do Miguel Formation) is indicative of tectonic stability in a post-rift phase of the Espinhaço sedimentary basin evolution (Uhlein, 1991).

The beginning of the Espinhaço basin evolution may have started during Paleoproterozoic, between 2.0 and 1.7 Ga. The oldest age, 2.0 Ga, is referred to the Tranzamazonian Orogeny, which affected the Archean basement complex. The youngest age, 1.7 Ga, is referred to geochronologic data obtained from zircons found within metabasic rocks in the basal portions of the São João da Chapada Depositional Sequence (Dussin, 1994).

BIBLIOGRAPHY

- DUSSIN, I.A. 1994. Evolution structurale de la region de L'Espinhaço Meridional, bordure Sud-Est du Craton São

- Francisco Brésil. Ph.D. Thesis, Univ. Orleans, Orleans, France, pp. 200 (unpublished).
- MARTINS-NETO, M.A. 1993. The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Ph.D. Thesis, Univ. Freiburg, Freiburg, Germany, pp. 155 (unpublished).
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence concept as a basic unit for stratigraphic analysis. Em: Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon exploration. C.E. PAYTON (Editor). AAPG Memoir 26: 53-62.
- SILVA, R.R. 1995. Contribution to the stratigraphy and paleogeography of the lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic), between diamantina and gouveia, Minas Gerais, Brazil. Ph.D. Thesis, Univ. Freiburg, Freiburg, Germany, pp. 112 (in press).
- UHLEIN, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton São Francisco e da Faixa Aracuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Ph.D. Thesis, Univ. São Paulo, São Paulo, Brazil, pp. 295 (unpublished).

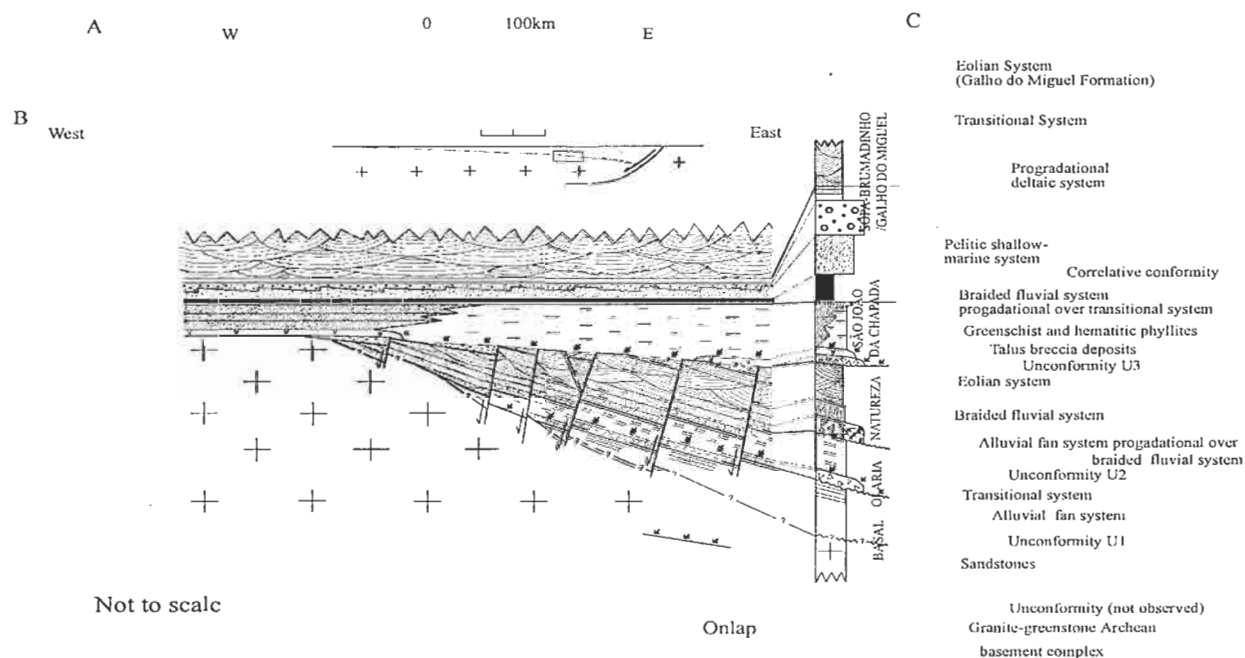


Fig 1. The Espinhaço Supergroup in the area between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil. (A) Framework of the Espinhaço half-graben basin. Inset shows location of Figure 1B. (B) Stratigraphic scheme of the Espinhaço sedimentary basin in the studied area. (C) Stratigraphic and sedimentologic section.

A CORDILHEIRA DO ESPINHAÇO EM MINAS GERAIS: UM LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

ELIANE MARINALVA DE SOUZA - IGC/UFMG - Bibliotecária

MÁRCIA O. Z. MARTINS - Biblioteconomia/UFMG, CPMTc/UFMG (bolsista).

INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem por principal objetivo informar aos estudantes, profissionais e pesquisadores da área os trabalhos os trabalhos divulgados sobre Geologia do Espinhaço em Minas Gerais, a partir de 1970, quando foi criado o Centro de Geologia Eschwege - CGE, em Diamantina, MG.

Foram reunidos trabalhos e resumos expandidos publicados nos Congressos Brasileiros de Geologia, nos Simpósios de Geologia de Minas Gerais, no Simpósio sobre os Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, realizado em Ouro Preto (março 1987), na Revista Brasileira de Geociências. Foram ainda relacionadas teses de doutoramento e dissertações de mestrado de universidades brasileiras e do exterior.

ANÁLISE DO LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Constam do levantamento bibliográfico um total de 274 referências, assim distribuídas:

- Congresso Brasileiro de Geologia - 103 referências; que correspondem a 37,6% da totalidade do levantamento bibliográfico
- Simpósio de Geologia de Minas Gerais - 64 referências que equivalem a 23,4% das referências deste trabalho.
- Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano 4 referências que representam 1,5% desse levantamento bibliográfico.
- Revista Brasileira de Geociências - 30 referências que são 11% desse trabalho
- Teses e Dissertações - 73 referências que, em relação às 274 referências, equivalem à 26,6%.

Ilustramos em anexo, através de gráficos, o número de referências encontradas cronologicamente em cada publicação.

Ressaltamos o Simpósio de Geologia de Minas Gerais onde representamos também os 20 trabalhos selecionados e publicados nestes Anais.

ARRANJO DO LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O levantamento bibliográfico apresenta-se na seguinte ordem:

- Congresso Brasileiro de Geologia;
- Simpósio de Geologia de Minas Gerais;
- Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano;
- Revista Brasileira de Geociências;
- Teses e Dissertações.

As Teses e Dissertações estão dispostas em três grupos:

1. - Teses orientadas pelo Prof. Reinhard Pflug
2. - Teses de Doutoramento no Brasil e Exterior
3. - Dissertações de Mestrado no Brasil

Nesses diversos grupos as referências foram organizadas em ordem cronológica e dentro desta, em ordem alfabética de sobrenome de autor.

O levantamento bibliográfico será publicado na GEONOMOS. v. 3, n. 1.

CONCLUSÃO

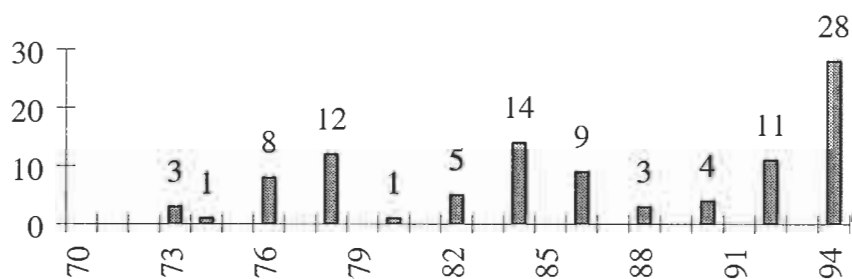
Observou-se que muitos trabalhos foram publicados, mas acredita-se que muitos outros ainda permanecem inéditos e com este levantamento deseja-se estimular os estudantes a publicarem seus trabalhos contribuindo ainda mais para a disseminação da informação sobre Geologia do Espinhaço em Minas Gerais.

Espera-se, também, que este levantamento bibliográfico venha auxiliar a pesquisadores e profissionais em Geologia a elaborarem novos trabalhos científicos em Geologia do Espinhaço mineiro.

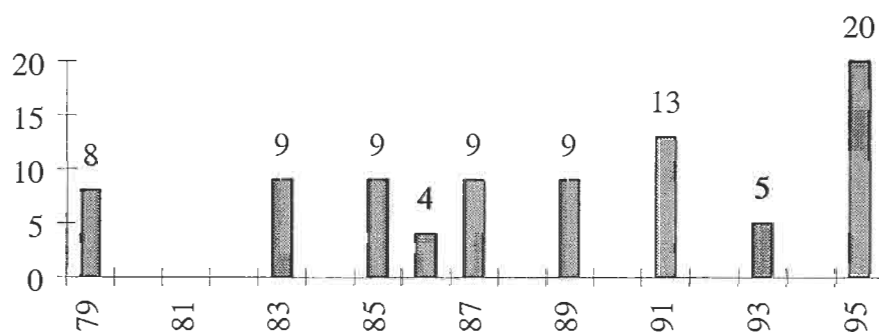
AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Prof. Friedrich Ewald Renger pelo incentivo, ajuda, carinho e amizade; ao Prof. Eduardo Antônio Ladeira pelo excelente "puxão de orelhas" e ao Prof. Allaoua Saadi pelo estímulo inicial. Agradecemos também, ao Adalberto Hempfling pela disponibilidade para digitar este trabalho.

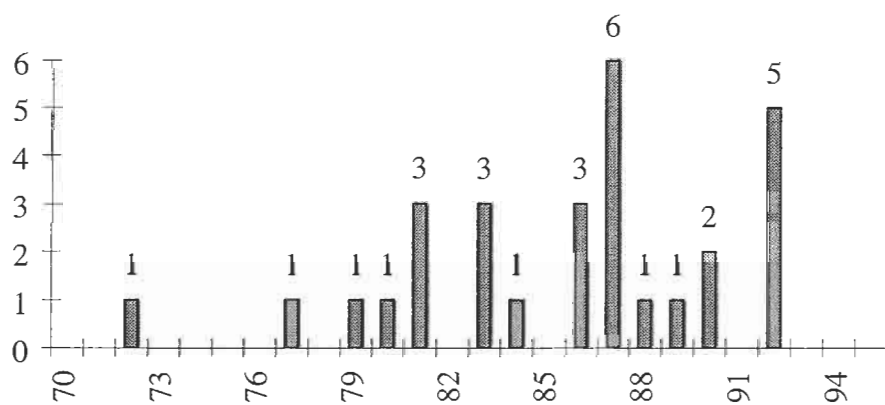
Congresso Brasileiro de Geologia



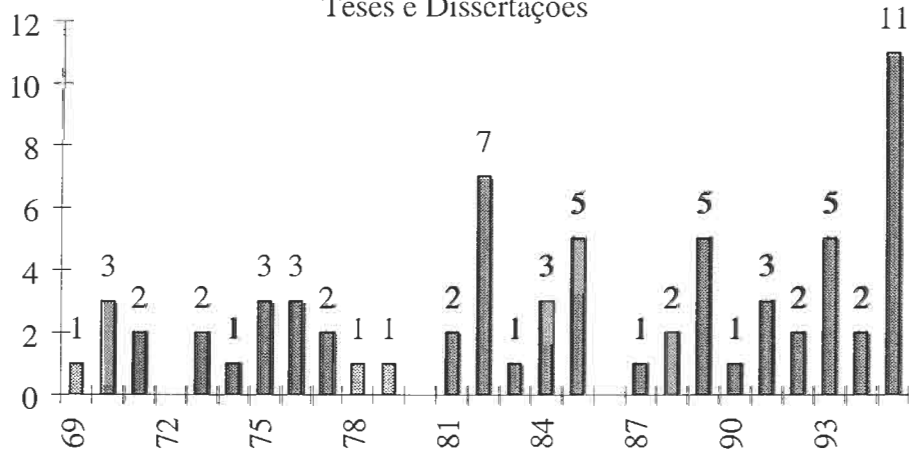
Simpósios de Geologia de MG



Revista Brasileira de Geociências



Teses e Dissertações



DATAÇÃO DE MONAZITAS DO DISTRITO PEGMATÍTICO DE SANTA MARIA DE ITABIRA, MG

ESSAÏD BILAL - Ecole des Mines de Saint-Etienne

VITÓRIA RÉGIA P.R.O.MARCIANO - IGC/CPMTC/UFMG

KAZUO FUZIKAWA - CDTN

JOSÉ MARQUES CORREIA NEVES - IGC/UFMG

ANDRÉ GIRET - Université Jean Monnet, Saint Etienne

INTRODUÇÃO

As monazitas (MON) que são objeto deste trabalho foram coletadas em corpos pegmatíticos do Distrito de Santa Maria de Itabira (DPSMI), pertencentes à Província Pegmatítica Oriental do Brasil (Paiva, 1946). Desenvolveu-se neste trabalho metodologia analítica com utilização de microsonda, para obtenção de dados geocronológicos, aplicando a técnica descrita por Montel et al. 1994. Discute-se, igualmente, o efeito dos fenômenos hidrotermais tardi a pós-magmáticos sobre as datações.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O DPSMI está situado a nordeste de Belo Horizonte, destacando-se nele os municípios de Itabira, Santa Maria de Itabira, Ferros, Sabinópolis e Guanhões. Esta região apresenta um embasamento de idade arqueana (2,6 Ga), formado essencialmente pelo Grupo Guanhões (GG) que compreende ortognaisses calcioalcalinos e paragnaisses. A abertura do rift intracontinental do Espinhaço ocorrida no Proterozóico Médio, foi acompanhada pelas intrusões no GG, do granito anorogênico subalcalino denominado Borrachudos (GB) (1,72 Ga) e de riolitos (1,7 Ga). Este conjunto de rochas arqueanas e do Proterozóico Médio foram afetadas por uma tectônica tangencial que corresponde ao fechamento do Rift do Espinhaço (1,3 a 1,1 Ga). Em 512 Ma no início do Paleozóico, logo após a Orogenia Brasileira (700-600 Ma), foi desenvolvida uma anatexia crustal Pedrosa Soares et al. (1992). Este episódio está melhor representado mais a leste, no Campo Pegmatítico da Galiléia, pelos granitóides calcioalcalinos de Galiléia (540-450 Ma) e pelos pegmatitos associados.

Os pegmatitos do DPSMI estão encaixados em ortognaisses ou paragnaisses do GG, ou nos GB. Estes granitóides apresentam uma zonação química regional aparentemente centrada em torno de uma zona de anatexia situada entre as localidades de Vila Esperança e Santa Terezinha e a cidade de Dolores de Guanhões. Na pedreira de Vila Esperança, os filões graníticos não foliados de fraca pujança (1m em média) associados aos pegmatitos constituem, por assim dizer, uma raiz anatética. Os pegmatitos têm

idade de 502 a 529 Ma (Marciano et al. 1993) comparável à de 512 Ma apresentada pelos migmatitos desta região (Machado et al. 1989). Estes corpos são zonados, tabulares ou lenticulares, com comprimentos entre 50 a 100 m e espessura de 0,5 a 2 m, ricos em berilos e minerais industriais. Há diferenças na composição mineralógica destes pegmatitos segundo estejam encaixados em paragnaisses ou ortognaisses do GG, como por exemplo as lavras do Morro Escuro e Euxenita, ou nos GB (Lavra da Generosa). Os primeiros contêm nióbio-tantalatos com elevados teores em urânio e elementos terras-raras, devido ao baixo conteúdo em fósforo. Os segundos são mais enriquecidos em flúor, ocorrendo cristais de fluorita de 0,5 a 1 m, e cristais decamétricos de MON. Estas, correspondem a uma proporção muito baixa (1/100) nos pegmatitos onde elas constituem uma fase mineral mais precoce. Este fosfato foi coletado em diferentes corpos pegmatíticos, mas não se pode precisar sua posição exata em relação à estrutura desta rocha. Apresentam-se fraturadas, nas bordas dos cristais, e estas microfraturas são preenchidas por huttonita e silicatos de ferro (Bilal et al. 1993). A partir dos cristais de huttonita há o desenvolvimento de uma rede radial de microfraturas na MON. Na Lavra de Euxenita, a huttonita está associada à xenotima.

CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DOS PEGMATITOS

As inclusões fluidas de quartzo dos pegmatitos que estão enraizadas na zona de anatexia, Gnaisses da Vila Esperança, são bifásicas (IFB) ou monofásicas (IFM). As IFM de CO₂ são da ordem de 10 µm e a temperatura de homogeneização (Th) do CO₂ está entre 12 e 20°C para uma temperatura de fusão (Tf) de -57°C. As IFB, maiores do que 50 µm apresentam Th do CO₂ da ordem de 31°C e Tf de -57°C. As Tf do gelo estão compreendidas entre -4°C e 0,3°C. A espectroscopia Raman indica somente a presença de CO₂ e ainda confirma a Tf do CO₂. As inclusões fluidas de esmeraldas da Lavra Capoeirana em Nova Era, afastada da zona anatética, mostram que os fluidos se tornaram mais carbonatados, pois o CO₂ representa 70% do volume delas (Souza et al. 1992). Estas inclusões são frequentemente polifásicas (água, CO₂ e

fase sólida), são mais salinas (11,5 a 19% em equivalente de peso de NaCl). A Tf do CO₂ está compreendida entre -56,7 a -56,9°C e a Th varia entre 26 e 30°C. A densidade de CO₂ é da ordem de 0,61g/cm³. O estudo termométrico tem mostrado que a pressão está compreendida entre 2 e 2,75kb e que a temperatura variou de 450 a 650°C.

As temperaturas e as pressões são comparáveis àquelas dos pegmatitos a elementos raros de New Mexico, USA (London & Burt 1986), de Rosendal na Finlândia e do centro-oeste e sudeste da África (Baldwin & Knorring 1983).

GEOQUÍMICA DAS MONAZITAS

As amostras de MON foram analisadas em microssonda Camebax da Escola de Minas de Paris (Fontainebleau) com uma tensão de 20 KV. Para as datações das MON foi utilizado o método de Montel et al. 1994. Somente o Th, U e Pb foram analisados. As idades foram calculadas pela fórmula:

$$Pb = (Th/232) \cdot (e^{\lambda_{232}t} - 1) + (U/238,04) \cdot 0,9928(e^{\lambda_{238}t} - 1) \cdot 206 + (U/238,04) \cdot 0,0072(e^{\lambda_{235}t} - 1) \cdot 207$$

As MON dos pegmatitos encaixados nos ortognaisses e paragnaisses do GG são mais ricas em Y, Th, U e também em cheralita em solução sólida do que as MON dos pegmatitos posicionados nos GB. As encaixantes dos pegmatitos desta área aparecem como determinantes na evolução destes corpos (Bilal et al. 1993). As zonas alteradas destas MON são pobres em Th, U e Pb porém ricas em elementos terras raras leves. As razões U/Pb e Sm/Nd diminuem muito durante o processo de alteração.

Utilizando-se o método de Montel et al. (1994) as MON não alteradas mostram uma idade de 531±22 Ma (8 valores), e as zonas alteradas das MON têm uma idade de 325±34 Ma (7 valores). Entretanto as MON da lavra Euxenita mostram uma idade mais jovem de 462±33 Ma. As huttonitas apresentam uma idade de 20±11 Ma.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

A precipitação do flúor ou a demisturação do CO₂ (F⁻ e CO₃²⁻ complexante do Na dos fluidos) pode ocasionar uma sobresaturação em Na no fluido e produzir albitização em um estágio tardi-magmático. Estes fluidos ricos em complexantes tais como F⁻, CO₃²⁻ e PO₄³⁻ alteram as MON (ETR, Pb, U e Th) e provocam a lixiviação destes elementos e sua deposição ulterior com formação de huttonita, xenotima e uraninita. A temperatura da albitização tardia é inferior a 450°C, o que é compatível com as condições de deposição do urânio. A presença de uranila é devida à diversidade de fontes. Esta albitização tardia dos pegmatitos é similar à albitização tardia na mineralização uranotorífera e niobífera dos granitos alcalinos da Nigéria (Bowden, 1985) ou da intrusão de Ilmaussaq (Hansen, 1968).

A idade de 531±22 Ma obtida nas MON não alteradas é comparável àquela de 529 e 502 Ma obtida por Marciano et al. (1993), em muscovitas destes mesmos pegmatitos e por Machado et al. (1989) sobre as bordas de titanitas dos migmatitos desta região (512 Ma). O Th e U são mais passíveis de lixiviação e as razões U/Pb e Sm/Nd variam consideravelmente nas zonas alteradas o que fornece uma idade mais jovem (325±34 Ma). As huttonitas são minerais secundários. Os fenômenos hidrotermais afetam a idade das MON.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BALDWIN, J.R. & von KNORRING, O. 1983. Compositional range of Mn garnet in zoned granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*, 21: 683-688.
- BILAL, E.; MARCIANO, V.R.P.R.O.; SVISERO, D.P.; CORREIA NEVES, J.M. 1993. Monazitas de pegmatitos da porção centro-oeste da Província Pegmatítica Oriental. In: *Anais Síp. Geol. de Minas Gerais*, 7, Belo Horizonte. Anais 12: 99-104.
- BOWDEN, P. 1985. The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 3, 1/2, 17-40.
- HANSEN, J. 1968. A study of radioactive veins containing Rare-Earth mineral in the area surrounding the Ilmaussaq alkaline intrusion in South Greenland, Meddr, Gronland Bd, 181, 8, 47.
- LONDON, D. & BURT, D. 1982. Lithium minerals in pegmatites. In: *Short Course Handbook*, Mineralogical Association of Canada, 8, 99-133.
- MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R. DE, KNAUER, L.G., ALMEIDA-ABREU, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Anais, V Simp. Geol. de Minas Gerais* (Belo Horizonte) 171-174.
- MARCIANO, V.R.P.R.O.; CORREIA NEVES, J.M.; SVISERO, D.P.; QUINTÃO, N.H.; TOBIAS, L.C. 1992. Pegmatitos do bordo sudeste do cráton Sanfranciscan, em Minas Gerais: localização, características morfo-estruturais, e mineralogia. *Revista Escola de Minas*, vol. 45: 199-200.
- MONTÉL, J.M., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, CH. 1994. Datation de la monazite à la microsonde électronique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, I, 318, série II, 1489-1495.
- PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., VIDAL, PH., MONTEIRO, RLB. & LEONARDOS, OH. 1992. Toward a new tectonic model for the late proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) belt. *J. Am. Earth Sci.* 6, 1/2, 33-47.

A TAFROGÊNESE ESTATERIANA NO CONTINENTE SUL-AMERICANO

BENJAMIM BLEY DE BRITO NEVES - IG/USP

As colagens orogênicas promovidas pelos ciclos orogênicos da parte intermediária (períodos Riáciano e Orosiriano) do Paleoproterozóico foram muito importantes para a consolidação e origem dos núcleos cratônicos mais antigos do nosso continente, com a coalescência dos vários blocos arqueanos preexistentes. Estes processos de fusão continental (ou supercontinental) têm sido designados de Transamazônico (orogenia, ciclo, etc.), o que é uma forma simplista, tendo em vista a diversidade de eventos orogênicos, em distintas situações geológico-paleogeográficas e de tempo.

As massas continentais então recém-aglutinadas foram submetidas a importantes e extensivos processos (hoje conhecidos da Amazônia ao Urugua) de tafrogênese, com marcante sincronismo (início 1,8-1,75Ga) dentro do Período Estateriano, até o final do Paleoproterozóico (1,8-1,6Ga)

A designação deste período é referência e ênfase ao processo global, a nível mundial, de ampla cratonização (*Statheros* = estável) que sucedeu no tempo um climax mundial de orogenias (o período Orosiriano), consoante a Subcomissão de Estratigrafia do IUGS.

No caso deste continente, a ampla consolidação e aglutinação de *landmasses* tem farta comprovação geológica e fica ratificada com a implantação subsequente e quase simultânea dos processos tafrogenéticos e seus registros. E, assim, passa a somar como argumento favorável à existência de um supercontinente (e seu imediato quebramento) ao final do Paleoproterozóico. É preciso reiterar que esta análise de conjunto é feita tendo por base a posição atual dos blocos paleoproterozóicos, o que é limitação considerável.

Em praticamente todas as frações litosféricas aflorantes provenientes da desarticulação de Rodínia (supercontinente do final do Mesoproterozóico, que é o referencial possível), grandes (como Amazônia, São Luís-África Ocidental, São Francisco-Congo, Rio de La Plata, etc.), intermediários (e.g. Maciço Central de Goiás) e pequenos (os "maciços" e parte do embasamento das províncias brasileiras), os eventos do processo tafrogenético consignou registros litostruturais, de maior ou menor vulto. Muitos dos riftes precursores desta tectônica marcadamente extensional evoluíram para amplas bacias cratogênicas (IF \Rightarrow IS, e IF \Rightarrow MS), com desenvolvimento de assembleias BVAC (inicialmente, curto tempo) e QPC, isto em paralelo a enxame de diques, granitos anorogênicos, e outras manifestações ígneas intracratônicas (de acordo

com as terminologias de Kingston et al, 1983 para bacias sedimentares, e de Condie, 1989 para associações litológicas).

Os registros magmático-sedimentares foram em conformidade com o grau de extensão (fator β) inicial a que foram submetidos os blocos paleoproterozóicos, e de desenvolvimentos subsequentes aos processos de rifteamento (subsidência termo-mecânica). Nominalmente, deve-se apontar: Enxames de diques sobretudo (Rio De La Plata, Urugua Centro-Occidental, Arauá-SE); diques máficos e sedimentação clástica predominante (S.João D'el Rey-MG); binômio granito-riolito (Guanhães, Espinhaço Setentrional); vulcanismo bimodal e granitos anorogênicos (Orós e Jaguaribe-CE, São Roque/Serra Itaberaba-SP); idem, idem, mas com o desenvolvimento subsequente de extensas bacias sedimentares sobrepostas e justapostas (Espinhaço-Chapada Diamantina, BA e MG, Iriri-PA, Araí-Se. da Mesa/Natividade/Monte do Carmo, GO e TO).

No contexto do maciço de Goiás, deve-se incluir a alocação na crosta dos grandes corpos máfico-ultramáficos acamadados (por suas características petrológicas e geoquímicas) e pelo menos duas famílias distintas de granitos anorogênicos. No domínio Espinhaço-Chapada Diamantina, o processo evoluiu bastante após a fase inicial de longos riftes (na ordem: de 1300km longitudinais) estaterianos para bacias muito amplas, com seqüências sedimentares continentais a marinhas, combinando subsidência termo-mecânica com variações eustática do nível do mar no tempo, esta evolução, se estendeu ao Mesoproterozóico (\geq 1300Ma)

O acervo de dados geocronológicos é ainda modesto (vários métodos), mas está se caracterizando por sua coerência, indicando o cerne dos eventos rupturais e magmáticos entre 1,8 e 1,6Ga., consoante dados U-Pb de várias frentes de pesquisa (em laboratórios do Brasil, Canadá, Alemanha, França, entre outros). O caso do Espinhaço é por enquanto, a única exceção documentada de evolução adentrando tempos mesoproterozóicos.

O processo tafrogenético tem várias causas possíveis. Pela características gerais descritas, sua ubiquidade em blocos paleoproterozóicos e pela analogia com o que ocorreu em outros continentes, a tendência é indicá-lo como decorrência natural da excessiva coalescência de massas crustais. Estas expressões supercontinentais tendem a tamponar a astenosfera (na falta de zonas de acreção e subducção), que reage com ascensão significativa de materiais mantélicos aquecidos que vão se alocar

próximo à base da crosta ("underplating"). A repercussão na crosta tem várias possibilidades (domos, riftes, magmatismo, bacias...), na proporção direta da intensidade dos colchões magmáticos sotopostos e na proporção inversa da velocidade da placa.

PRINCIPAIS REFERÊNCIAS

- CONDIE, K. (1989) **Plate Tectonics and crustal evolution**. 3 ed. Oxford. Pergamon Press, 476p.
- KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P.; WILLIAMS, P.A. (1983) Global Basin Classification System. **AAPG Bulletin**, v.67, n°.2, p.2175-2193.
- NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F.; FERREIRA FILHO, C. (1994) Riftingamento crustal meso-proterozóico no centro-norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, SC, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos...** Balneário Camboriú, SBG, v.1, p.258-259.
- SÁ, J.M.; LETERRIER, J.; BERTRAND, J.M. (1994) As faixas Orós-Jaguaribe-Oste de RN (Província Borborema): Distensão Crustal a 1,8Ga. In: CONG. BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, SC, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos...** Balneário Camboriú, SBG, v.1, p.237-239
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; BAUMANN, A.; LORK, A. (1994) Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: CONG. BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, SC, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos...** Balneário Camboriú, SBG, v.2, p.397-399.

AFINIDADES GEOQUÍMICAS ENTRE GNAISSES ARQUEANOS DOS COMPLEXOS METAMÓRFICOS BONFIM E BELO HORIZONTE

MAURÍCIO ANTÔNIO CARNEIRO - DEGEO/EM/UFOP

CARLOS MAURÍCIO NOCE - CPMTC/IGC/UFMG

EURÍPEDES MARIANO DA CUNHA - UFOP/Bolsista PIBIC

RINALDO AFRÂNIO FERNANDES - UFOP/Bolsista PIBIC

De longa data (*e.g.* Herz 1970), tem sido discutida a presença de uma crosta siálica arqueana nos domínios dos terrenos granito-*greenstone* do Quadrilátero Ferrífero (Figura 1). Petrograficamente, as rochas mais antigas desta crosta continental são caracterizadas como gnaisses cinzentos, bandados, de composição trondhjémítica, a granítica mais subordinada, que são designados, de forma diversa, por toponímias locais como: Gnaisses Alberto Flores (Carneiro 1992), Gnaisses Belo Horizonte (Noce 1995), Gnaisses Belo Vale (Lacerda 1994), etc. Intrusivos nestes gnaisses, encontram-se variados corpos de granitóides e mafitos, provenientes de diferentes etapas de acresção mantélica ou retrabalhamento crustal (Carneiro 1992; Noce 1995). Um vasto acervo de dados geológicos desta crosta, englobando descrições petrográficas, análises isotópicas e químicas, encontra-se disponível na literatura da região (*e.g.* Herz 1970; Schorscher 1992; Carneiro 1992; Lacerda 1994; Noce 1995). Todavia, a correlação destes dados, no que toca aos resultados geoquímicos em particular, tem sido uma tarefa árdua, porque as análises nem sempre estão acompanhadas de uma caracterização segura da natureza petrográfica da rocha (*e.g.* gnaisses, granitos, migmatitos?). A despeito disto, alguns trabalhos mais recentes (*e.g.* Carneiro 1992; Noce 1995), que trataram em conjunto os resultados petrográficos, geoquímicos e radiométricos, considerando o posicionamento sequencial dos corpos, frente aos grandes eventos tectono-magmáticos regionais, é possível traçar algumas correlações entre rochas gnáissicas pertinentes aos Complexos Metamórficos Bonfim e Belo Horizonte. Além de sua semelhança petrográfica, filiação cálcio alcalina e caráter peraluminoso a metaluminoso (Carneiro 1992; Noce 1995), estas rochas tem padrões geoquímicos de variação de elementos incompatíveis e de terras raras muito semelhantes (Figuras 2-A e 2-B; Tabela 1). Estas características gerais também estão reproduzidas nos Gnaisses Belo Vale do Complexo Metamórfico Bonfim (Lacerda 1994). A evolução petrogenética dos Gnaisses Alberto Flores e Belo Horizonte, a julgar pe-los resultados radiométricos U-Pb (Machado & Carneiro 1992; Machado & Noce 1993; Carneiro *et al.* 1993; Noce 1995), remonta ao

Arqueano Superior quando estas rochas enfrentaram, pelo menos, três episódios de retrabalhamento crustal. O mais antigo situado a volta de 2,92 Ga, refere-se à idade dos núcleos dos zircões dos Gnaisses Alberto Flores; um evento de migmatização, a 2,86 Ga., teve lugar nos Gnaisses Belo Horizonte e, finalmente, um episódio de sobrecrecimento de zircão ocorreu, por volta de 2,78 Ga, nos Gnaisses Alberto Flores. No entanto, de acordo com Machado & Carneiro (1992), o protólito destes gnaisses pode remontar ao Arqueano Médio (3,3 Ga).

BIBLIOGRAFIA

- CARNEIRO, M. A. - 1992 - O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. São Paulo, 233p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP).
- CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; MACHADO, N. - 1993 - Evolução geológica policíclica de terrenos granito-*greenstone* do Arqueano Superior do Craton do São Francisco Meridional: Um exemplo a partir do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. In: Simpósio do Craton do São Francisco., II, Salvador, 1993. Anais... Salvador, SBG, pp. 70-74.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Professional Paper, **641(B)**:1-58.
- LACERDA, M. P. C. - 1994 - O Complexo Granito-gnáissico Moeda Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Petrologia de granitóides precambrianos da região de Moeda e Belo Vale. Belo Horizonte, 170p (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais).
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M. A. - 1992 - U-Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in southern São Francisco shield, Brazil. Canadian Jour. of Earth Sciences, **29**:2341-2346.
- MACHADO, N. & NOCE, C. M. - 1993 - A evolução do setor do craton do São Francisco entre 3.1 e 0.5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: Simpósio do Craton do São Francisco., II, Salvador, 1993. Anais... Salvador, SBG, pp. 100-102.
- NOCE, C. M. - 1995 - Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. São Paulo, 128p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP).
- SCHORSCHER, J. H. D. - 1992 - Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e domínios granito-gnáissicos adjacentes. São Paulo, 394p. (Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, USP).

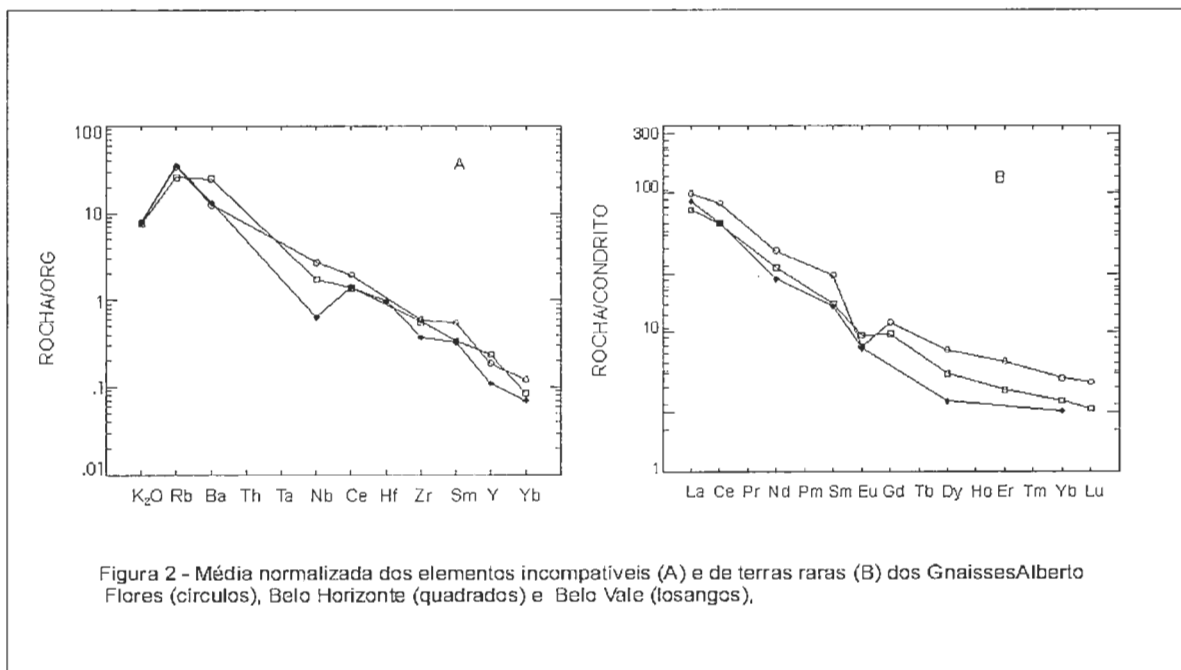
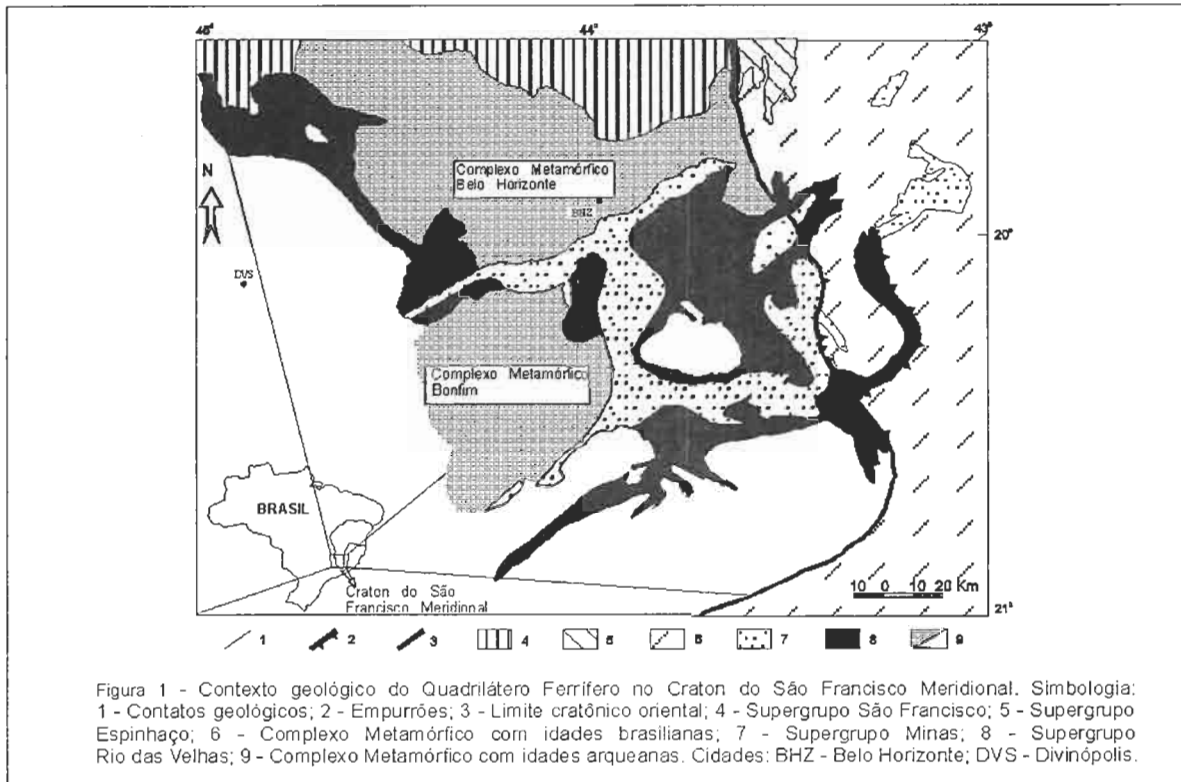


Tabela 1 - Análises químicas dos Gnaisses Alberno Flores (O) e Belo Horizonte (B).

	RL5 α	D13 α	DIR-8 α	DIR-E α	DIR-F α	DM1 α	AG53 β	Ha140 β	N38A β	N37A β	N69 β	N71 β	N67 β	N59 β	Ha16 β	N33 β	N68 β
SiO ₂	72,50	75,70	71,80	70,50	73,20	74,30	73,60	73,50	73,40	72,40	72,10	70,20	69,80	69,60	69,40	73,40	73,50
TiO ₂	0,24	0,08	0,10	0,37	0,10	0,14	0,19	0,19	0,21	0,29	0,19	0,35	0,30	0,40	0,48	0,10	0,19
Al ₂ O ₃	15,10	13,90	14,70	14,30	15,20	14,70	14,80	14,90	14,50	13,90	14,10	15,70	15,70	15,50	14,60	11,10	11,40
Fe ₂ O ₃	0,98	0,31	0,10	0,14	0,47	0,40	0,10	0,50	0,37	1,20	0,36	0,43	0,57	0,57	0,80	0,68	0,36
FeO	1,05	0,45	1,50	2,30	0,75	0,90	1,40	1,20	1,20	1,10	1,18	2,30	1,75	1,80	2,00	0,21	1,18
MnO	0,03	0,02	0,04	0,05	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,08	0,00	0,00
MgO	0,54	0,20	0,50	0,77	0,31	0,32	0,38	0,44	0,39	0,74	0,51	0,88	0,76	1,13	0,68	0,16	0,18
CaO	1,90	0,94	1,80	2,00	1,60	1,60	1,50	1,70	1,80	2,30	1,60	2,00	1,50	2,20	2,10	1,10	0,72
Na ₂ O	4,50	4,00	5,60	5,00	4,30	4,80	5,10	4,90	4,00	4,50	5,40	6,40	6,60	4,70	3,20	2,60	3,20
K ₂ O	2,50	4,00	3,30	3,30	3,50	2,20	2,30	2,20	3,10	2,20	2,50	1,40	1,40	2,90	5,10	5,10	5,20
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,05	0,14	0,05	0,05	0,04	0,08	0,06	0,10	0,07	0,05	0,06	0,12	0,26	0,03	0,05
H ₂ O	0,23	0,10	0,15	0,47	0,10	0,16	0,52	0,54	0,69	0,00	0,53	0,60	0,97	0,89	0,58	0,49	0,47
CO ₂	0,35	0,20	0,34	0,34	0,40	0,25	0,00	0,06	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00
LOI	0,58	0,30	0,49	0,81	0,50	0,41	0,00	0,00	0,00	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	68	68	17	15	68	68	3	7	20	-	-	-	-	-	18	-	-
Ni	78	78	14	14	78	78	22	5	20	-	-	-	-	-	8	-	-
Co	5	5	5	6	5	5	2	3	5	-	4	52	6	67	8	4	19
Sc	5	5	-	-	5	5	4	6	5	-	-	-	-	-	7	-	-
V	10	10	52	52	10	10	12	26	78	29	10	17	13	25	21	10	10
Cu	2	2	1	3	2	2	-	-	6	5	5	5	5	5	11	5	5
Pb	14	22	-	-	16	11	19	32	8	37	54	24	40	49	15	46	61
Zn	47	23	44	53	27	43	-	-	43	76	36	57	66	39	-	12	15
Rb	130	120	130	180	140	120	-	-	98	110	-	-	-	-	-	-	-
Ba	564	501	520	900	877	358	800	440	820	600	1427	1055	1120	2175	1600	1624	2038
Sr	430	260	530	320	530	400	230	240	290	490	305	317	414	365	380	300	281
Nb	20	20	40	44	20	20	22	13	8	-	-	-	-	-	27	-	-
Zr	270	150	56	450	170	95	140	106	140	250	-	-	-	-	310	-	-
Y	10	10	10	20	10	15	15	13	17	24	6	7	7	18	66	3	5
La	-	-	10,67	51,60	-	-	-	-	24,13	24,93	23,70	19,80	21,13	23,90	-	35,30	17,40
Ce	-	-	29,62	108,10	-	-	-	-	55,21	52,73	44,90	39,30	40,10	59,70	-	65,60	36,60
Nd	-	-	9,25	36,77	-	-	-	-	18,03	18,78	16,00	14,30	15,50	21,00	-	22,60	12,50
Sm	-	-	2,12	7,76	-	-	-	-	4,03	3,44	2,60	2,50	2,70	4,00	-	3,10	2,00
Eu	-	-	0,42	0,70	-	-	-	-	0,51	0,56	0,64	0,59	0,65	0,88	-	1,10	0,50
Gd	-	-	1,33	4,68	-	-	-	-	2,36	2,34	2,40	2,50	2,50	3,90	-	2,00	2,00
Dy	-	-	1,06	3,76	-	-	-	-	2,06	1,78	1,10	1,40	1,60	3,30	-	0,79	1,00
Ho	-	-	0,22	0,74	-	-	-	-	0,41	0,35	0,20	0,24	0,25	0,64	-	0,11	0,17
Er	-	-	0,64	1,97	-	-	-	-	1,07	0,92	0,59	0,69	0,64	1,80	-	0,31	0,50
Yb	-	-	0,45	1,48	-	-	-	-	0,90	0,63	0,51	0,57	0,44	1,50	-	0,33	0,46
Tm	-	-	0,09	0,19	-	-	-	-	0,12	0,10	0,07	0,08	0,05	0,18	-	0,05	0,07

ELEMENTOS CAUSADORES DE CORES NAS TURMALINAS DA MINA DO CRUZEIRO, SÃO JOSÉ DA SAFIRA (MG)

JÚLIO CÉSAR MENDES - DEGEO/UFOP
DARCY PEDRO SVISERO - IG/USP

Nenhuma outra gema possui uma gama de cores tão ampla como a turmalina. Tal fato, fez com que vários autores relacionassem as cores com os tipos de moléculas desse mineral. Hoje sabe-se que essa correlação não é verdadeira, pois as nove moléculas de turmalinas podem ser encontradas nas mais diversas cores (Dietrich 1985).

O Pegmatito do Cruzeiro é composto por três corpos, onde a turmalina é um mineral extremamente comum. Em termos composicionais, nessa mineração é encontrada apenas a série schorlita-elbaíta. Entre as variedades gemológicas da turmalina, encontram-se rubelitas, verdelitas, indicolitas, turmalinas olho-de-gato e *melancias* (César-Mendes *et al.* 1994).

Em turmalinas de colorações diversas foram realizadas análises químicas (microsonda eletrônica e absorção atômica) na tentativa de determinar os elementos responsáveis pela cor. A cor verde das turmalinas costuma ser atribuída, principalmente, à presença de Cr e/ou V, e Fe²⁺ quando esses íons estão presentes em quantidades superiores ao Fe³⁺. Sabe-se que o Mn³⁺ em pequenas quantidades é um cromóforo responsável pela cor vermelha, enquanto o Mn²⁺ necessita estar presente em grande quantidade para ser corante. Outros elementos ou associações de elementos também são citados como causadores dessa cor, entre eles o Fe³⁺, o grupo Mn+Cs+Li, o Mn²⁺ e/ou Mn³⁺ + um pequeno percentual de Fe e/ou Mn³⁺ ± Fe²⁺ (Dietrich 1985). Nas análises químicas obtidas em cristais mostrando zoneamento de cores verde e vermelho, o Cr e o V não foi detectado. A parte verde do cristal mostra teores muito altos de FeO e de ZnO (Figura 01). Na porção vermelha das amostras analisadas, o teor de Li₂O é cerca de 1,0% em peso maior do que na verde, enquanto o manganês (Figura 01) diminui quando passa-se da cor verde para a vermelha. O teor de Cr medido e o de V determinado qualitativamente nas turmalinas verdes é praticamente desprezível, já o teor de FeO é bastante alto, situando-se sempre acima de 1,0% e podendo atingir 7,5% em peso. Outro óxido extremamente alto nas turmalinas verdes é o de ZnO (Figura 01), situando-se acima de 1,0% em peso em alguns espécimes analisados. Já nas turmalinas vermelhas dessa mineração, o teor de Li₂O analisado, sempre está acima de 2,0% em peso; o teor de FeO é muito baixo e a % em peso de MnO é mais baixa do que nos cristais verdes, mas mostrando-se em uma quantidade apreciável. O Pegmatito do Cruzeiro é

um sistema muito pobre em cério e análises qualitativas obtidas através do sistema dispersivo de energia (EDS) não detectaram este elemento na estrutura das turmalinas. Vê-se que o teor de MnO sempre é maior nas porções verdes do que nas vermelhas (Figura 01). Pode-se afirmar que nas turmalinas de coloração verde e vermelha, os elementos causadores de cor são diferentes dos encontrados na literatura geológica (Leckebusch 1978; Prescott & Nassau 1978 e Dietrich 1985). Portanto, pode-se afirmar que nas turmalinas do Cruzeiro, a cor verde é devida aos teores altos de FeO, MnO e ZnO e a uma percentagem baixa de Li₂O. A cor vermelha por outro lado, está relacionada aos teores de MnO e Li₂O mais alto que nos cristais verdes. O que fica claro é que, à medida que aumenta a intensidade da cor verde, os teores de FeO e, possivelmente, os de ZnO também aumentam. Já, nas turmalinas vermelhas, quanto mais forte ou mais intenso é o matiz vermelho, maior é o teor de MnO e de Li₂O. Portanto, a única explicação para a cor vermelha é a associação Mn+Li relativamente maior do que na porção verde.

Quanto a turmalina azul e verde, vê-se claramente que o teor de Fe é praticamente o mesmo, nas duas partes de cores diferentes do cristal (Figura 02). Os teores de Zn mostram um aumento abrupto, enquanto os de Mn e Ca crescem sensivelmente na parte verde do cristal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DIETRICH, R. V. (1985) The tourmaline group. **Van Nostrand Reinold Company**, New York, 300p.
- CÉSAR-MENDES, J.; BILAL, E.; CORREIA-NEVES, J. M.; GIRET, A. (1994) As turmalinas de pegmatitos da região de São José da Safira (MG). *In*: CONG. BRAS. GEOL., 38, 1994, Balneário Camboriú, *Bol. Res. Expand...Balneário Camboriú*, SBG, v. 1, p. 204-205.
- LECKEBUSCH, R. (1978) Chemical composition and colour of tourmalines from Darre Pech (Afghanistan). *N. J. Miner. Abh.*, 133(1):53-70.
- PRESCOTT, B. & NASSAU, K. (1978) Black elbaite from Corrógo do Urucum (MG). *Miner. Magaz.*, 42: 357-359.

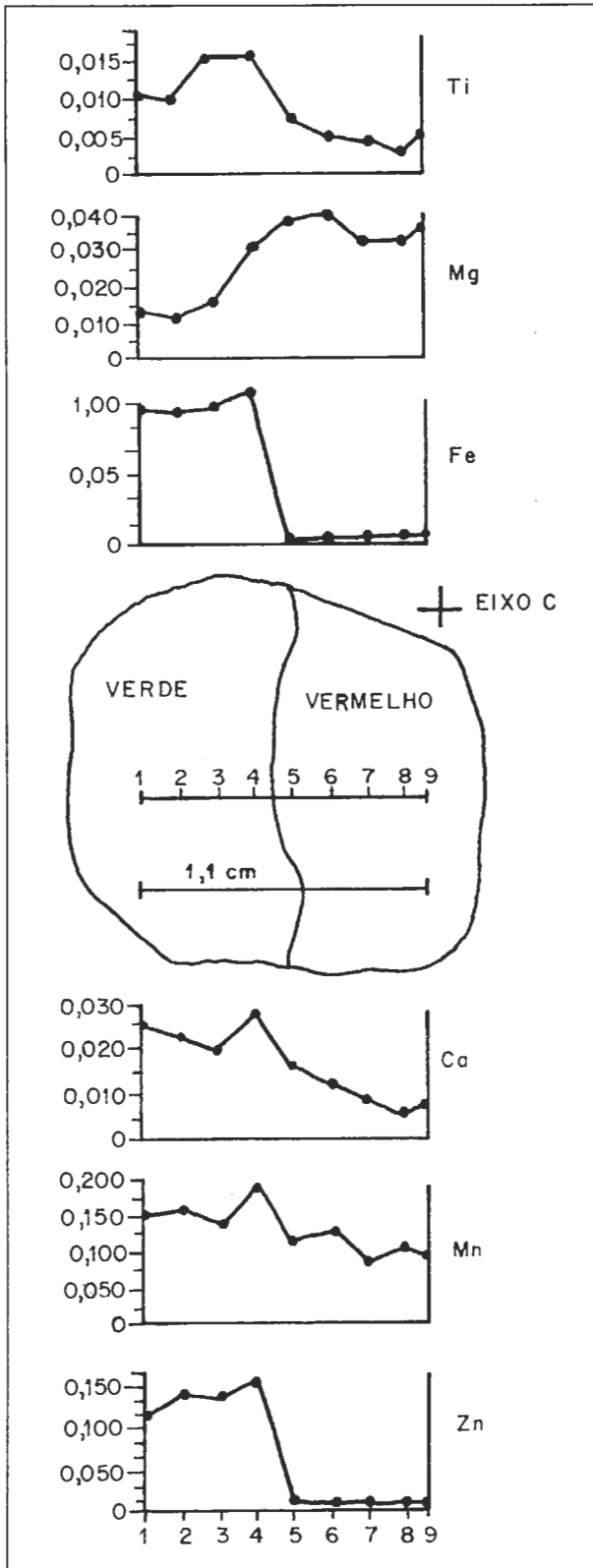


Figura 1 - Variação composicional em uma turmalina mostrando zoneamento de cores, proveniente de um pocket, da Mina do Cruzeiro. Os resultados são representados em cátions por fórmula unitária e cada ponto representa a média de quatro análises químicas dessa região do mineral.

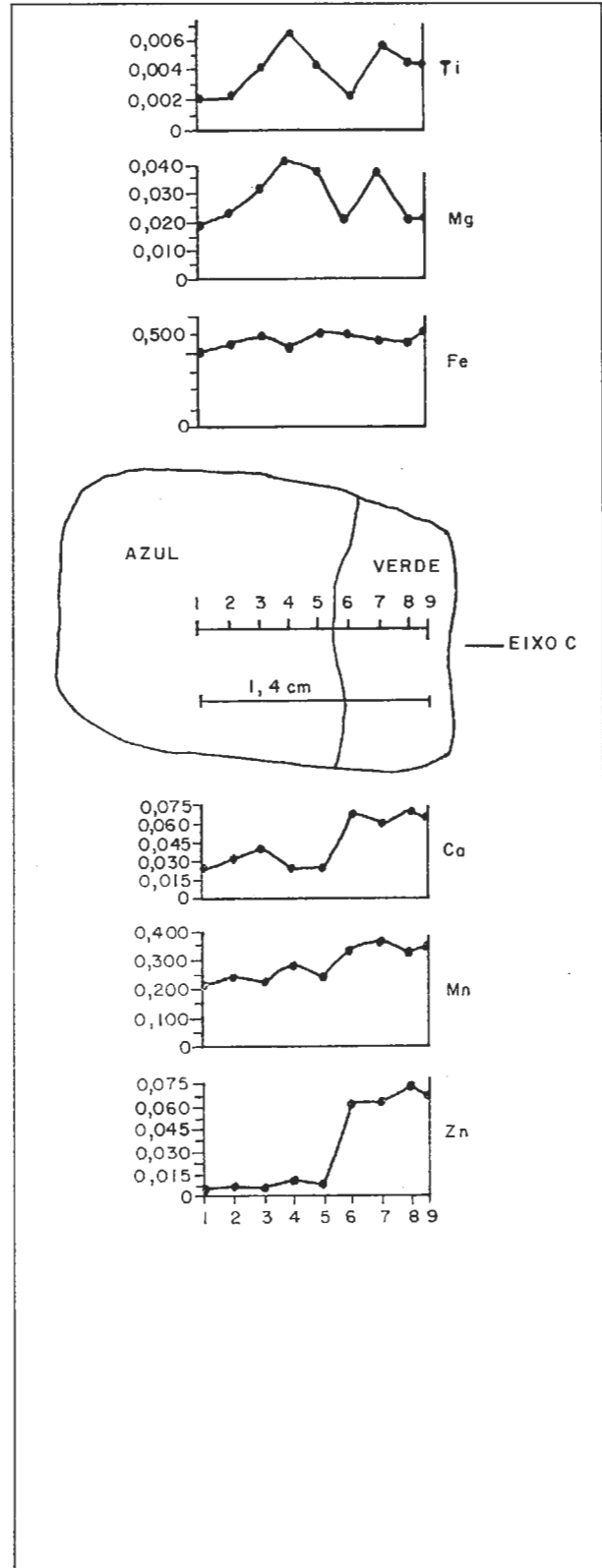


Figura 2 - Variação composicional em uma turmalina mostrando zoneamento de cores (azul e verde), proveniente de um pocket do Pegmatito do Cruzeiro. Os resultados são representados em cátions por fórmula unitária e cada ponto representa a média de quatro análises de uma região do mineral.

DIQUES MÁFICOS PROTEROZÓICOS DO COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO-MIGMATÍTICO DA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, MG

ALEXANDRE DE OLIVEIRA CHAVES - IGC/UFMG (Pós-Graduação)
JOSÉ MARQUES CORREIA NEVES - IGC/UFMG

No Complexo Granito-gnáissico-migmatítico (CGGM) da porção meridional do Cráton do São Francisco (fig.1) ocorrem, além de anfíbolitos migmatizados (mais antigos que 2,86Ga, ver NOCE et al., 1994), duas gerações de diques básicos proterozóicos. Dentre estas duas gerações, a primeira intruiu nas porções transtensionais de zonas de cisalhamento transcorrente (ZCT), em condições de crosta intermediária. Estas ZCT's, de direções N10-30W (predominante) e N50-70E (subordinada), foram geradas no final do ciclo Transamazônico, em função de uma compressão de direção aproximada SSE para NNW, já assinalada em trabalhos anteriores (ex. ALKMIM et al., 1994). Os diques desta geração, com cerca de 2,0Ga (K-Ar em anfíbolitos de TEIXEIRA et al., 1988) e direções paralelas às ZCT's predominantes, se mostram metamorfisados e com margens cisalhadas em função dos movimentos horizontais destas ZCT's, tendo sido geoquimicamente identificados como toleítos continentais (CHAVES et al., 1995), com características de basaltos de arco vulcânico. A segunda geração de diques, com textura ígnea preservada, é também geoquimicamente constituída por basaltos toleíticos continentais, com enriquecimento em ETR leves superior ao dos diques da primeira geração. Estes diques mais novos, de direções N50-70W, cortam os mais antigos e posicionaram-se na crosta, em regime extensional (diferente daquele da primeira geração), antes da deposição do Grupo Bambuí. O modelo de seu posicionamento crustal, de acordo com o esquema a seguir (fig.2), foi o seguinte: há cerca de 0,9Ga (início do Ciclo Brasileiro) ter-se-ia desenvolvido um centro de distensão, associado com intrusão de diques e riftiamento. No início deste riftiamento (muito provavelmente ligado à ascensão de uma pluma mantélica), os diques apresentavam padrões radiais (fig.2a) a partir de uma fonte pontual (provavelmente situada sob o rift Espinhaço meridional - hipótese que continua a pesquisar-se e que procura apoiar-se em trabalhos de campo e dados de anisotropia da susceptibilidade magnética dos diques). A partir daí, ter-se-ia iniciado o espalhamento ("drift", fig.2b), com os diques se agrupando em duas categorias, aqueles alinhados paralelamente às margens continentais em desenvolvimento (de direções aproximadamente N-S, seguindo a linha de fraqueza pré-existente do Rift Espinhaço) e aqueles do braço abortado (notar que o trend destes últimos não segue as ZCT's pré-

existentes, ou seja, o magma que originou estes diques criou suas próprias fraturas, - N50-70W - modelo do fraturamento magmático de NAKAMURA (1969, em MOTOKI & VARGAS, 1994), situados dentro da península São Francisco em formação, aproximadamente perpendiculares aos primeiros. PEDROSA SOARES et al.(1992) dataram rochas da região de Ribeirão da Folha, possivelmente indicativas da crosta oceânica (bacia Araçuaí) então formada, tendo obtido uma idade isocrônica Sm-Nd de 816 ± 72 Ma. FUCK et al. (1994) encontraram uma idade de 790Ma para rochas de uma melange ofiolítica (possivelmente crosta oceânica deformada) dentro da Faixa Brasília, indicativas da bacia oceânica (bacia Brasília) que ter-se-ia aberto seguindo a direção N-S aproveitando a linha de fraqueza do rift Araí, sincronicamente à bacia Araçuaí, dando a conformação à península São Francisco. No final do Ciclo Brasileiro, deu-se o fechamento da bacia Araçuaí (a bacia Brasília também se fechou à oeste), e os diques formados paralelamente às margens deformaram-se durante a colisão continental (fig. 2c). Estes diques deformados encontram-se atualmente com direções N-S dentro da Serra do Espinhaço Meridional (cortam também o S.G.Minas no leste do Quadrilátero Ferrífero e o Complexo Guanhães; DOSSIN et al., 1993 e SILVA et al., 1992), tendo a sua datação pelo método U-Pb (MACHADO et al., 1989) dado a idade de 906 ± 2 Ma. Os diques do braço abortado (850-900Ma, segundo nossa reinterpretação dos dados K-Ar em plagioclásios de TEIXEIRA et al., 1988) encontram-se hoje preservados e indeformados com direções N50-70W (fig.2c) dentro do Cráton do São Francisco, cujos limites se estabeleceram após o Ciclo Brasileiro. Estes diques de braço abortado (como também os de direção N-S do Espinhaço) seriam, portanto, o registro da fragmentação local do supercontinente Rodínia (ver BRITO NEVES, 1993), no início do Proterozóico Superior. Foi ainda notada a reativação das ZCT's transamazônicas como falhas normais após a intrusão da segunda geração de diques e anteriormente à deposição da cobertura Bambuí, confirmada por: (1) estes falhamentos seccionam os diques desta geração mais nova, num regime rúptil (as ZCT's tornaram-se cataclásitos), e (2) as litologias Bambuí não se encontram cisalhadas em função desta reativação. Esta reativação pode ser explicada de acordo com o perfil da figura 2b: após o soerguimento causado pela ascensão da pluma mantélica (fig.2a), seguiu-se o

abatimento de blocos dentro da península São Francisco em formação, ao esvaír-se a atividade da pluma (fig.2b). Este abatimento dos blocos do CGGM se deu ao longo das ZCT's pré-existentes, originando nelas falhamentos normais que seccionaram os diques da segunda geração.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F.F.; JORDT EVANGELISTA, H.; MARSHAK, S.; BRUECKNER, H. (1994) Manifestações do evento transamazônico no Q. Fer., MG. In: XXXVIII Cong. Bras. Geol. (anais), V.1: 75-76.
- BRITO NEVES, B.B. (1993) De Rodínia a Gondwana. São Francisco/Congo: Placa, Continente/Península, Cráton e Antepaís. In: II Simp. Cráton S. Fco.(anais): 3-5.
- CHAVES, A.O.; CORREIA NEVES, J.M.; BILAL, E. (1995) Diques máficos proteroz. da região de Rib. das Neves, MG. Submetido à GEOQUÍMICA BRASILIENSIS.
- DOSSIN, T.M.; DOSSIN, I.A.; CHARVET, J.; POUCKET, A.; LAPIERRE, H. (1993) Late proterozoic mafic dyke swarm from the Espinhaço Range: geoch. and tecton. setting. In: II Simp. Cráton SF. (anais): 128-130.
- FAHRIG, W.F. (1987) The tectonic setting of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin. In: Mafic Dyke Swarms. Halls & Fahrigr (eds). Geol. Ass. of Canada. Spc. Paper, 34: 331-348.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; DEL REY SILVA, L.J.H. (1994) Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: XXXVIII Cong. Bras. Geol., Bol. Res. Exp., Vol. 1: 215-216.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ABREU, P.A.A. (1989) Resultados preliminares U-Pb no Espinhaço Meridional. Ann. V simp. Geol. M.G. e I simp. Geol. Brasília., M.G. , 10: 171-174.
- MOTOKI, A. & VARGAS, T. (1994) Até que ponto as zonas de fraqueza crustais são essenciais ao magmatismo continental? In: XXXVIII Cong. Bras. Geol., Bol.R.Exp., V.3: 16-17.
- NOCE, C.M.; MACHADO, N.; TEIXEIRA, W. (1994) O Complexo Belo Horizonte e a evolução arqueana do Q.Fer., MG. In: XXXVIII Cong. Bras. Geol., anais, V.1: 68-69.
- PEDROSA SOARES, A.C.; GROSSI SAD, J.H.; VIDAL, Ph. (1993) Evidences of a constructive margin in the San Franciscan Plate (Araçuaí Belt, MG). A geoch. evaluation of metabasic rocks. In: II Simp. Cráton SF. (anais):131-133.
- SILVA, A.M.; KUYUMJIAN, R.M.; CHEMALE JR., F. (1992) Rochas básicas do Q. F. e Espinhaço Meridional - estudos preliminares. In: REM, Ouro Preto, 45 (1c2): 60-62.
- TEIXEIRA, W., KAWASHITA, K., PECCHIO, M., TAME, N.R. (1988) Geocronologia K-Ar do enxame de diques básicos da parte meridional do Cráton do São Francisco. e implicações no contexto geotectônico. In: Cong. Bras. Geol., Anais, Belém, Vol. 6, 2870-2886.

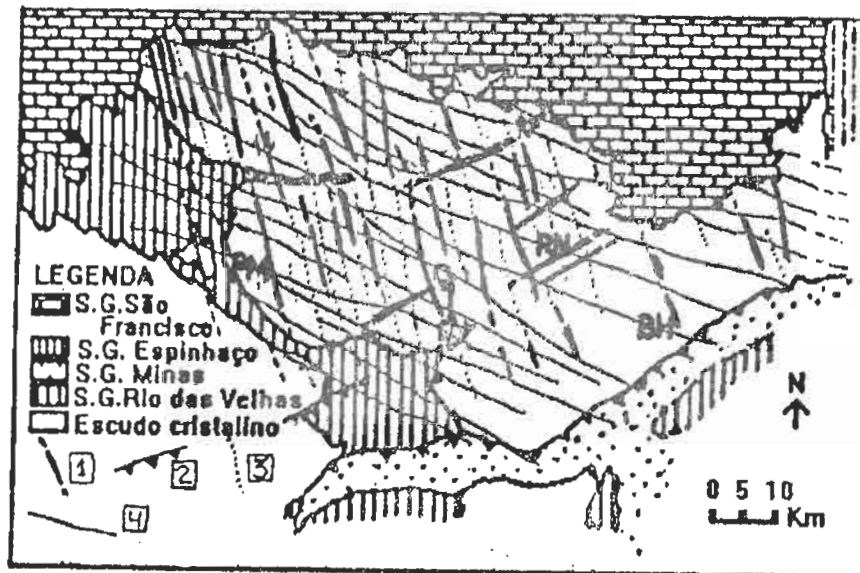


Figura 1: Arcabouço geológico da área estudada. 1: falhas transcorrentes transamazônicas reativadas como falhas normais no Brasiliano; 2: falhas de empurrão transamazônicas; 3: diques máficos 1ª geração (metamorfisados); 4: diques máficos 2ª geração (não metamorfisados).

Cidades: BH-Belo Horizonte; PM-Pará de Minas; RN-Ribeirão das Neves.

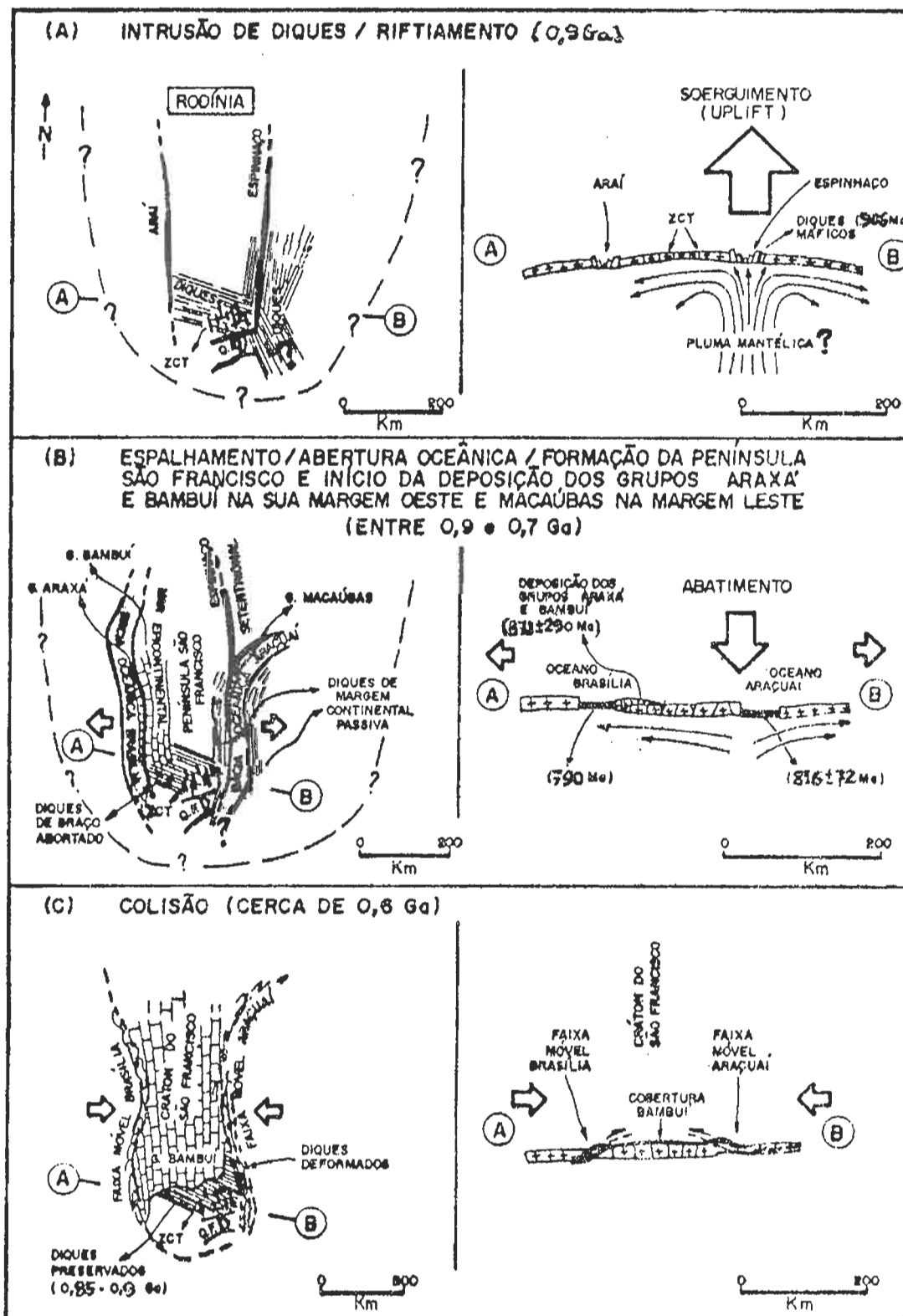


Figura 2 - Esquema hipotético para a intrusão dos diques máficos da segunda geração (segundo o modelo de FAHRIG, 1987), baseado em dados regionais.

GNEISS SEQUENCES IN THE GUAXUPÉ GRANULITE MASSIF, AND THE NATURE OF FLUIDS

ASIT CHOUDHURI - IG UNICAMP

DAILTO SILVA - IG UNICAMP

GERGELY SZABÓ - IG USP

JOSÉ RENATO NOGUEIRA - IG UNICAMP

INTRODUCTION

A wide variety of rocks, both on a local as well as regional scale, constitutes the high-grade gneisses of the Guaxupé region (Choudhuri et al., 1992). On the basis of field observations, we have established an approximate and relative chronological sequence for some of the gneisses, while some of the finer features described below were noted from petrographic studies. The relationships between the gneisses can still be recognised by careful examination, although most of the structures have been parallelized by high strain deformation. Furthermore, we have tried to relate these gneisses and their possible position to the nature of the fluids analysed by preliminary fluid inclusion studies.

GNEISS SEQUENCES FIELD RELATIONS HAVE SO FAR REVEALED THE FOLLOWING FEATURES FOR THE HIGH GRADE GNEISSES:

1. a clearly discordant contact between "underlying" coarse grained charnockitic gneiss and finely banded enderbitic gneiss containing thin mafic granulite bands;

2. cross-cutting thin enderbitic vein in granulite facies metagabbro, apparently injected during metamorphism;

3. there are no signs of discordance between enderbitic gneiss and the mafic granulite bands, whatever the thickness of the latter. There are, however, injections of igneous-textured tonalite bands traversing but not cross-cutting mafic granulite;

4. dioritic to tonalitic segregation veins in folded and banded amphibolite and mafic granulites, later crosscut by pink granitic gneiss;

5. largely concordant pink migmatitic injections in banded mafic granulite and enderbitic gneiss with rare, local cross-cutting relations. These injections are mainly igneous-textured granitic bands, while at one outcrop the band cross-cutting the granulite is itself strongly oriented due to high strain;

6. massive, fairly homogeneous, pink granitic gneiss that has been subjected to high strain deformation. These gneisses are found in many places in the granulite belt, and appear to be a late tectonic

feature. Except for the discordance of point 1 above, however, no other relation could be confirmed;

7. pink pegmatitic dykes cutting all the above; late massive grey granitic rocks with pink discolouration veins with fracture filled epidote indicating the passage of late aqueous fluids probably belong to this stage.

Evidently, the gneiss associations in a high grade terrain are complex, and this is the picture that emerges for the structure and composition of the middle-lower crust. The formation of the crust in the area involves different stages that include metamorphic and magmatic processes starting deep down in the granulite facies at P-T estimates: maximum 9.0-8.5 kb / 860-840 °C and minimum 6.6-5.5 kb / 720-650°C (Iyer et al. in prep.). One of the mafic granulites for which P-T estimates were obtained (in two samples - A and B - of mafic granulites) is intercalated with migmatitic pelitic garnet gneiss and sillimanite-garnet quartzite, implying the same metamorphic grade for these latter rocks. This process ends with the injection of pink granitic material at shallower levels in the course of uplift.

FLUID-INDUCED ALTERATION

Although alteration of granulite facies parageneses has as yet not been assessed on a regional scale, our observations can be summarized for the moment by grouping these effects into high temperature and low temperature types. Fluid-induced high temperature effects are those by which hornblende forms at the cost of pyroxenes and continues to be stable in the granulite facies. Another mineral that forms in the granulite facies is scapolite (Ca-rich, high birefringence), possibly at the expense of plagioclase by the action of CO₂-rich fluids; where it occurs, scapolite has recrystallized and is stable with the granulite facies minerals. High CO₂ activity has been proposed for the occurrence of scapolite in granulites by Moecher and Essene (1991). Low temperature transformations result in the formation of biotite, carbonate veins in ferromagnesian minerals, late rare chlorite, and finally epidote in hydrothermal veins and fractures. At one place we have observed profuse injections of quartz veins that have, however, caused little retrogression in the enderbites which they traverse. The quartz was

possibly deposited from high temperature hydrothermal solutions, since silica shows high solubility in aqueous fluids at high temperatures and pressures (Kennedy, 1950). All these alteration effects

are incipient, granulite facies assemblages being largely preserved in most cases, indicating lack of large quantities of fluids as well as absence of pervasive fluid flow.

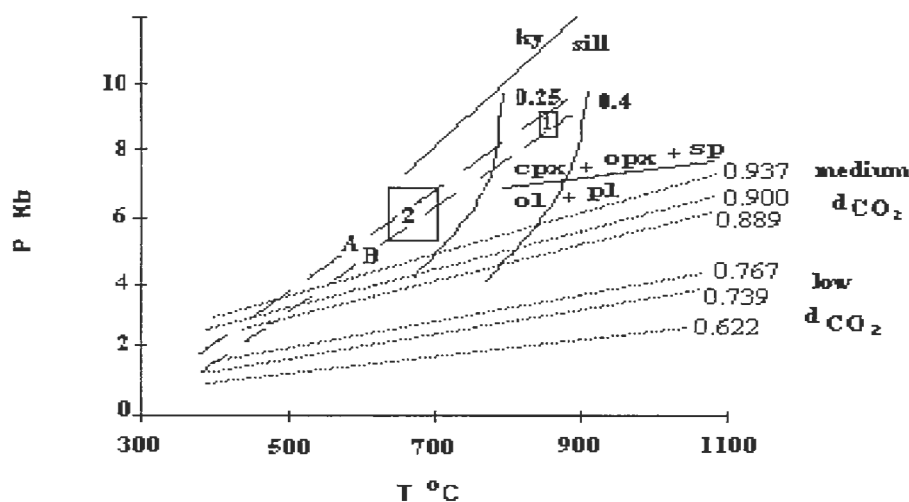


Fig.1 - P-T diagram showing: isochores for CO_2 fluid inclusions in granulites (dotted lines), isochores are for low and medium CO_2 density ($d\text{CO}_2$) fluid inclusions; boxes (1&2) for maximum and minimum P-T estimates for two Guaxupé mafic granulites (A & B); dashed lines A & B represent possible uplift paths from box 1 to box 2, from granulite to amphibolite facies; kyanite-sillimanite boundary from Pattison (1992); curves 0.25 and 0.4 are $X_{\text{H}_2\text{O}}$ for hornblende breakdown from Wells (1979); and the reaction olivine + plagioclase = orthopyroxene + spinel from Kushiro and Yoder (1966).

Isochore (density curve in P-T space) determinations were made using Holloway equations in software - FLINCOR - (Brown, 1989). The results show no isochores crossing peak P-T box, and so far no CO_2 -rich peak metamorphic fluids have been detected, and a case may be made for fluid-absent granulite formation (Stevens and Clemens, 1993). However, the nature of fluids can be related to a retrograde amphibolite facies stage in the granulite belt (Fig.1), and the fluid inclusion data can be summarized as follows (densities in g/cm^3):

1. medium density pure CO_2 in banded enderbites 0.937; low density pure CO_2 inclusions in the same enderbites 0.767 (Fig. 1);
2. medium density CO_2 0.90 (Fig.1), pure aqueous and N_2 inclusions as well as $\text{CO}_2 + \text{N}_2$ inclusions in charnockitic gneiss - 0.889.
3. low density CO_2 - 0.739 and 0.622 (Fig.1), and H_2O inclusions in charnockite;
4. late stage grey granite gneiss with aqueous-brine inclusions with saturation crystals - possibly a metapelitic source (see e.g. Touret and Dietvorst, 1983; Newton, 1986).

Separate CO_2 and N_2 inclusions may represent different fluid pulses as both of them are otherwise miscible. The trapping of these fluids might also reflect a residual fluid that remained after the dissolution of water in partial melts under high grade conditions. Some of the charnockitic gneisses may have formed this way - by syntectonic emplacement of such partial melts at depth, as suggested previously (Choudhuri et al., 1992). On the whole, the nature of

fluids can be related to high or low temperature alteration effects. Further studies require that we integrate our observations over a large area and look for peak metamorphic fluids.

ACKNOWLEDGEMENTS

A.C. is grateful to CNPq for financial support received during this investigation. We thank Roberto P. Xavier for confirming nitrogen by Raman spectroscopy.

REFERENCES

- BROWN,P.E. 1989. FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploitation program (abstract). *Second Biennial Pan-American Conf. of Research in Fluid Inclusions Progr.*, 14.
- CHOU DHURI,A.;CARVALHO,E.D.R.;BATISTA,J.J. 1992. Zonal distribution of lithologies, fluids and melting in the granulite facies terrane southeast of Guaxupé-MG. *REM: Rev.Escola de Minas, Ouro Preto*, 45, 185-186.
- IYER,S.S.; CHOU DHURI,A.; PATTISON,D.R.M.; DE PAOLI,G.R. (in prep.) Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrain, southeast Brazil.
- KENNEDY,G.C. 1950. A portion of the system silica-water. *Econ.Geol.* 45, 629
- KUSHIRO,I.; YODER,H.S.Jr. 1966. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *Jour.Petrology*, 7, 353-362.
- MOECHER,D.P.; ESSENE,E.J. 1991. Calculation of CO_2 activities using scapolite equilibria: constraints on the presence and composition of a fluid phase during high grade metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 219-240
- NEWTON,R.C. 1986. Fluids of granulite facies metamorphism. In: WALTHER,J.W.; WOOD,B.J. ed. *Fluid-Rock Interactions during Metamorphism*. Springer Verlag, p. 36-59.

- PATTISON, D.R.M. 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Jour. Geol.*, **100**, 423-446.
- STEVENS, G.; CLEMENS, J.D. 1993. Fluid-absent melting and the role of fluids in the lithosphere: a slanted summary. *Chem. Geol.*, **108**, 1-17.
- TOURET, J.; DIETVORST, P. 1983. Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites. *J. geol. Soc. Lond.* **140**, 635-649.
- WELLS, P.R.A. 1979. Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, southern West Greenland. *J. Petr.*, **20**, 187-226.

KINEMATIC ANALYSIS IN THE NEOPROTEROZOIC ARAÇUAÍ BELT, SE BRAZIL: TECTONIC IMPLICATIONS FOR GONDWANA ASSEMBLY

LUIZ J. H. D'EL-REY SILVA - IGC/UNB

ANTÔNIO C. PEDROSA-SOARES - CPMTC/IGC/UFMG

REINHARDT A. FUCK - IGC/UNB

A kinematic analysis of the major tectonic elements found in the Neoproterozoic Araçuaí Belt (Fig. 1), and new field observations on structural-metamorphic relationships, together with Proterozoic geology data for Brazil and Africa, provide evidence for a new insight on the tectonic evolution of Pan-African/Brasiliano fold belts. The northern limit of the Araçuaí Belt with the São Francisco Craton is a nearly 30km wide zone of ductile deformation bounded by two high-angle, NW-SE trending, sinistral shear zones across the towns of Itororó, Itapebí and Potiraguá (Fig. 1). The cratonic area, farther to NE, is also affected by two SW-NE trending dextral shear zones passing nearby Itabuna. The western limit is marked by several thrusts generally trending N-S and dipping at low to high angles to ESE (frontal ramps). The limit with the Guanhões Block is the WSW-ENE trending, sub-vertical, Capelinha-Novo Cruzeiro dextral shear zone (Fig. 1). Eastwards of Novo Cruzeiro the shear zone bends to NE, and is marked by straight aeromagnetic anomalies going in the direction of Salto da Divisa.

Deformation records a major event (D_1) whereby a penetrative regional foliation S_1 was formed sub-parallel to bedding. It contains an E-W or ESE-WNW stretching Lx_1 lineation which is generally low-moderately plunging (Pedrosa-Soares et al. 1992). To the W, S_1 is a slaty cleavage or a micaceous foliation associated to meso to megascopic, generally sub-horizontal, asymmetrical F_1 folds and low to high-angle thrusts. In the inner belt S_1 passes into a strong schistosity or a metamorphic banding in higher grade rocks. S_1 may be affected by a crenulation foliation or a weak schistosity (S_2 or S_{1a}), associated with minor-scale, generally asymmetric folds. Lx_1 , defined by prolate-shaped clasts and also ribbons of quartz-feldspar, is regionally parallel to a mineral lineation of micas, hornblende, sillimanite, kyanite, quartz and feldspar. S_1 controls the arc-like geometry of the belt (Fig. 1), as it rotates gradually into parallelism with the high-angle boundary shear zones, where typical features of lateral ramps are found. In these areas, sub-vertical S-C mylonitic foliations and sub-horizontal stretching lineations abound -slickenlines and fault-plane steps also occur- in large-scale outcrops (road-cuts, quarries, water falls), allowing confident determinations of the sense of slip that confirm earlier

predictions (Mascarenhas et al. 1979, Pedrosa-Soares et al. 1992).

The gradual change in the trend of the structures, their kinematic compatibility and the gradual increase in the associated barrovian metamorphism (Pedrosa-Soares et al. 1993), indicate a structural-metamorphic continuity between frontal and lateral ramps. The Capelinha-Novo Cruzeiro shear zone displays intense amphibolite grade ductile flow, as folds are mainly tight (with very thickened hinges), the axial planes trend W-E or WSW-ENE, the dip is moderate-high into northerly directions (fold vergence to the south), and the fold axes lie parallel to Lx_1 . Secondary, sinistral strike-slip ductile faults also occur westwards of Capelinha, trending E-W to SE-NW and changing to NE to form a frontal ramp (Fig. 1). Between Almenara and Salto da Divisa (Fig. 1) the S_1 foliation becomes regionally sub-vertical and turns into an S-C high-metamorphic grade mylonitic structure along the Salto da Divisa shear zone (Fig. 1). In this zone and at the eastern end of the Itapebí-Potiraguá and Itororó faults, mesoscopic folds affecting high grade gneisses-orthogneisses are tight, upright, sub-horizontal, with fold axes parallel to Lx_1 . At the northeastern boundary of the belt there is indication that deformation of the cratonic margin took place at increasingly ductile conditions towards S-SE. About 3km westwards of Itororó (Fig. 1), no fault-related foliation or folds are seen in the outcrop of the Itororó fault, and the shear zone is marked by spaced sub-vertical planes of brittle fracture with sub-horizontal striae lineations and sinistral-sense steps, in well-banded tonalites. Farther to the W, halfway to Itapetinga, S-C mylonites characterize the outcrop of the sinistral Itapebí-Potiraguá fault. Entering Itapetinga, in the main road-cut outcrop, banded-gneisses of amphibolite grade are affected by sub-vertical, $\leq 1m$ -scale, upright folds cross-cut by discrete, cm-wide, dextral shear zones (S-C relationships) which are sub-parallel to the main shear zones.

The kinematics along the regional faults implies a movement of basement slices and sediments towards ESE, into the inner belt. To account for the available data, tectonics is most likely one of top down to ESE extensional delamination of cratonic margin rocks and sedimentary cover. The suction of these slabs above various low-angle detachments, and their under-

thrusting down into the inner belt would lead to crustal thickening and its consequences. Additional support comes from frontal ramps in road cuts around Itambé, and between Francisco Sá and Salinas (Fig. 1). About km from Itambé (Itapetinga road), a well developed S-C mylonitic foliation (S_1) and a down-dip Lx_1 (sillimanite-hornblende) in banded (metre-scale) amphibolitic gneisses clearly indicate a top down movement to 158° . Reverse movement occurs locally, along one of the banding planes. Similarly, the superposition of a strong S_2 crenulation cleavage imprinted on S_1 in hematite quartzites to the west of Salinas (Fig. 2a-b) implies a progressive deformation under the same metamorphic grade, whereby a syn- S_1 reverse slip was superimposed by normal sense of movement (Fig. 2c-d).

A system composed of frontal extensional ramps capable of slicing the rocks down to ESE, and bounded by northern and southern lateral ramps (the northern half is cartooned in Fig. 3), may explain all the relationships across the Araçuaí Belt, and also explains similar fault-belt relationships found in the West Congo Belt (Fig. 4; cf. Pedrosa-Soares et al. 1992). In fact such a system is even required, because if the São Francisco-Congo Craton was a large continental block through the Proterozoic (Fig. 4; cf. Trompette 1994, and many authors before) it is hard to believe that the São Francisco and the Congo Cratons could move independently into converging directions, as currently evoked in all conventional plate tectonics models to explain the Araçuaí-West Congo Belt system. The tectonic evolution of surrounding fold belts by extensional delamination and inwards tectonic transport of sucked slices relates

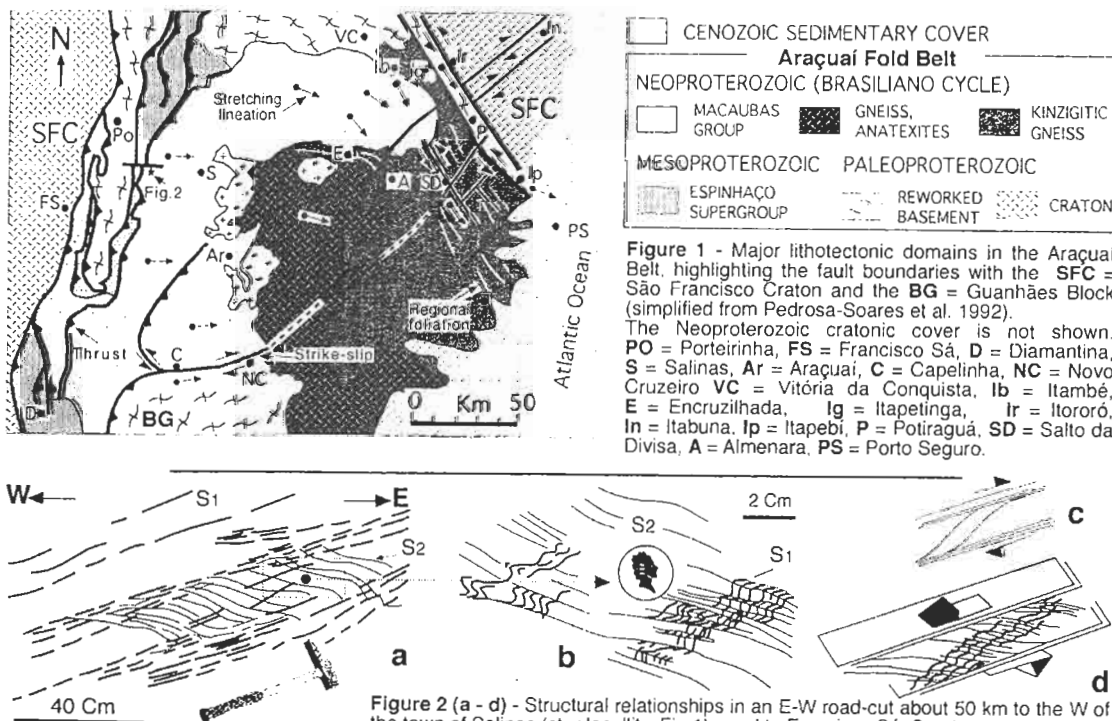
to continuous uplift of cratons and eliminates the need of both cratons moving horizontally, towards each other. This new model of tectonics incorporates evidence for Pre-Neoproterozoic uplift of the São Francisco Craton and extensional delamination of its margins (D'el-Rey Silva 1992, 1994; D'el-Rey Silva and McClay 1995) and provides a connection between plate tectonics processes through geological times.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank CNPq and FINEP for Grants numbered 400037/93-9 APQ and 1655, respectively. The findings here resumed come from field work carried out on 1993 and 1994.

REFERENCES

- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1992. Tectonic evolution of the southern part of the Sergipano Fold Belt, northeastern Brazil. PhD Thesis, Royal Holloway University of London, 257p, unpublished.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1994 - 38^o. Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SBG, Boletins, v.1, Simpósios, p.265-267.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. and K.R.McClay 1995. The Southern Part of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil: Stratigraphy and Tectonic Implications. In final revision to be submitted.
- Mascarenhas, J.F. and 6 co-workers 1979 - DNPM, Série Geologia 11, 128p.
- Mascarenhas, J.F. and 4 co-workers 1984 - In Almeida, F.F.M. and Hasui, Y. (eds.) O Precambriano do Brasil, Editora Edgar Blucher, 46-122.
- Pedrosa-Soares, A.C. and 4 Co-workers 1992 - Journal of South American Earth Sciences, v.6, 33-47.
- Pedrosa-Soares, A.C. and 4 co-workers 1993 - In IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Anais SBG MG, Bol.12, 176-182.
- Trompette, R. 1994 - Geology of Western Gondwana. A.A.Balkema, Rotterdam, 350p.



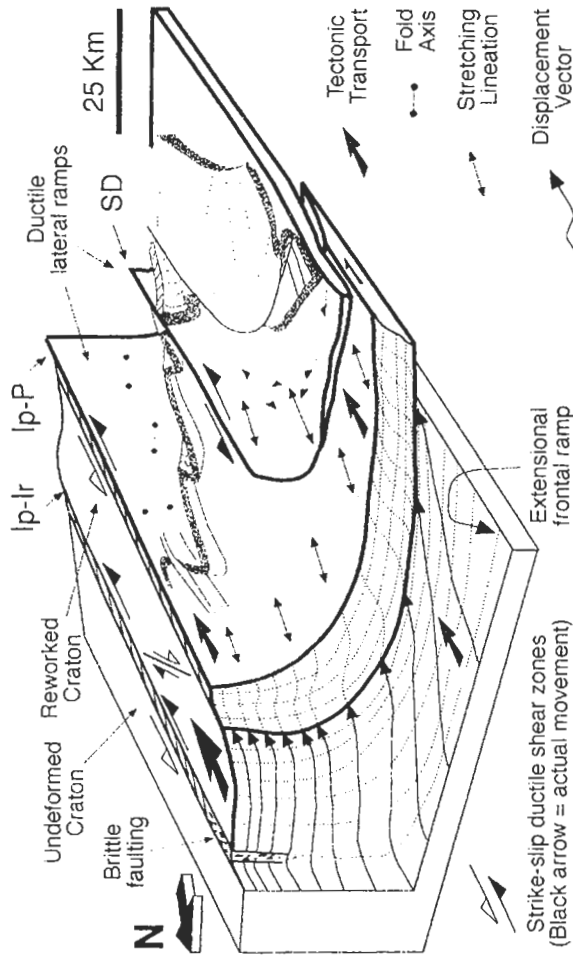
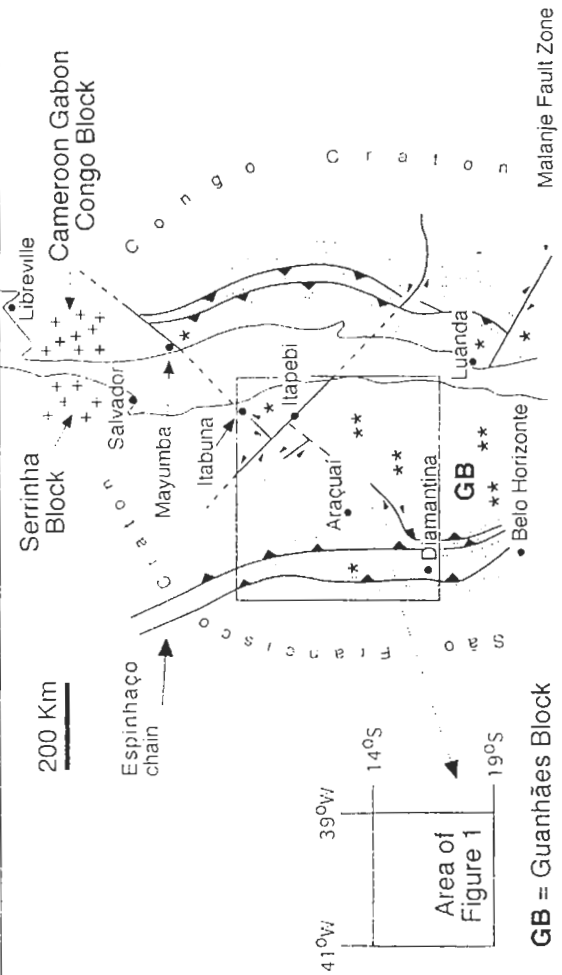


Figure 3 - Cartoon illustrating the extensional tectonic evolution of the Araçuaí Fold Belt. The half northern part of the extensional system, here shown, comprises three NW-SE trending lateral ramps (the Ip-Ir = Itapebi-Itororó fault, Ip-P = Itapebi-Potiraguá fault, SD = Salto da Divisa shear zone) and low-angle, frontal SE dipping extensional ramps, all associated with thrusts and folds. See text.

Figure 4 - Simplified map of part of the São Francisco - Congo Craton, displaying the main tectonic features of the Araçuaí and West Congo Fold Belts.

Compiled mainly from Pedrosa-Soares et al. (1992), with additional data from Trompette (1994) and Mascarenhas et al. (1984), respectively for the Cameroon Gabon Congo, and Serrinha Blocks. See text.



Basement reworking

* = partial

** = total

GB = Guanhães Block

ESTIMATIVA DAS CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DO GRANITO BORRACHUDOS NA REGIÃO DE DORES DE GUANHÃES, MG

MARIA LOURDES SOUZA FERNANDES - CPMTC/IGC/UFMG

ESSAID BILAL - École des Mines/Saint-Etienne

JOSÉ MARQUES CORREIA NEVES - Departamento Geologia/IGC/UFMG

ANDRÉ GIRET - Université Jean Monet

KELLY DE VASCONCELOS COSTA - bolsista IC/UFMG

1 - INTRODUÇÃO

Foram efetuadas análises químicas por microsonda eletrônica em feldspatos, biotita e anfibólio do maciço granítico de Dores de Guanhanes, MG. Os resultados e as conclusões a que se pode chegar a partir desses dados constituem o escopo deste trabalho.

2- CONTEXTO GEOLÓGICO

O arcabouço geológico da região de Dores de Guanhanes (MG) é constituído por gnaisses ortoderivados pertencentes à Suíte Guanhanes. Sobre estas litologias repousa uma sequência de gnaisses e xistos de origem metavulcano-sedimentar, intercalada por níveis anfibolíticos, quartzíticos e ferruginosos nomeados Grupo Guanhanes. Os granitos da Suíte Borrachudos (1.7 Ga, Dossin et al., 1993) intrudem ambas unidades (fig. 1). São rochas alcalinas, caracterizadas por elevados teores em SiO₂, Na₂O+K₂O, FeO, Zr, Nb, Ga, Y e ETR e baixas concentrações de CaO, MgO e Sr; ou seja, apresentam assinatura geoquímica de rochas posicionadas em ambiente anorogênico (Fernandes et al., 1995), estando relacionadas à abertura do rift Espinhaço.

3 - PETROGRAFIA

Três fácies podem ser distinguidos no maciço estudado: granito a anfibólio; granito a anfibólio e biotita e granito a biotita. Esses granitos têm coloração rosa a cinza e granulação média a grossa; apresentando foliação na borda do maciço. Ao microscópio, eles são constituídos essencialmente por grandes massas de microclina mesoperitítica subédrica a anédrica e quartzo xenomorfo. A seguir, em ordem de abundância e tamanho, tem-se albita. Os demais minerais tendem a formar aglomerados que ocorrem intersticialmente aos constituintes félsicos. Os principais minerais máficos são anfibólio e biotita, os quais comumente contêm inclusões de minerais acessórios como zircão, allanita, apatita e minerais opacos. Fluorita é amplamente distribuída e tardia. Além destes, granada ocorre localmente e piroxênio de

composição hedenbergítica foi observado em uma lâmina do granito a anfibólio e biotita.

3 - ESTUDOS QUÍMICO-MINERALÓGICOS

O anfibólio é um mineral frequente nas rochas estudadas, podendo ser observado tanto em cristais isolados como formando corona ao redor do piroxênio; por vezes, ele próprio passa a biotita. Sua composição é hornblenda-hastingsítica (fig. 2) comparável à dos anfibólios de granitos anorogênicos proterozóicos (Anderson, 1983).

A biotita é um constituinte importante nestas rochas e apresenta indícios texturais de ter se cristalizado tardiamente com relação ao anfibólio. Ela é de composição annita-siderofilita (fig. 3), com teores em Al^(total) variando entre 2.5 e 3.0 a.f.u. para um conteúdo em Mg sempre inferior a 1, compatível com composição de biotitas de granitos alcalinos a subalcalinos (Nachit, 1986).

Estas rochas são caracterizadas pela presença de 2 feldspatos: albita e microclina. A primeira apresenta composição variável de Ab₈₉-Or₁₀-An₀₁ a Ab₉₉-Or₀₀-An₀₁. A segunda é frequentemente mesoperitítica com composição oscilando entre Ab₀₉-Or₉₁-An₀₀ e Ab₀₄-Or₉₆-An₀₀.

4 - IMPLICAÇÕES PETROLÓGICAS

Através da fórmula proposta por Schmidt (1992) e programa de Tindle & Weber (1994), a partir da composição química dos anfibólios, pode-se especular que os granitos foram cristalizados sob pressão total em torno de 6.2 kbar, isto é, a uma profundidade média de 23km. A cristalização da hastingsita é favorecida por baixas fugacidades de oxigênio (Thomas, 1982). A distribuição do alumínio entre a posição tetraédrica do anfibólio e do plagioclásio é função da temperatura de cristalização dos dois minerais e da pressão (Blundy & Holland, 1990); sendo possível estimar uma temperatura de cristalização do anfibólio estudado da ordem de 840°C.

A presença de magnetita e ilmenita implica em condições de baixa fugacidade de oxigênio, próxima do tampão QFM (fig. 4), como já atestado pela

composição do anfibólio. A presença de 2 feldspatos alcalinos atesta o caráter subsolvus desse granito e reflete cristalização sob P_{H_2O} superior a 2.5 kbars (Luth et al., 1973)

5- CONCLUSÕES

Esses granitos alcalinos a subalcalinos são a primeira manifestação magmática ácida ligada à abertura do rift Espinhaço. O caráter precoce (1.7Ga) é confirmado pelo seu posicionamento em profundidade (23km), atestando que a crosta estava ainda relativamente espessa. Esses granitos possuem as mesmas características químicas e mineralógicas de seus equivalentes norte-americanos relacionados à abertura do rift Grenville (Anderson, 1983).

5 - AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à PRPq/UFGM e à FAPEMIG, pelo suporte financeiro e ao CPMTC/UFGM, ao Depto. de Geologia da UFGM, ao Département de Géochimie da École des Mines de Saint-Etienne.

6 - BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: I.G. Medaris, D.M. Michelsen, C.W. Byers and Shanks (Editores), Proterozoic Geology. Geol. Soc. Am. Mem., 161: 133-154
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104: 208-224
- DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T. M.; CHARVET, J.; COCHERIE, A. & ROSSI, P. 1993. Single-zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic Magmatism in the Espinhaço Range, Southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: SIMPÓSIO DO CRATON DO SAO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. Anais... 39-42
- FERNANDES, M.L.S.; MARCIANO, V.R.P.R.O.; OLIVEIRA, R.C de; CORREIA NEVES, J.M. & DILÁSCIO, M. V. 1995. Granitos Borrachudos: um exemplo de granitogênese anorogênica na porção central do estado de Minas Gerais. *Geonomos*, 2(2):23-29
- LUTH, W.C.; MARTIN, R.F. & FENN, P.M. 1973. Peralkaline alkali feldspars solvi. In: W.S. Mackenzie & J. ZUSSMAN (Editores), Proc NATO Advanced Study Institute on Feldspar.
- NACHIT, H. 1986. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoides. Applications typologiques. Tese de Doutorado. Université de Bretagne Occidentale. France. 181 p. (Ined.)
- SCHMIDT, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. *Contrib. Min. Petrol.* 110(2-3):304-310
- TINDLE, A.G. & WEBB, P.C. 1994. Probe-Amph. a spreadsheet program to classify microprobe derived amphibole analysis. *Computers & Geosciences* 20(718):1201-1228
- VIEIRA, V.S. 1985. Carta Metalogenética, escala 1:250 000 - Folha SE-23-ZB, Guanhães. DNP/MME.

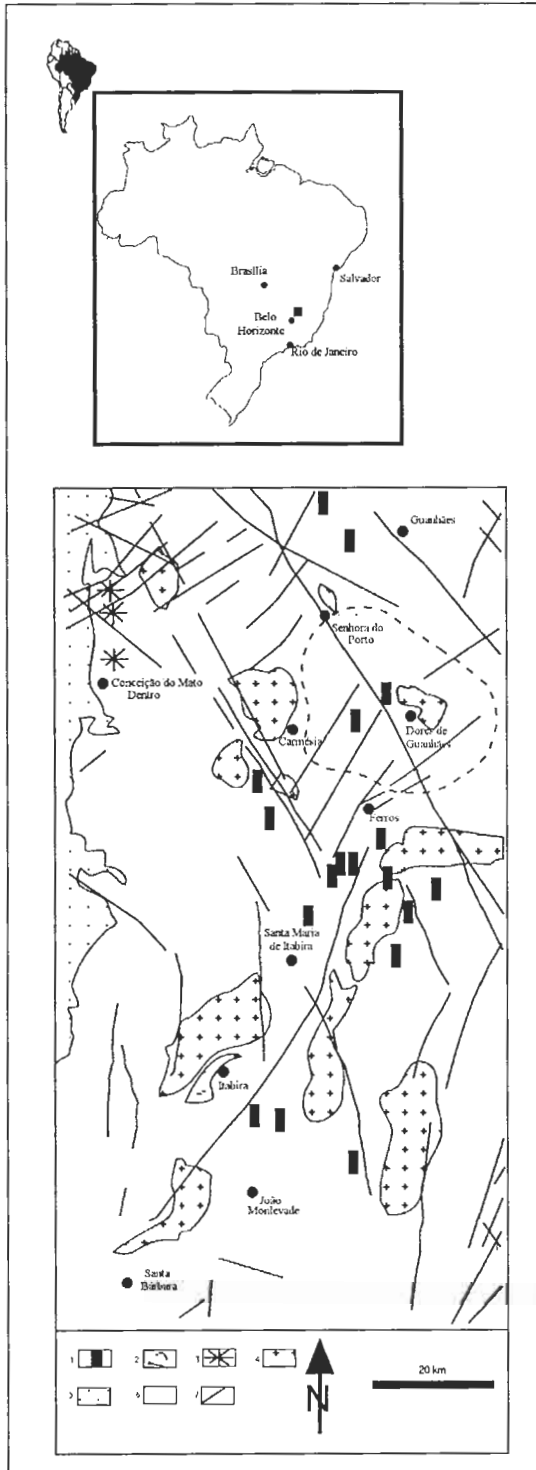


Figura 1: Carta geológica simplificada da área de ocorrência do Granito Borrachudos, modificada de Vieira 1985. 1: pegmatito; 2: zona migmatizada; 3: riolito; 4: granito Borrachudos; 5: Supergrupo Espinhaço; 6: migmatitos e gnaisses orto e para-derivados.

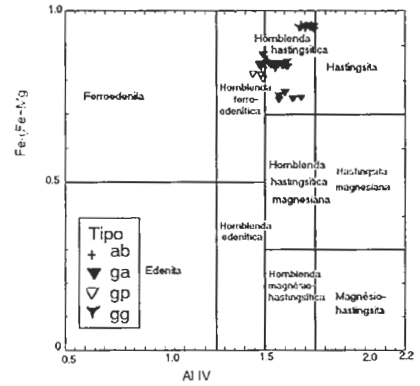


Figura 2: Composição de anfíbios do granito de Dorcas de Guanhães. (ga: granito a anfíbólio; ab: granito a anfíbólio e biotita; gb: granito a biotita; gp: granito a anfíbólio, biotita e piroxênio; gg: granito a anfíbólio, biotita e granada)

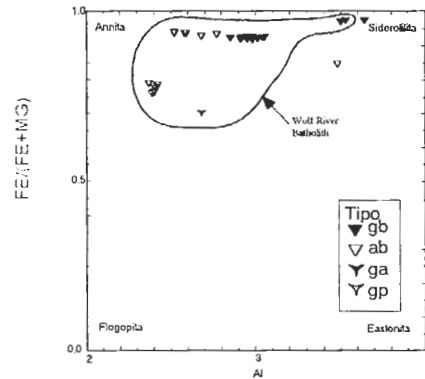


Figura 3: Composição de biotitas do granito de Dorcas de Guanhães. (Mesma legenda da figura 2; dados do Wolf River Batholith de Anderson 1983).

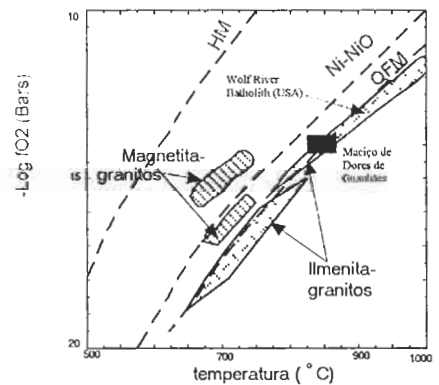


Figura 4: Estimativa das condições de cristalização de granitos anorogênicos em termos da temperatura e fugacidade de oxigênio.

GEOLOGIA DO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS NO DISTRITO AURÍFERO DE SÃO BARTOLOMEU, MINAS GERAIS

ALEXANDRE GOLIA - UFOP (mestrado em Geologia)

EURÍPEDES M. DA CUNHA - UFOP 9gradação em Geologia)

CLAUDINEI G. DE OLIVEIRA - DEGEO/UFOP

GERALDO DE SOUZA FERREIRA - DEGEO/UFOP

INTRODUÇÃO

O presente trabalho teve como objetivo o estudo da litoestratigrafia e da estruturação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas no Distrito Aurífero de São Bartolomeu, localizado a leste do Complexo do Bação (Fig. 1). Os litotipos mapeados são, predominantemente, de natureza vulcanossedimentar, submetidos a metamorfismo de fácies xisto-verde a anfibólito. Intrusões metabásicas e veios turmalínicos cortam a sequência, ora concordantes, ora discordantes. Uma fatia de rochas quartzo-feldspáticas bandadas, supostamente pertencentes ao Complexo do Bação, ocorre na parte central da área, justaposta tectonicamente à sequência vulcanossedimentar.

UNIDADE METAVULCÂNICA

A maior representatividade desta unidade ocorre na porção oeste, próximo ao contato com o Complexo do Bação. Na porção leste é menos expressiva, estando intercalada com os metassedimentos. Análises petrológicas permitiram distinguir metavulcânicas máficas e félsicas. Toda essa unidade possui forte foliação penetrativa, com granulação variando de fina a grossa. A associação mineral comum das metavulcânicas máficas é caracterizada por anfibólio actinolítico (40%), quartzo (35%), biotita (10%), clorita magnésiana (5%) e epidoto/clinozoizita (5%) e, em menores proporções, plagioclásio, sericita, granada e titanita; sendo acessórios a magnetita, rutilo, turmalina e zircão. Em algumas porções a composição mineralógica desses litotipos é constituída, predominantemente, por clorita e quartzo. As metavulcânicas félsicas, menos representativas, possuem granulação fina e são compostas por quartzo e sericita, e, subordinadamente, plagioclásio e carbonatos.

UNIDADE METASSEDIMENTAR PSAMO-PELÍTICA

Os litotipos dessa unidade predominam na porção leste da área. São representados por quartzitos, quartzo-mica xistos, metapelitos, metacherts e metaconglomerados. Petrograficamente, os quartzitos apresentam variações de sericita quartzito, fuchsita quartzito e sericita-clorita quartzito. Os metapelitos,

predominantes na porção central da área, possuem granulação média a grossa e são constituídos em ordem decrescente de abundância por quartzo, biotita, sericita, estaurolita e cianita. Os metaconglomerados, que têm matriz composta por quartzo, sericita e plagioclásio, apresentam seixos polimífticos estirados com até 20 cm de comprimento.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Distinguiram-se três fases de deformação, D₁, D₂ e D₃. A fase D₁, sob grande influência da estruturação do Complexo do Bação, é caracterizada pela foliação penetrativa S₁, com direção aproximadamente norte-sul e mergulho acentuando-se de leste (0-20°) para oeste (60-90°); pela foliação milonítica Sm₁, paralela à foliação S₁; pela lineação mineral Lm₁ e pela lineação de estiramento de seixos Le₁, subhorizontais. Movimentos transcorrentes dextrais entre os planos das foliações S₁ e Sm₁ sugerem que existe, entre o Anticlinal de Mariana e o Complexo do Bação, uma megaestrutura em flor positiva (Fig. 2). A fase D₂ está caracterizada por zonas de cisalhamento subverticais (Sm₂) com direção norte-sul e lineações de estiramento mineral (Le₂), também, subverticais. Estruturas do tipo S-C, presentes nas zonas de cisalhamento, caracterizam-nas como falhas normais de alto ângulo, evidenciando um caráter extensional. A fase D₃ é materializada por extensas e discretas zonas de cisalhamento de caráter dúctil-rúptil geradas por falhas transcorrentes subverticais sinistrais. Tais zonas de cisalhamento, dentre as quais destaca-se a Zona de Cisalhamento Nova Lima-São Bartolomeu, possuem direção geral NW, e condicionaram várias oorrências auríferas, incluindo a Mina Tapera.

CONCLUSÃO

O *Greenstone Belt* Rio das Velhas no Distrito Aurífero de São Bartolomeu encontra-se estruturalmente influenciado por três megaestruturas: pelo Complexo do Bação, a oeste; pelo Sinclinal Dom Bosco, a sul; e, pelo Anticlinal de Mariana, a norte e leste. Tais influências tectônicas foram responsáveis pela estruturação em flor positiva envolvendo o Complexo do Bação e a sequência supracrustal. Entretanto, o núcleo do Anticlinal de Mariana, representando a porção oeste da área, permaneceu com

baixa intensidade de deformação, onde predomina o Sistema NW de cisalhamento transcorrente, responsável pela mineralização aurífera da região.

AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos à DOCEGEO (Belo Horizonte) pelo apoio financeiro aos trabalhos de campo e ao Professor Geraldo de Souza Ferreira (UFOP) pela ajuda na dissertação final do trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- GOLIA, A. & CUNHA, E.M., 1993. Geologia da região do distrito de São Bartolomeu (Área Tapera), Ouro Preto, Minas Gerais: um exemplo de depósito aurífero em zonas de cisalhamento. Tese de graduação, UFOP, Minas Gerais, 106pp.
- OLIVEIRA, F.R. & CARMO, E.M., 1993. Sobre o potencial para mineralização aurífera no contato Nova Lima-Complexo do Bação - Aba sul do Anticlinal de Mariana, área do Córrego Andaime. Tese de Graduação, Univ. Fed. de Ouro Preto, 64pp.
- DORR II, J.V.N., 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. USGS, Prof. Pap., 641A, 110p.
- LADEIRA, E.A., 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil, Brasília, DNPM-CVRD, pp. 301-376.
- CHEMALE Jr., F., ROSIÉRE, C.A., & ENDO, I., 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Um modelo. DEGEO/UFOP, IGC/UFMG.

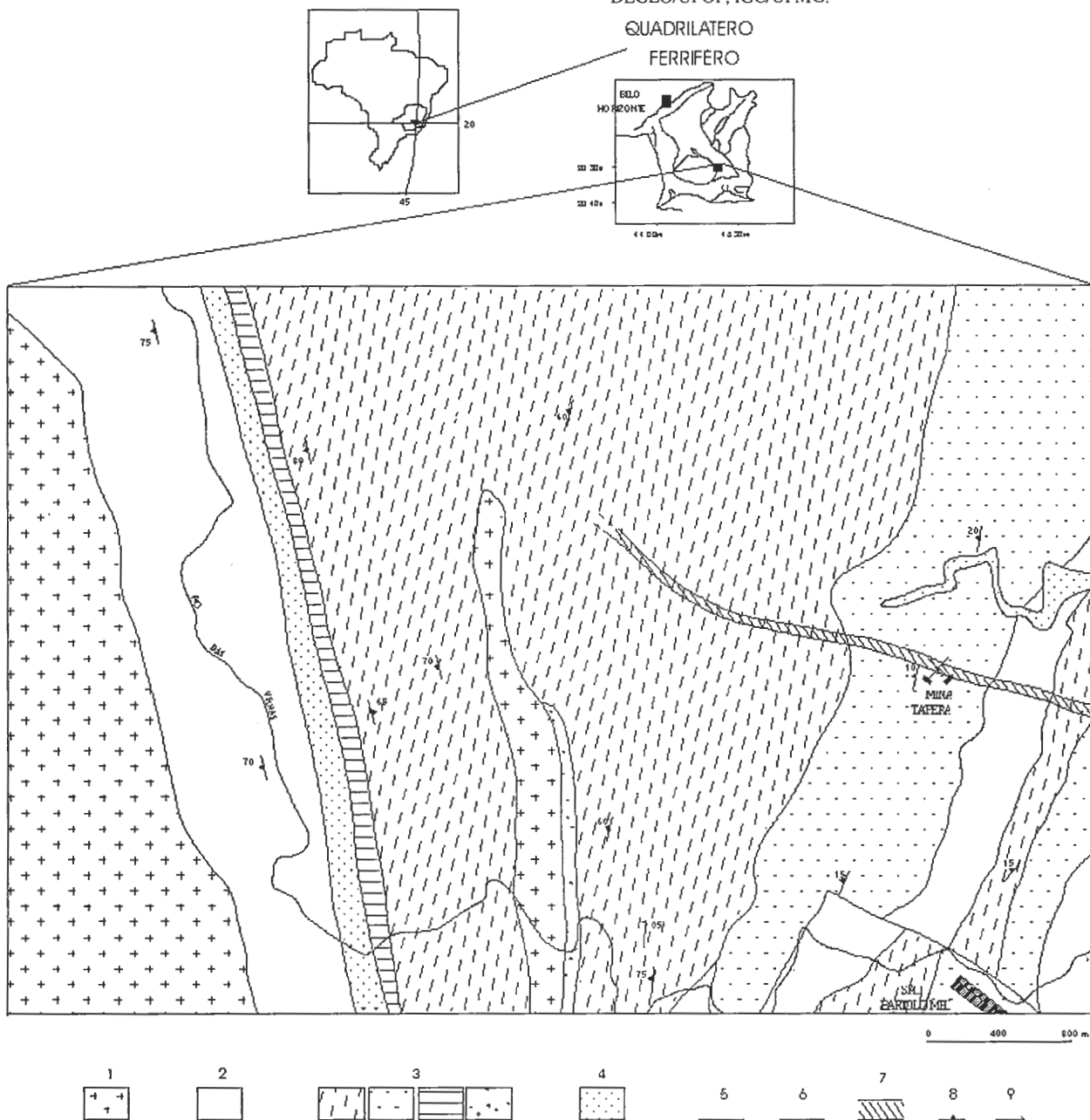


Figura 1 - Mapa geológico do Distrito Aurífero de São Bartolomeu. 1. Complexo do Bação; 2. Unidade Metavulcânica; 3. Unidade Metassedimentar (3a. metapelito; 3b. quartzito; 3c. fuchsit quartzito; 3d. metaconglomerado); 4. intrusiva metabásica; 5. Rio das Velhas; 6. contato geológico; 7. Zona de Cisalhamento Nova Lima-São Bartolomeu; 8. foliação principal (S_1); 9. lineação mineral (Lm_1).

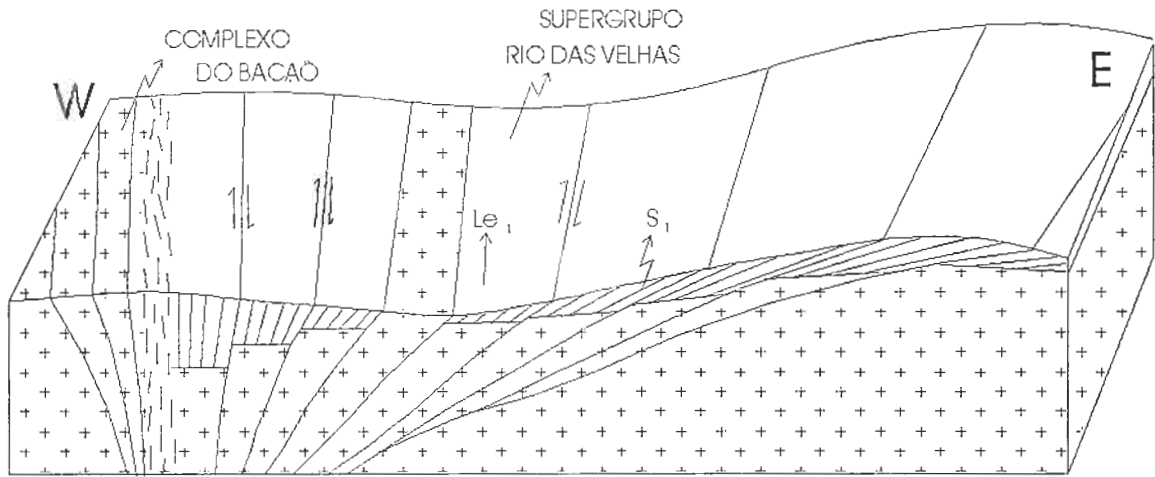


Figura 2 - Perfil esquemático da área estudada mostrando a estruturação em flor positiva envolvendo o Complexo do Baçã e a sequência supracrustal do Greenstone Belt Rio das Velhas, sugerida pela foliação principal S_1 e pela lineação de estiramento de seixos Le_1 .

DIABÁSIOS DO ALTO RIO DOCE, MG

HANNA JORDT-EVANGELISTA - DEGEO/EM/UFOP

ZULMEIRE C. COTTA - DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

A ocorrência de diques diabasóides anorogênicos na porção sul do Cráton do São Francisco tem sido amplamente documentada. Teixeira (1985) encontrou idades proterozóicas variando entre 2300 e 570 m.a. para rochas básicas e metabásicas a oeste de Belo Horizonte. Diques de diabásios também são comuns no embasamento oriental do Quadrilátero Ferrífero. No município de Dom Silvério, diques de diabásio cortam um corpo aflorante numa área de 50km² às margens do alto Rio Doce (25km ao norte de Ponte Nova e 10km a leste da cidade de Dom Silvério), constituído de rochas charnoquíticas de origem magmática (Jordt-Evangelista *et al.*, 1994). O objetivo deste trabalho é apresentar os resultados das investigações de campo, da petrografia e da geoquímica destes diabásios.

GEOLOGIA REGIONAL

Os diabásios ocorrem em diques com largura variando de centímetros até 10m. São intrusivos nas rochas charnoquíticas e nas outras unidades litológicas que compõem a região dos municípios de Dom Silvério e de Rio Doce, a saber, nos metassedimentos do Grupo Dom Silvério e nos gnaisses bandados regionais. Nas bordas dos diques aparece, às vezes, uma foliação incipiente, que formou-se em decorrência de fenômenos de deformação e metamorfismo. Este evento tectonometamórfico afetou os diabásios com uma intensidade variável. Enquanto as rochas menos afetadas preservam minerais e texturas magmáticas (fotos 1 e 2), nas mais alteradas as feições ígneas foram em grande parte obliteradas, e as rochas são, na realidade, metadiabásios.

PETROGRAFIA

A composição modal média dos diabásios e metadiabásios, em porcentagem volumétrica, é: plagioclásio = 45,0, anfibólio = 30,0, clinopiroxênio = 14,5, granada = 5,0, opacos = 5,0, biotita + quartzo + carbonato + apatita = 0,5.

Destes minerais, o plagioclásio, o clinopiroxênio, os minerais opacos e a apatita são de origem magmática. Anfibólio, granada, biotita, quartzo e carbonato são de origem metamórfica, tendo-se formado às custas dos primeiros.

Os diabásios apresentam uma textura intergranular fina ou, nas rochas de granulação média, ela é subofítica (foto 1), compondo-se de plagioclásio sob a forma de ripas, de clinopiroxênio augítico e de minerais opacos. Podem ser porfiríticos (foto 2), com

fenocristais tabulares de plagioclásio, que chegam a atingir 7cm de comprimento. Nos metadiabásios a textura é granonematoblástica. A augita é verde clara ou castanho rosada e apresenta exsolução acicular de opacos e uma substituição marginal por intercrescimentos simplectíticos, de origem metamórfica, compostos de anfibólio verde oliva (possivelmente hornblenda) e quartzo vermiforme. Nos metadiabásios, a substituição da augita por hornblenda e quartzo já foi completa. Os minerais opacos também sofreram uma alteração metamórfica marginal, com formação de auréolas de granada e de biotita castanho avermelhada. A apatita, em cristais aciculares muito longos, exibe um típico hábito magmático.

GEOTERMOMETRIA

Análises de microsonda em granadas e biotitas, que constituem coronas de origem metamórfica em torno dos minerais opacos, foram utilizadas para estimar as condições de temperatura do metamorfismo a que os metadiabásios foram submetidos. A biotita contém, em média, 5% em peso de TiO₂ e a sua razão Fe/Mg é 0,56. As granadas são almandinas, cuja composição, em termos de componentes químicos, é Almandina 64,7, Grossularita 18,5, Piropro 10,7, Espessartita 3,8, Andradita 2,3. A razão (Mn+Ca)/(Mn+Ca+Fe+Mg) da granada é 0,25. Este valor é relativamente elevado, o que pode acarretar erros nos resultados dos geotermômetros granada-biotita de Ferry & Spear (1978) e de Perchuk & Lavrent'eva (1983), utilizados neste trabalho (segundo Ferry & Spear, *op. cit.*, o limite máximo admissível para esta razão é 0,2). A temperatura média obtida nos cálculos geotermométricos foi de 625°C, que corresponde a condições da fácies anfíbolito superior. Considerando que as rochas supracrustais do Grupo Dom Silvério das proximidades sofreram um metamorfismo na fácies anfíbolito baixo (Jordt-Evangelista, 1992) pode-se extrapolar, que a temperatura calculada pela geotermometria nos metadiabásios é por demais elevada. A diferença provavelmente é decorrente da composição química da granada, relativamente rica em Ca, não se adequando para o geotermômetro utilizado.

GEOQUÍMICA

A norma CIPW das rochas analisadas mostra um caráter próximo da saturação em sílica, apresentando insignificantes quantidades ou de olivina, ou de quartzo normativos. A quantidade de olivina normativa tende a ser maior nas rochas mais metamorfizadas, em que o volume de anfibólio

secundário é maior e, conseqüentemente o de clinopiroxênio é menor. É possível, que fluidos percolantes ricos em H_2O , indispensáveis à transformação de piroxênio em anfibólio, tenham dissolvido e retirado uma parte do quartzo, que também é um produto desta transformação. Desta maneira, as rochas teriam adquirido uma deficiência em sílica, do que resultaria a olivina normativa.

No diagrama $FeO^*-(Na_2O+K_2O)-MgO$ de Irvine & Baragar (1971) os diabásios são toleíticos (fig.1). No diagrama $(Zr/Y)-Zr$ de Pearce & Norry (1979) eles caem no campo dos basaltos intraplaca (fig.2). Este ambiente tectônico está de acordo com o seu caráter anorogênico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ferry, J.M., & Spear, F.S. 1978 Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrol.*, 66: 113-117.

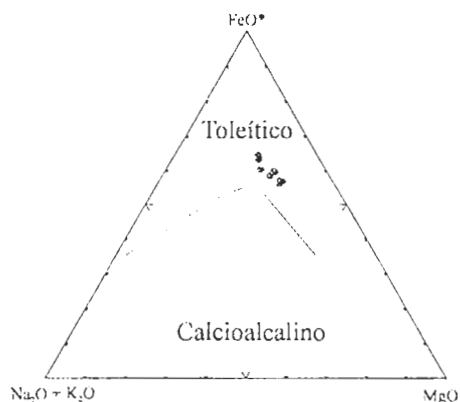


Fig.1: Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para os basaltos do Alto Rio Doce. FeO^* =ferro total

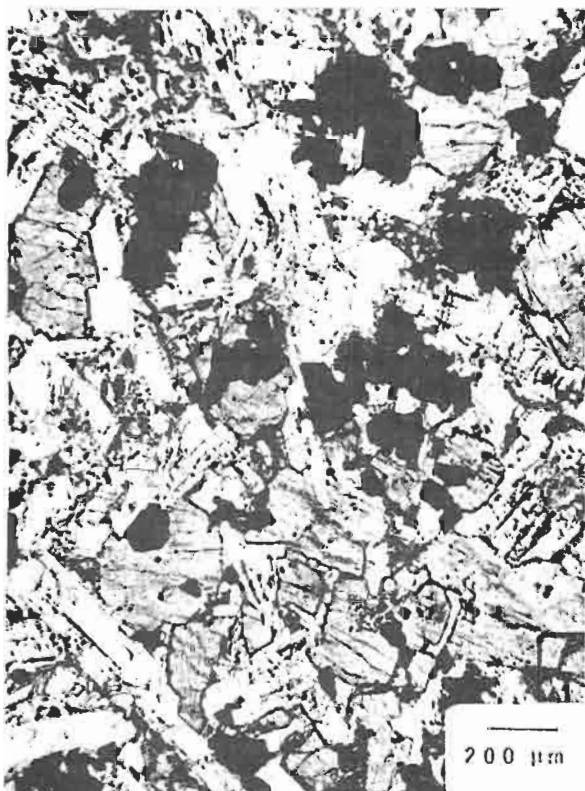


Foto 1: Textura diabásóide: ripas de plagioclásio (incolor) interescidas com augita (relevo alto) e opacos.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971 A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sc.* 8:523-548.

Jordt-Evangelista, H. 1992 O Grupo Dom Silvério, SE de Minas Gerais: Petrografia, Metamorfismo, Geoquímica e Geologia Econômica. REM: R. Escola de Minas, Ouro Preto, 45(1 e 2): 140-142.

Jordt-Evangelista, H., Roeser, H., Eleutério, L. 1994 Charnoquitos de natureza ígnea na região de Dom Silvério, MG: 38o. Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SC. Bol. Res. Exp., SBG, vol.3, 30-32.

Pearce, J.A., Norry, M.J. 1979 Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69:33-47.

Perchuk, L.L., & Lavrent'eva, I. V. 1983 Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In S.K. Saxena (ed): *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*. Berlin: Springer, pp.199-239.

Teixeira, W. 1985 A Evolução Geotectônica da Porção Meridional do Cráton do São Francisco, com Base em Interpretações Geocronológicas. Tese de Doutorado, inédita, IG/USP, 207p.

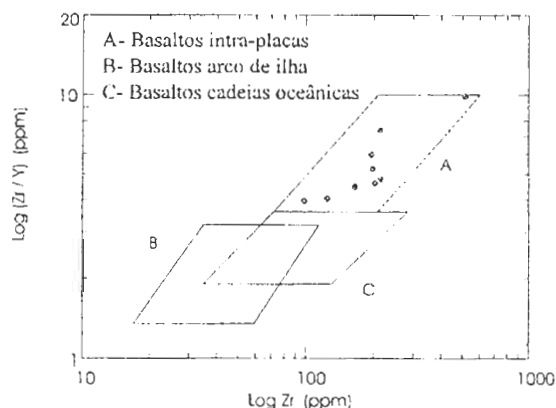


Fig.2: Diabásios do Alto Rio Doce no diagrama de discriminação $Zr/Y - Zr$ de Pearce & Norry (1979).

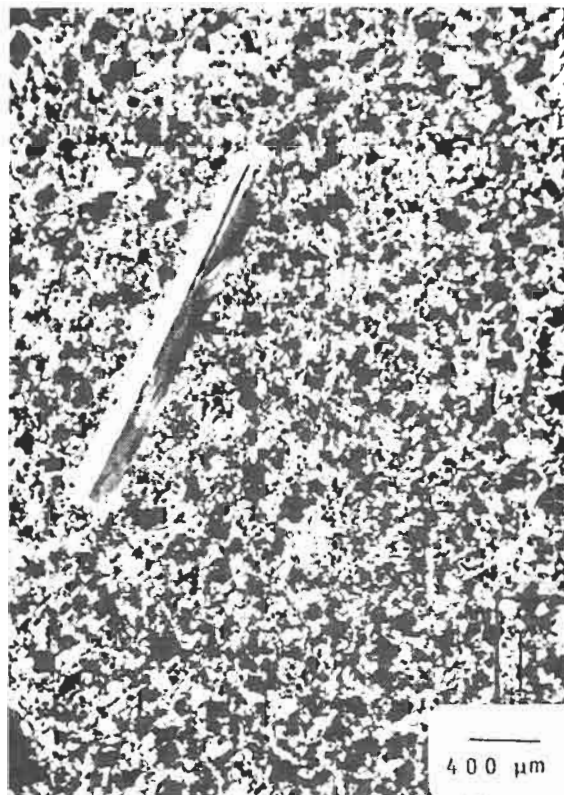


Foto 2: Textura porfírica: fenocristal de plagioclásio e matriz intergranular fina com plagioclásio, augita e opacos.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:25.000 NA FOLHA SIMONÉSIA (MG)

LUCIANO DE MELO MOREIRA - IGC/UFMG (Mestrando)

ANTÔNIO GILBERTO COSTA - CPMTC/IGC/UFMG

CARLOS ALBERTO ROSIÈRE - CPMTC/IGC/UFMG

CLAÚDIA DE SANCTIS VIANA - Geóloga

WERUSKA CAMPOS VIDAL - Geóloga

ISABEL EUSTÁQUIA DE QUEIROZ - Geóloga

INTRODUÇÃO

A área mapeada localiza-se nos municípios de Simonésia e Manhuaçu na porção centro-leste do estado de Minas Gerais e encontra-se dentro do Complexo Migmatítico-granulítico de Minas Gerais (Schobbenhaus et al., 1984), que integra a zona Oriental da Província Mantiqueira (Almeida & Litwinski, 1984). Em parte esta área encontra-se inserida no Complexo básico-ultrabásico de Manhuaçu (Costa et al., 1992).

GEOLOGIA DA ÁREA

Para a área mapeada, foram definidas três unidades litológicas, assim denominadas: Unidade Sossego, Unidade Simonésia e Unidade Palmeira.

A unidade Sossego, é constituída por gnaisses e granulitos peraluminosos e quartzitos. Os gnaisses são constituídos por biotita (Bi), granada (Gar), sillimanita (Sill), cordierita (Cord), quartzo (Q) e feldspato potássico (K-fs) e foram classificados como biotita-granada gnaiss, biotita-sillimanita-granada gnaiss e biotita-cordierita-sillimanita-granada gnaiss. Granulitos peraluminosos mostrando textura granoblástica e granulação fina, ocorrem subordinados aos gnaisses peraluminosos. Nas regiões de Sossego, Cabeceira do Rio Preto, Cachoeirão, Cambuta, Três Barras e Vista Alegre, afloram granulitos e gnaisses, podendo estes conter intercalações quartzíticas com ou sem a presença de aluminossilicatos.

A Unidade Simonésia é caracterizada principalmente por rochas ortoderivadas gnaissificadas e granulitos subordinados, constituídos por hornblenda (Hb), biotita (Bi), plagioclásio (Plag), clinopiroxênio (cpx), ortopiroxênio (opx) e raramente granada. Esta unidade encontra-se subdivida em sub-unidade Barra de Simonésia, caracterizada por biotita-hornblenda gnaiss, e sub-unidade Monte Alverne, caracterizada por granada-piroxênio gnaiss, piroxênio gnaiss, e granulitos básicos. As rochas desta unidade ocorrem nos arredores de Simonésia e nas regiões de Barra de Simonésia, São Pedro, São Vicente, Lages e Monte Alverne.

Assim como os granulitos paraderivados, os granulitos ortoderivados são também de ocorrência restrita, constituindo corpos descontínuos, dentro tanto dos orto como dos paragnaisses. Apresentam comumente granulação fina, textura granoblástica e cor verde acinzentada.

A Unidade Palmeira apresenta rochas de carácter granitóide, de composição tonalítica que estão presentes na região de mesmo nome, correspondendo a pequena porção da área mapeada.

Rochas básicas e ultrabásicas, também são observadas, ocorrendo como corpos isolados e boudinados, dentro de para e ortognaisses e foram identificados como sendo gabros, leucogabros, noritos, piroxenitos e tipos anortosíticos.

PETROLOGIA E METAMORFISMO

As rochas da área mapeada apresentam paragêneses condizentes com condições metamórficas da fácies anfíbolito alto, representadas por: (1) Gar + bt, (2) Gar + Sill + bt ± moscovita e (3) Gar + K-fs + Sill + bt, para rochas paraderivadas. Para as rochas ortoderivadas a paragênese dominante é: (1) Plag + Hb ± bt.

Paragêneses primárias encontradas em rochas granulíticas da área mapeada, atestam as condições locais de alto grau metamórfico e são representadas por: (1) Cord + Sill + K-fs + Gar ± hercynita, (2) Cord + Sill + Gar + K-fs e (3) Gar + Sill + K-fs para as rochas paraderivadas. Para as ortoderivadas foram descritas: (1) opx + Plag ± Gar, (2) opx + cpx + Plag ± Gar e (3) Plag + opx + K-fs. Paragêneses secundárias, indicando condições de fácies anfíbolito médio ou mesmo xisto-verde, decorrem da atuação de processos retrometamórficos.

A ausência de sequências metamórficas progressivas, reforçam o papel das intrusões básicas no processo de granulitização e no de fusão parcial das rochas gnáissicas (Costa et al., 1992).

Reações entre minerais das paragêneses primárias geraram minerais secundários, envolvendo, principalmente, processos de hidratação.

A granada, quando presente nas rochas ortoderivadas, apresenta-se no contato de cristais de

plagioclásio e ortopiroxênio, correspondendo ao resultado de reação entre estes dois minerais. Esta reação está associada ao aumento da pressão no sistema, à temperatura constante. Para as rochas paraderivadas observa-se substituição de granada por cordierita, indicando condições de descompressão ocorridas na crosta e observadas apenas em certas porções da área mapeada.

As rochas granitóides da região apresentam composição tonalítica e encontram-se foliadas. Estas rochas mostram as seguintes paragêneses: (1) Plag + Q + hrb e (2) Plag + Q + bt.

FEIÇÕES ESTRUTURAIS

Por fotointerpretação, são evidentes grandes lineamentos que apresentam direções NNE-SSW e ENE-WSW, que se cortam, dando para região uma característica de "tabuleiro-de-xadrez".

As feições estruturais mais comuns na área são dobras foliações, fraturas, lineações minerais e de estiramento.

As dobras normalmente, são intrafoliais, isoclinais, apertadas, de flancos rompidos, com eixos de direção N-S, paralelos as lineações de estiramento e com baixo mergulho. As foliações mostram uma direção NNE-SSW a NNW-SSE, mesmo quando próximas de zonas de cisalhamento. Fraturas são comumente observadas mostrando direções NNE-SSW e NNW-SSE, cortando feições planares, bem como fraturas de direção E-W.

As lineações minerais tem direção N-S e mergulham em média entre 05 e 25° NS. As lineações de estiramento, são subhorizontais definidas por cristais de quartzo fitado, sillimanita, biotita, hornblenda e piroxênios, com direção preferencial NS. Aquelas que tendem a ser paralelas ao mergulho da foliação, reforçam a idéia de uma tectônica transpressiva (Costa et al., 1993).

OBSERVAÇÕES FINAIS

Através dos estudos até agora efetuados na região torna-se possível estabelecer o seguinte:

- As rochas da região teriam sido submetidas a uma deformação dúctil-rúptil e posteriormente a uma deformação rúptil representada pelos lineamentos ENE-WSW, os quais não contêm lineações paralelas a esta direção na área mapeada;

- Os grandes lineamentos estruturais de direção NNE-SSW e NNW-SSE estão associados a zonas de cisalhamento de caráter transcorrente, formadas posteriormente aos processos de granulitização e migmatização, decorrentes de uma tectônica colisional;

- Uma hipótese para a granulitização das rochas mapeadas seria através do calor transferido para a crosta em consequência da ascensão de magmas mantélicos. Influxos de CO₂, proveniente do manto, conforme proposto por Newton (1989) e em parte confirmado por Martínez (1992), causariam reações de desidratação e diluição da fase fluida inicialmente rica em H₂O, com conseqüente formação de granulitos. A água aquecida deslocar-se-ia para níveis crustais superiores promovendo a migmatização de rochas situadas nestes níveis. Alterações destas rochas foram consideradas como sendo produtos dos processos de soerguimento e transcorrência.

O processo de migmatização envolveu a fusão parcial de gnaisses peraluminosos e básicos em diferentes graus, o que é corroborado pela presença de diferentes volumes de mobilizados granitóides.

Granitóides de composição tonalítica da Unidade Palmeira podem representar grandes volumes de mobilizados, resultantes dos processos de fusão parcial envolvendo gnaisses ortoderivados, ou ainda, podem corresponder à porções mais diferenciadas dos magmas básicos gerados no manto (Costa et al., 1992).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradem a Fapemig pelo provimento de recursos, que financiam os trabalhos na área em estudo, a Fundação Biodiversitas pela apoio logístico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. & LITWINSKI, N.; 1984. Província Mantiqueira (setor setentrional - setor norte). In: Almeida, F. F. de & Hasui, Y. (coord.) - O Pré-Cambriano do Brasil. p.282-307. São Paulo Blücher).
- COSTA, A. G., ROSIÈRE, C. A., VIDAL, W.C., VIANA, C. S., MOREIRA, L. M.; 1993. Evidências de uma Tectônica Transpressiva na Porção Leste do Estado de Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia do sudeste, Rio de Janeiro, 1993. Resumos... Rio de Janeiro, SBG/ Núcleos R.J. e S.P., p. 59.
- COSTA, A. G., VIDAL, W. C. & VIANA, C. S.; 1992. Evolução metamórfica e estrutural para rochas do Complexo Básico-Ultrabásico da região de Manhuaçu-Ipanema, MG. In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos...São Paulo, SBG, V.1, p. 420.
- MARTINEZ, N. A.; 1992. Evolução e Gênese das Rochas Granulíticas e Charnockíticas da região de Mangalô, MG = uma proposta a partir do estudo de inclusões fluidas. Tese de Mestrado/UFGM. 122p.
- NEWTON, R.C.; 1989. Metamorphic fluids in the deep crust. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 17: 385-412.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. de A., DERZE, G. R. & ASMUS, H. E.; 1984. Geologia do Brasil - Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. 1ed Brasília, DNPM-DGM, 501p.

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE GALILÉIA, LESTE DE MINAS GERAIS

HERMÍNIO A. NALINI JR. - Ecole des Mines de Saint Etienne - França

ESSAÏD BILAL - Ecole des Mines de Saint Etienne - França

J. M. CORREIA NEVES - IGC/UFMG

ANDRÉ GIRET - Université Jean Monet - Ste. Etienne - França

JÚLIO C. MENDES - DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

A região de Galiléia (médio rio Doce) localiza-se na porção centro-setentrional da Província Estrutural Mantiqueira e a sudeste do Craton do São Francisco (Almeida *et al.*, 1981). Os primeiros estudos desta região foram executados através do trabalho cartográfico de Barbosa *et al.* (1964). Posteriormente, na década de 70, em consequência da presença de pegmatitos fortemente mineralizados (metais raros, fosfatos, minerais gemológicos e industriais), foram elaborados alguns trabalhos de detalhamento geológico da região (Moura *et al.*, 1978).

GEOLOGIA REGIONAL

A região de Galiléia (figura 01) é caracterizada por um embasamento gnáissico e migmatítico de idade proterozóica inferior (dados Rb/Sr da região de Tarumirim, sudoeste de Galiléia, Hasui *et al.*, 1976) e por uma cobertura metassedimentar constituída de micaxistos a granada e estaurolita (Grupo São Tomé) e de sericita-quartzitos (Grupo Crenaque). As rochas do embasamento foram afetadas pelo Ciclo Transamazônico (2200-1800Ma) e pelo Ciclo Brasileiro (900-500Ma). Os metassedimentos foram deformados e metamorfisados somente por este último. Essas rochas foram intrudidas por granitóides e pegmatitos de idade 650-480Ma (compilação de dados Rb/Sr e K/Ar em Vieira *et al.*, 1993; Correia Neves, com. verbal).

O Ciclo Brasileiro foi responsável pelo desenvolvimento de falhas de empurrão, falhas direcionais e dobras isoclinais meso- a megascópicas no embasamento e nas sequências metassedimentares. De uma maneira geral, os movimentos tectônicos possuem uma polaridade regional em direção ao oeste-noroeste. A foliação principal é plano axial de dobras isoclinais e possui atitude média N24°W/70°NE. A lineação de estiramento mineral é comumente horizontal, às vezes oblíqua. Tardiamente, ocorreu a geração de dobras mesoscópicas abertas e de uma clivagem de crenulação nos metassedimentos.

Localmente, no interior dos granitóides, ocorre o desenvolvimento de uma foliação tectônica. Esta foliação possui a mesma direção daquela da rocha

encaixante e comumente caracteriza zonas de cisalhamento de alto ângulo.

As estruturas citadas acima parecem ter atuado de forma importante no condicionamento das intrusões graníticas.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO

Com base nos aspectos petrográficos, distinguem-se duas suítes graníticas:

- Uma suíte tonalito-granodiorítica (Suíte Galiléia - SG) que se caracteriza por uma granulação média a grosseira e pela presença de plagioclásio cálcico fortemente zonado (de bytownita à oligoclásio), anfibólio do tipo hornblenda-tschermakita e de granada (almandina-grossulária). Essa suíte contém tanto enclaves de biotita-xistos como outros microgranulares a anfibólio.

- Uma suíte leucogranítica (Suíte Urucum - SU) que é formada por granitos a duas micas e alaskitos. Essas rochas possuem uma granulação grosseira com fenocristais de ortoclásio (6-8cm) e se caracterizam pela presença de minerais acessórios tais como a turmalina e a granada (almandina - espessartita). Essa suíte contém somente enclaves de biotita-xistos.

Os corpos pegmatíticos mineralizados a elementos raros estão espacialmente associados a essas duas suítes e aos xistos do Grupo São Tomé. Esse último é a rocha encaixante principal da maior parte dos corpos pegmatíticos da região. Os pegmatitos são em geral zonados e tabulares, mas existem também corpos lenticulares, ramificados, falhados e boudinados.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO

As duas suítes diferenciadas através dos aspectos petrográficos são claramente distintas quando são considerados os aspectos químicos. A SG possui caráter metaluminoso (0.9 à 1.1) e cálcico. As razões CaO/MgO, CaO/(Na₂O+K₂O) e MgO/TiO₂ são comparáveis àquelas dos granitóides calcio-alcalinos. Os teores em Sr, Ba, Eu, Zr e Y dessa suíte são mais elevados que aqueles da SU.

Na rochas da SU a taxa de saturação em alumínio e a razão K/Na diminuem. Por outro lado, os teores de Na₂O (figura 02A), P₂O₅, Li (figura 02B), Nb, Rb e Be aumentam à partir dos granitos a duas micas até os alaskitos. Esses mesmos elementos encontram-se consideravelmente abundantes dentro dos pegmatitos mineralizados, sugerindo que existe um parentesco genético entre os leucogranitos e os pegmatitos a elementos raros. A presença de turmalina dentro dos leucogranitos e dentro dos pegmatitos sugere que os líquidos graníticos estavam enriquecidos em B, o que explicaria o enriquecimento dos líquidos residuais em Na, Li, P, Nb, Rb e Be.

Os elementos terras raras leves situam-se dentro da mesma gama de valores para as duas suítes. Quanto ao comportamento dos elementos terras raras pesados, pode-se observar que a SG possui valores 3 à 4 vezes mais elevados que os da SU.

A razão Rb/Zr mostra o caráter pós-colisional dessas duas suítes (figura 02C). Os granitóides da SG mostram certa analogia com os granitóides de pós-colisão e de arcos vulcânicos. Os leucogranitos da SU localizam-se entre o domínio dos granitóides de pós-colisão (maior número de amostras) e o domínio dos granitóides de sin-colisão.

CONCLUSÃO

Pode-se diferenciar na região de Galiléia duas suítes graníticas (Suíte Galiléia e Suíte Urucum) distintas em suas idades (cerca de 540Ma para a Suíte Galiléia e de 503Ma para a Suíte Urucum) e em seus aspectos petrográficos e químicos, sendo que a Suíte Urucum parece ter uma ligação genética com os pegmatitos a elementos raros do local. De uma maneira geral, essas duas suítes podem ser comparadas às suítes granodiorítica e leucogranítica do Maciço Central da França (Duthou, 1977).

Os granitóides dessas duas suítes foram intrudidos dentro de um ambiente tectônico de pós-colisão, da mesma maneira que certos plutons da cadeia hercyniana do oeste europeu (Lagarde *et al.*, 1992). Eles são posteriores ao período de espessamento litosférico do Ciclo Brasileiro e encontram-se intimamente ligados a uma fase tardia caracterizada

por grandes acidentes de natureza direcional e de alto ângulo de mergulho. Se os dados geocronológicos forem realmente confirmados, essas duas suítes representam a atividade magmática infra-cambriana a cambriana da região leste do estado de Minas Gerais.

AGRADECIMENTOS

A viabilização deste trabalho foi possível graças ao apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) e ao auxílio logístico do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto e do Departamento de Geoquímica da Escola de Minas de Saint Etienne (França).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction, *Earth Science Reviews*, 17, p.1-29.
- Barbosa, A.L.M., Sad, J.H.G., Torres, N., Melo, M.T.V. 1964. Geologia das quadrículas Barra do Cuieté e Conselheiro Pena, MG. *Relatório do Arquivo Técnico do DGM*, 64, DNPM, Rio de Janeiro. 285p.
- Duthou, J.L., 1977. Chronologic Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme: le Nord Limousin (Massif Central Français), *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, 63, 294p.
- Fontes, C.Q., Netto, C., Costa, M.R.A., Baltazar, O.F., Silva, S.L., Vieira, V.S., 1978. Projeto Jequitinhonha. Mapa geológico e relatório final. *DNPM/CPRM, Arq. téc; DGM*, 2787, 12 vols.
- Harris, N.B., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds), *Collision tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, p.67-81.
- Hasui, Y., Cordani, U.G., Kawashita, K., Delhal, J., 1976. Geocronologia da região do médio Rio Doce, MG. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29. Ouro Preto. *Resumos dos trabalhos*. Belo Horizonte, SBG, 211-212.
- Lagarde, J.L., Capdevila, R., Foucarde, S., 1992. Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. géol. France*, t. 163, n°5, p.597-610.
- Moura, O.J.M., Fanton, J.J., Arioli, E.A., 1978. Geologia da região de Galiléia - Mendes Pimentel, Minas Gerais. *Anais do XXX Cong. Brasileiro de Geologia*, Recife, v.4, 1836-1850.
- Vieira, V.S. org., 1993. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Folha SE.24-Y-C-V - Baixo Guandu, Estado de Minas Gerais e Espírito Santo, 1:100000. DNPM/CPRM. Brasília. 175p.

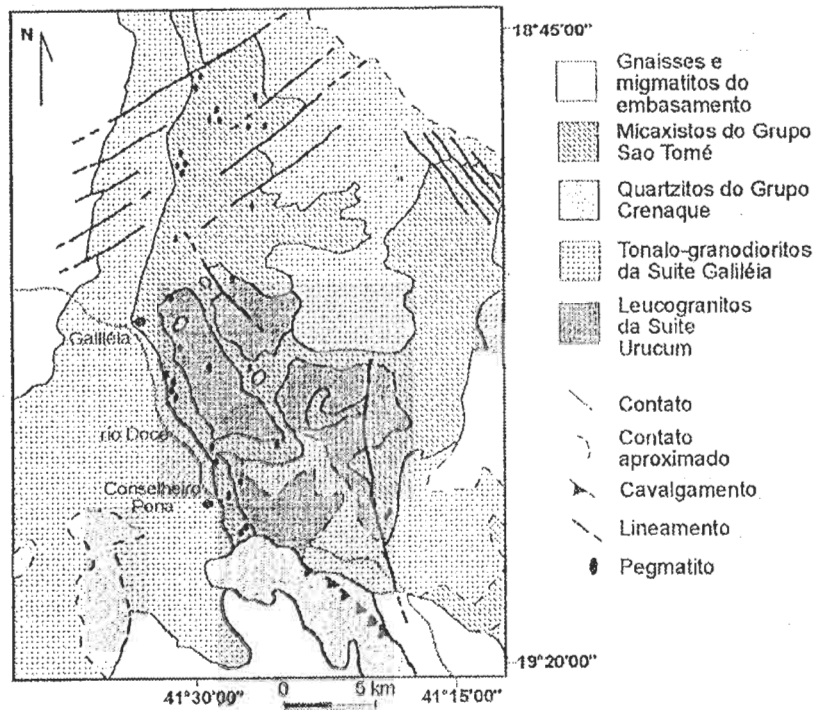


Figure 01: Mapa geológico da região estudada. (mod. de Fontes et al., 1978)

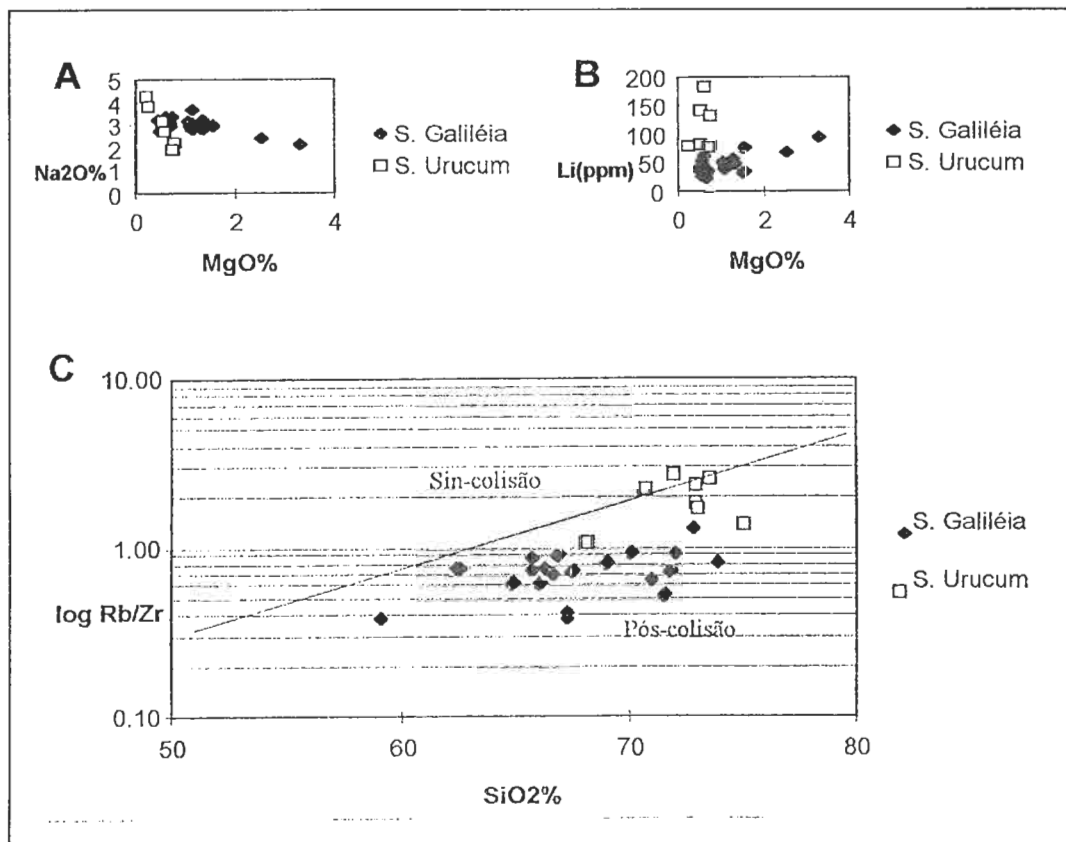


Figura 02: A) Diagrama Na₂O versus MgO, representando o enriquecimento em Na₂O da Suite Urucum; B) Diagrama dos teores em Li versus MgO, o qual mostra o aumento dos teores em Li à medida que ocorrem termos mais evoluídos nos leucogranitos da Suite Urucum; C) Diagrama log Rb/Zr versus SiO₂ (Harris et al., 1986), o qual mostra que as duas suites estudadas se posicionam preferencialmente no campo dos granitos de pós-colisão.

CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES SOBRE AS CONDIÇÕES DE PRESSÃO E TEMPERATURA DE CRISTALIZAÇÃO DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE GALILÉIA, MINAS GERAIS

HERMÍNIO A. NALINI JR. - Ecole des Mines de Saint Etienne - França

ESSAÏD BILAL - Ecole des Mines de Saint Etienne - França

J. M. CORREIA NEVES - IGC/UFMG

INTRODUÇÃO

Na região de Galiléia são identificadas duas suítes granitóides tardi-brasilianas: a Suíte Galiléia (SG) caracterizada por rochas tonalito-granodioríticas e a Suíte Urucum (SU) caracterizada por granitos a duas micas (Nalini Jr. *et al.*, 1995, neste volume). O estudo mineralógico e químico (Microsonda Camebax à Fontainebleau e à Clermont Ferrand - França) dos anfibólios e granadas presentes nas rochas da SG e das granadas presentes nos granitos da SU, permite que se faça algumas considerações preliminares sobre as condições de pressão e temperatura de cristalização desses minerais quando da colocação (emplacement) dos corpos dessas suítes.

MINERALOGIA E QUÍMICA DOS ANFIBÓLIOS E GRANADAS

Os anfibólios foram identificados nos termos menos evoluídos da SG. Eles são de coloração verde garrafa, normalmente euédricos a subédricos, às vezes mostrando a clivagem típica (120°) e maclas. Comumente atingem 1 à 2 milímetros e possuem inclusões de plagioclásio, zircão, opacos (ilmenita) e quartzo em gotas. Com base no diagrama químico-mineralógico Ca+Al^{IV} em função do Si+Na+K (Giret *et al.*, 1980) esses anfibólios são classificados como hornblendatschermakita a hornblenda (figura 01A), isto é, pertencentes ao grupo dos anfibólios cálcicos (Ca>1.34) de Leake (1978). As relações texturais observadas em algumas rochas permitem sugerir que o anfibólio e o quartzo em gotas são resultado da transformação do clinopiroxênio, através da reação plagioclásio + clinopiroxênio + granada = granada + anfibólio + plagioclásio + quartzo (gotas).

As granadas apresentam coloração avermelhada e elas são subédricas a anédricas e atingem comumente 2 a 3 milímetros. Certos cristais mostram grande quantidade de inclusões de quartzo em gotas. Normalmente são encontradas ao lado de biotitas e às vezes, de anfibólios. Elas são, de uma maneira geral, almandinas-grossulárias (Al₅₄Gr₂₈Es₁₄Pi₄). Observa-se que certos cristais, situados próximos aos enclaves a anfibólio, podem atingir teores em grossulária mais significativos (Gr₄₂Al₄₀).

As granadas dos granitos a duas micas da SU são química e texturalmente diferentes daquelas da SG (figura 01B). Nas rochas da SU as granadas mostram coloração avermelhada, são normalmente euédricos e

atingem cerca de 3 milímetros. Elas são encontradas em cristais isolados ou em agregados de 3 ou 4 cristais e caracterizam, juntamente com a turmalina, os minerais acessórios mais representativos dessa suíte. Do ponto de vista químico, elas são caracterizadas como almandinas-espessartitas (Al₆₁Es₃₀Gr₅Pi₄), mostrando um enriquecimento significativo em Mn e Fe e um empobrecimento em Ca, quando comparadas às granadas dos tonalito-granodioritos da SG.

CONSIDERAÇÕES GEOBAROMÉTRICAS E GEOTERMOMÉTRICAS

As informações geobarométricas da SG foram obtidas a partir dos dados químicos dos anfibólios e através da aplicação das fórmulas empíricas desenvolvidas por Hammarstrom & Zen (1986) e modificadas por Schmidt (1992). O resultado encontrado (valor médio de 24 anfibólios analisados) mostra que os anfibólios das rochas da SG foram formados em condições de pressão da ordem de 9±1 Kbar.

Segundo resultados experimentais de Green (1992), o clinopiroxênio desaparece em torno de 875°C à 900°C (anfibólio+quartzo+granada), o que sugere que a formação da paragênese encontrada na SG se deu abaixo dessas temperaturas. Além disso, para se obter uma estimativa aproximada da temperatura de formação desses anfibólios, utilizou-se o geotermômetro desenvolvido por Otten (1984). Esse método se baseia no teor de Ti dos anfibólios que coexistem com a ilmenita. As temperaturas obtidas se situam entre 600°C e 700°C, correspondendo provavelmente a temperaturas de reequilíbrio tardi-magmático.

Em complemento aos dados acima, observa-se nas rochas da SG a presença de almandinas ricas em grossulária. Segundo os trabalhos experimentais de equilíbrio de fases (Green, 1992), as granadas (normalmente almandina-grossulária) associadas às rochas ígneas metaluminosas, com paragênese semelhante àquela da SG, necessitam de uma pressão de cerca de 10Kbar (900°C e 5 wt % de H₂O) para serem estáveis. Esta pressão parece se adequar aos dados geobarométricos obtidos para os anfibólios dessa mesma suíte (em torno de 9±1 Kbars).

No que refere à SU, com os dados obtidos até o momento, pode-se constatar que essas rochas foram cristalizadas sob pressões muito mais baixas que aquelas da SG. Segundo Green (1977), Miller & Stoddart (1981) e Clemmens & Wall (1984), as

granadas ricas em espessartita dos granitos do tipo S podem ser cristalizadas sob pressões inferiores à 4-5 Kbar. Nesta suíte ainda não foram obtidos dados geotermométricos precisos.

CONCLUSÕES

Os resultados obtidos a partir de métodos geobarométricos e geotermométricos de anfibólios permitem sugerir que as condições de cristalização dos tonalito-granodioritos da SG se deu a pressões relativamente elevadas (9 ± 1 Kbar) e que as temperaturas foram da ordem de 600 à 700°C. Se considerarmos os dados experimentais de Green (1992), a temperatura de cristalização da granada (alm-gros) em associação com anfibólio e quartzo é da ordem de 850°C. Dessa forma, as temperaturas obtidas (600-700°C) representariam condições físicas tardi-magmáticas. As almandinas ricas em grossulária da SG também sugerem condições de alta pressão (cerca de 10 Kbars, Green, 1992). Tais condições de pressão podem ser atingidas em regiões onde a crosta possui uma espessura de cerca de 35 Km. Segundo Green (1992) a origem dessas rochas estaria ligada a cristalização de magmas do tipo M ou I na interface crosta-manto superior.

Por outro lado, com base na presença de almandina rica em espessartita nos granitos à duas micas da SU sugere-se que esta suíte foi intrudida sob pressões relativamente mais baixas (menores que 4-5 Kbar). Esse tipo de granada é caracterizada nos granitos do tipo S (Chappell & White, 1974) e são comumente interpretadas como um mineral residual dentro de um magma derivado da fusão parcial de rochas pelíticas em profundidade moderada (Green, 1976; Clemens & Wall, 1981).

Os dados físicos expostos acima confirmam as observações geoquímicas, permitindo a clara distinção entre a SG e a SU (Nalini Jr. *et al.*, 1995). A primeira apresenta afinidade calcio-alcalina e possui origem profunda (35 Km) e a segunda mostra importante contribuição crustal e tem origem menos profunda (16 Km).

AGRADECIMENTOS

A viabilização deste trabalho foi possível graças ao apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG) e ao auxílio logístico do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto e do Departamento de Geoquímica da Escola de Minas de Saint Etienne (França).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Chappell, B.W. & White, A.J.R.. 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geology*, 8, 173-174.
- Clemens, J.D. & Wall, V.J. 1981. Crystallization and origin of some peraluminous (S - type) granitic magmas. *Can. Mineral.*, 19, 111-132.
- Clemens, J.D. & White, A.J.R. 1984. Origin and evolution of peraluminous silicic ignimbritic suite: the Violet Town Volcanics. *Contrib. Miner. Petrol.*, 88, 354-371.
- Giret, A.; Bonin, B.; Léger, J.M. 1980. Amphibole composition trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Can. Mineral.*, 18, 481-495.
- Green, T.H. 1976. Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, 85-88.
- Green, T.H. 1977. Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contrib. Miner. Petrol.*, 65, 59-67.
- Green, T.H. 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Trans. Royal Soc. Edinburgh.*, 83, 429-438.
- Hammarstrom, J.M. & Zen E-an. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Min.*, 71, 1297-1313.
- Leake, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63, 1023-1053.
- Miller, C.F. & Stoddard, E.F. 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. *J. Geol.*, 89, 233-246.
- Nalini Jr., H.A.; Bilal, E.; Correia Neves, J.M.; Giret, A.; Mendes, J.C. 1995. Petrografia e geoquímica dos granitoides da região de Galiléia, leste do estado de Minas Gerais. *Anais do 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais* (neste volume).
- Otten, M.T. 1984. The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbro and dolerites. *Contr. Min. Petr.*, 86, 185-199.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304-310.

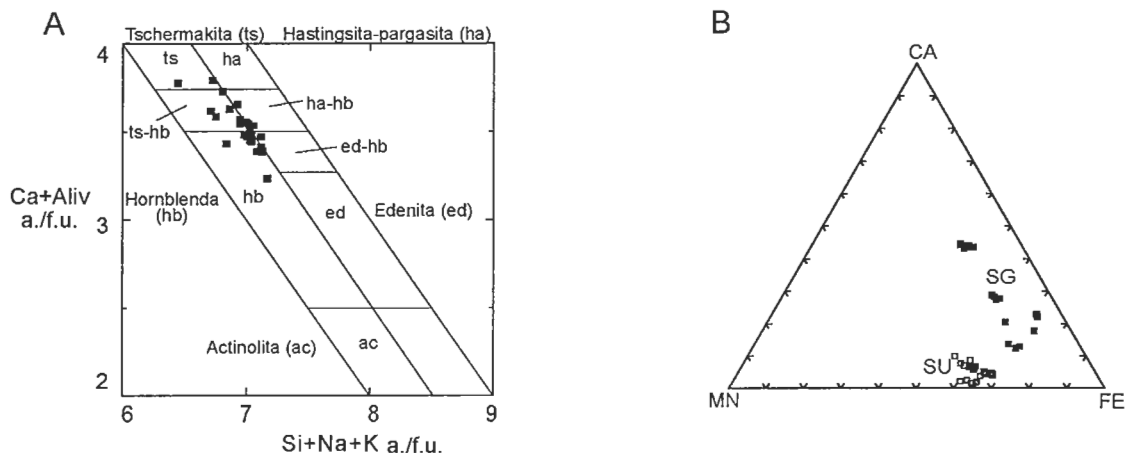


Figura 01: A) Diagrama de classificação (Giret *et al.*, 1980) dos anfibólios da Suíte Galiléia. B) Diagrama triangular Fe - Ca - Mn (a.f.u.) mostrando o posicionamento das granadas da Suíte Galiléia e da Suíte Urucum.

OCORRÊNCIA DE APATITA NA REGIÃO DE GUIRICEMA, MINAS GERAIS

RONALDO MELLO PEREIRA - Departamento de Geologia e Geofísica/UERJ

CIRO ALEXANDRE ÁVILA - Museu Nacional/UFRJ

RUI ALBERTO DOS SANTOS - Departamento de Geologia e Geofísica/UERJ

INTRODUÇÃO

Esse trabalho objetiva registrar e descrever uma ocorrência de apatita (20°59'S e 42°40'W, base cartográfica 1:1.000.000) localizada no Município de Guiricema, sudeste do estado de Minas Gerais.

A mineralização, descoberta pelo Sr. Antônio Faustino nas terras da Fazenda Bocaina em 1982, teve os seus cristais prismáticos hexagonais de apatita com coloração azulada confundidos com águas marinhas. Esta ocorrência foi trabalhada em 1987 por garimpeiros e, posteriormente, em 1992 pelos Srs. Fernando Lacroix e Elias Andrade, que ainda considerando a mineralização como um possível depósito de água marinhas, empreenderam por meios mecanizados a abertura de uma cava de modo a seguir e expor o veio em profundidade.

Com a correta identificação do mineral ali existente, os trabalhos exploratórios foram interrompidos, restando hoje como registro das atividades desenvolvidas, uma pequena cava inundada e os rejeitos resultantes do desmonte da zona mineralizada e de suas rochas encaixantes.

LOCALIZAÇÃO

A mineralização de apatita encontra-se nas imediações da sede da fazenda Bocaina, situada na localidade denominada de Laranjeiras, Município de Guiricema. O acesso a área é realizado por intermédio da estrada secundária que liga Guiricema ao município de Ervália, passando pelas localidades de Laranjeiras e Condiúba. A ocorrência dista cerca de 6 Km de Guiricema, distância esta medida a partir do laticínio da Parmalat, localizado na saída da cidade.

A fazenda Bocaina situa-se no sopé da Serra da Mantiqueira e encontra-se na zona de cabeceira de um pequeno braço do ribeirão Laranjeiras. O relevo da região é montanhoso, com encostas bem íngremes, que às vezes expõem grandes paredões rochosos.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Regionalmente a área pode ser incluída no Grupo Paraíba (Costa & Romano, 1976), no Grupo Barbacena (Fonseca & Campos, 1978) ou no Gnaiss Piedade (Machado Filho, 1983), onde os principais

tipos litológicos estão representados por gnaisses de alto grau, granulitos e rochas intrusivas graníticas.

Na área estudada foram observados granulitos mesocráticos com granulação variando de média a fina e constituídos por granada, plagioclásio, diopsídio, hornblenda, quartzo, ortoclásio e minerais opacos. A granada ocorre em grande quantidade e apresenta-se associada ao diopsídio e hornblenda. Estes dois últimos minerais apresentam-se, intimamente, associados, pois a hornblenda ocorre bordejando os cristais de diopsídio, substituindo-o nas suas clivagens ou como manchas no núcleo destes. Esta feição aponta para a possibilidade de condições retrógradas de metamorfismo terem atuado neste litotipo.

Localmente foram observados níveis de rochas ultramáficas de coloração esverdeada e composição piroxenítica encaixados nas rochas granulíticas. Estes níveis são constituídos por hiperstênio e diopsídio, que encontram-se fortemente intemperizados.

Todo este conjunto apresenta-se recortado por diques e amas pegmatíticas, intensamente caulinizadas. Nesse contexto desenvolveram-se níveis micáceos escuros, que acompanham, a grosso modo, o contato entre os níveis piroxeníticos e as amas pegmatíticas.

MINERALIZAÇÃO

A apatita encontra-se em dois níveis na ocorrência. Um veio principal mais possante, com espessura aproximada de 1m, segundo relato do Sr. Lacroix, atualmente não mais observado em virtude da inundação da cava exploratória e um veio secundário, com poucos centímetros de espessura.

O estudo do material proveniente do desmonte do veio permitiu verificar que a mineralogia da ocorrência é bastante simples, sendo constituída basicamente por apatita e vermiculita. Os cristais de apatita são observados inclusos em uma matriz bastante fina, muito dura e de coloração esbranquiçada, que encontra-se fortemente alterada, não permitindo a sua correta identificação.

A apatita ocorre, geralmente, em cristais prismáticos hexagonais, terminados, de coloração azulada e dos mais diversos tamanhos. Foram encontrados no rejeito cristais com até 15cm de comprimento e 7cm de base, sendo que apatitas ainda maiores, com até 50cm de comprimento, foram reportadas pelas pessoas que exploraram a ocorrência.

Algumas das apatitas amostradas apresentam-se constituídas por numerosos grânulos azul pálidos, lembrando um *fabric* sacaroidal típico de recristalização. Inclusões de carbonato e possivelmente gibbsita foram identificadas por microscopia óptica.

Os cristais de apatita de maiores dimensões apresentam em suas faces inúmeros *boxworks* hexagonais de diversos tamanhos, indicando a presença de cristalização secundária de apatita dentro do horizonte mineralizado, possivelmente devido a mobilização do fósforo e do cálcio. Pequenas amígdalas preenchidas com quartzo foram observadas na matriz.

Análises por difração de raios-X efetuada em 6 amostras de apatita, incluindo a do veio principal, do veio secundário e a com "*fabric* sacaroidal" indicaram tratar-se de fluorapatita.

A vermiculita ocorre em estreita associação com os dois veios mineralizados em apatita e aparece tanto em pequenas palhetas, quanto em grandes placas com mais de 15cm de tamanho.

DISCUSSÕES

O elevado estado de alteração dos blocos da rocha que compõe o veio principal e a não observação direta do veio, impedem que conclusões referente a gênese da mineralização sejam tecidas. Utilizando-se os dados adquiridos até o presente momento, pode-se indicar que o veio mineralizado deriva de um fluido contendo P e CO₂, que propiciaram a formação dos cristais de apatita e das inúmeras inclusões de carbonato.

BIBLIOGRAFIA

- COSTA, M.T. & ROMANO, A.W. (1976). Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais.
- FONSECA, M.J.G. & CAMPOS, A.D. (1978). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Rio de Janeiro/Vitória/Iguape SF.23/SF.24/SG.23. Brasília (DNPM)
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALES, S.R.; SCHENINI, C.A.; NETO, A.S.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.M.F. (1983). Folha SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, Projeto RADAM-BRASIL, Levantamento de Percursos Naturais, 773p.

VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DOS MN-ANFIBÓLIOS COMO MONITOR DO METAMORFISMO NO MORRO DA MINA, CONSELHEIRO LAFAIETE, MG

F.R.M. PIRES - Departamento. de Geologia/UFRJ

O depósito de minério de manganês do Morro da Mina, explorado desde o final do século passado é famoso pela qualidade do minério, e pela variedade mineralógica derivada de processos metamórficos, hidrotermais e intempéricos. A partir do início da década de 70 o outrora protominério sílico-carbonático (queluzito definido por Derby, 1901; 1908; Hussak, 1905; Horen, 1953; Guimarães, 1935; Ebert, 1963; Pires, 1983) foi exposto pelos trabalhos de lavra a céu aberto, possibilitando sua amostragem e estudo detalhado.

Rodocrosita, espessartita, Mn cummingtonita, tefroita, rodonita, pyroxmangita, Mn calcita, calcita, kutnohorita, grafita e pirofanita, fases principais derivadas de metamorfismo, foram encontradas nas bancadas mais superficiais (níveis 630'e 590') em protominério e atual minério, de acordo com definição original e modificações subsequentes. Nas zonas de contacto do corpo com encaixantes e intrusões graníticas foram encontrados gonditos (quartzo-espessartita-Mn anfibólio-rodonita) e rochas koduríticas (Fermor, 1909). Em profundidade, as sondagens 7800 X 102A e 8600 X 102 atingiram a rocha queluzítica com consideráveis variações composicionais e gonditos. A presença mais frequente de MnCa-anfibólio, titanita, Mn-flogopita, albita e microclina juntamente com espessartita, rodonita, Mn-calcita, calcita e kutnohorita nesses queluzitos definem um grau metamórfico maior em direção ao interior da mina. Sensível redução da quantidade de tefroita, rodocrosita e pirofanita corroboram e acompanham o aumento das condições metamórficas.

Estudos petrológicos envolvendo a estabilidade dos Mn-anfibólios têm sido desenvolvidos em outras regiões (Dasgupta et al., 1988 sob condições metamórficas (facies anfibolito) e processos similares (*infiltration e reaction skarn*) ao Morro da Mina tendo sido demonstrada a coexistência entre tirodita e Mn-calcita ou kutnohorita. Entretanto a coexistência das fases carbonáticas referidas com os anfibólios Mn-cummingtonita e Mn-actinolita encontrada no Morro da Mina ainda não foi documentada. A presença dos Mn-anfibólios foi julgada sem importância (Peters et al., 1974; 1977) como fator de monitoramento de metamorfismo das formações manganíferas, apesar de sua presença ter sido notificada em Buritirama.

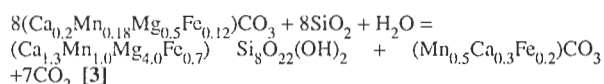
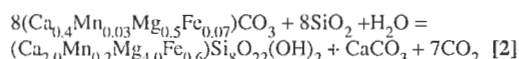
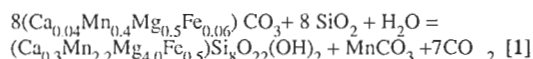
Aparentemente a presença dos Mn-anfibólios nas formações manganíferas é governada, além do grau metamórfico (P e T), pela composição do protolito, após cristalização inicial de espessartita e consumo da

Al_2O_3 e pelo aumento da pressão de H_2O e conteúdo de X_{Mn} em relação as concentrações de Mg e Ca. Apesar do elevado conteúdo de SiO_2 nos anfibólios sua quantidade relativa parece não influir na cristalização dos anfibólios.

Três conjuntos de carbonatos estão presentes nos queluzitos, destacando-se:

1. Rodocrosita, desde quase puras até tipos mais cálcicos e algumas ferromagnesianas;
2. Kutnohorita, com relativamente larga variação composicional;
3. Calcita e Mn calcita. Coexistentes com a Mn cummingtonita são as rodocrositas e kutnohoritas e algumas calcitas e com a Mn actinolita apenas a calcita e calcitas pobres em Mn.

Para ilustrar as reações metamórficas que exprimem as condições de equilíbrio entre os carbonatos e anfibólio tem-se:



Pode-se deduzir pelas reações e assembléias minerais que a formação de rodocrosita e kutnohorita coexistindo com Mn-cummingtonita é restrita a condições metamórficas de grau mais baixo que a associação de calcita com Mn-actinolita.

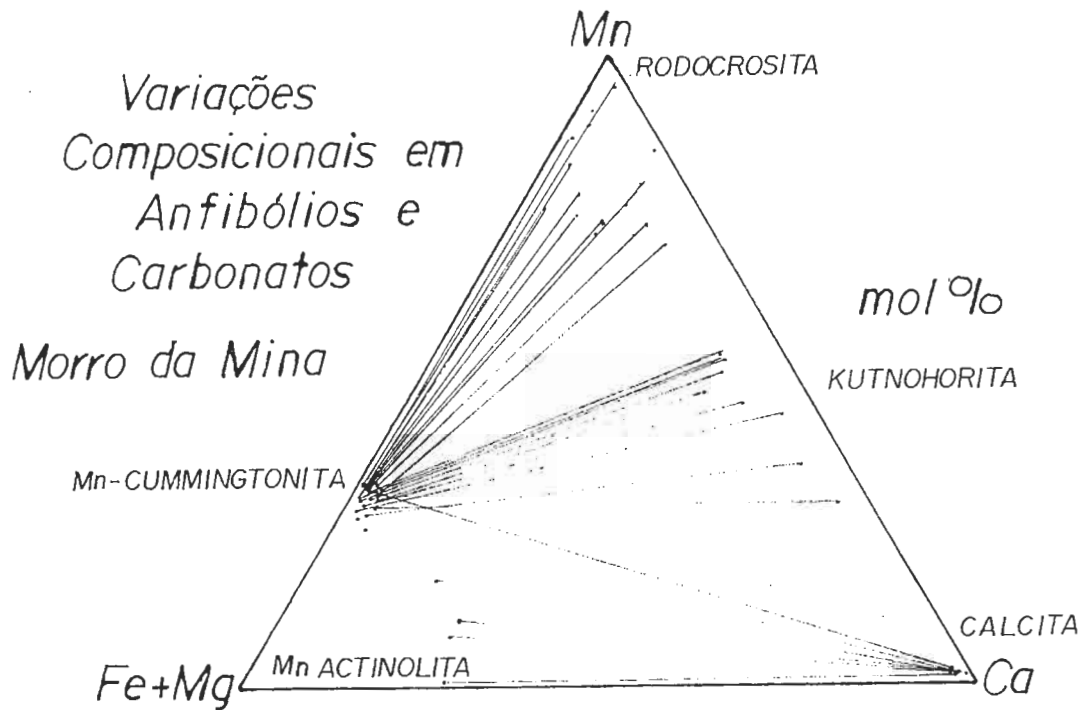
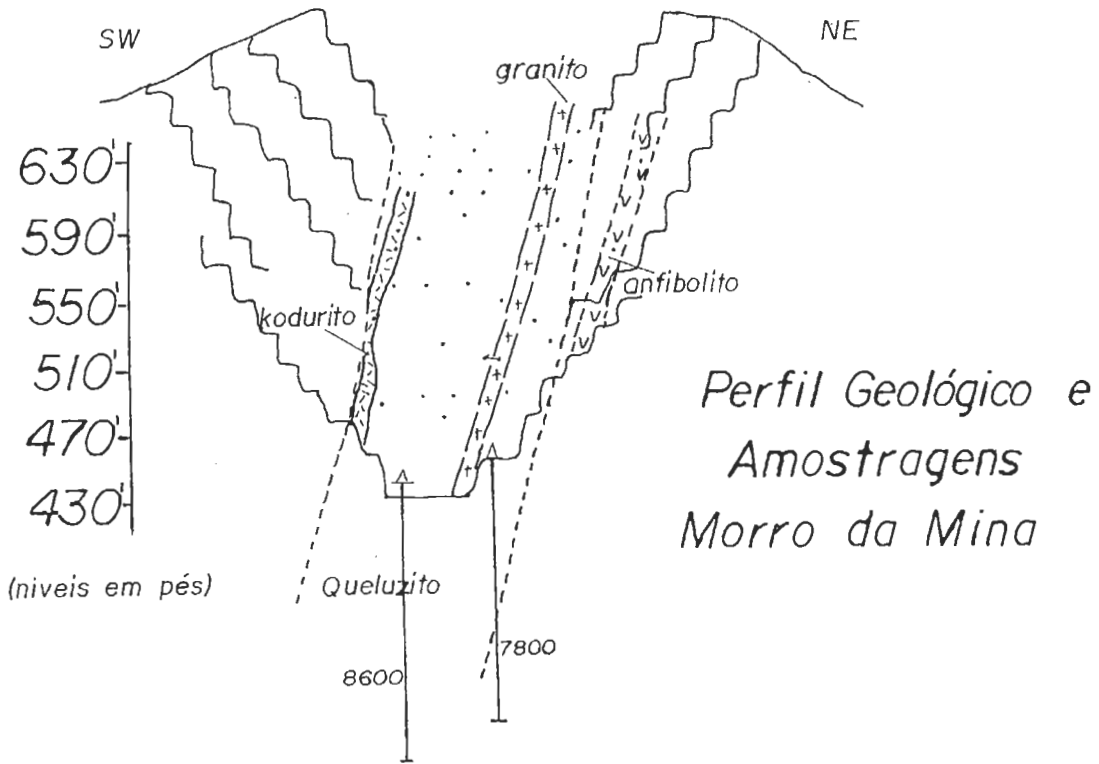
As análises de carbonatos e anfibólios foram realizadas pelo autor na microsonda eletrônica da Universidade do Wyoming.

REFERÊNCIAS

- Dasgupta, S., Bhattacharya, P. K., Chattopadhyay, G., Banerjee, H., Majumdar, N., Fukuoka, M. e Roy, S. (1988) Petrology of Mg-Mn amphibole-bearing assemblages in manganese silicate rocks of the Sausar Group, India, *Min. Mag.*, 52: 105-111.
- Derby, O. A. (1901) On the Manganese Ore deposits of the Queluz (Lafayette) District, Minas Gerais, *Am. J. Sci.*, 12: 18-32.
- Derby, O. A. (1908) On the Original type of the Manganese Ore deposits of the Queluz District, MG, *Am. J. Sci.*, 25: 213-216
- Ebert, H. (1963). The Manganese bearing Lafaiete Formation as a guide horizon in the precambrian of Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 35: 545-559.
- Fermor, L. L. (1909) The Manganese Ore Deposits of India, *Mem.* 37, pt II.
- Guimarães, D. (1935). Contribuição ao estudo da origem dos depósitos de minério de ferro e manganês do centro de Minas Gerais. *SFPM/DNPM. bol.* 8, 70p.

Horen,A.(1953). Mineralogy and petrology of the manganese protore at the Merid Mine, Minas Gerais, Brazil., PhD Thesis, University of Harvard, 210 p.
 Hussak,E.(1905) Über die Manganese Erzlager Brasiliens, Zeit.F.Prakt.Geol.Jd.,14:237-239.
 Peters,Tj.,Valarelli,J.V. e Candia,M.A.F.(1974) Petrogenetic grids on the system Mn-Si-C-O-H. Rev.Bras.Geociências,4:15-26.

Peters,Tj.,Valarelli,J.V.,Coutinho,J.M.V.,Sommerauer,J. e Raumer,J.(1977) The Manganese Deposits of Buritirama. Schweiz.mineral.petrogr.Mitt.,37:313-327.
 Pires,F.R.M.,(1983) Manganese mineral Parageneses at the Lafaiete District, MG, Brazil,Acad.bras.Cien.55:271-285.



PADRÕES DE TERRAS RARAS DE ALGUMAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS ARQUEANAS DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

FREDERICO OZANAM RAPOSO - CPRM/BH (O Serviço Geológico do Brasil)
EDUARDO ANTÔNIO LADEIRA - UFMG - MHN

INTRODUÇÃO

A gênese das formações ferríferas bandadas (FFB) do Quadrilátero Ferrífero foi pouco discutida nos primeiros trabalhos geológicos feitos na região. Guimarães (1935) propôs uma gênese a partir do retrabalhamento químico de vulcanitos subaquosos, atribuindo seu bandamento a processos metamórficos. Dorr et al. (1953) contestaram esta hipótese por falta de dados e, principalmente, porque já começavam a admitir profunda discordância na base da Série Minas, separando a série que, mais tarde, viriam a chamar Série Rio das Velhas. Segundo esses autores, as formações ferríferas dessa série inferior seriam diretamente relacionadas a rochas vulcânicas e distintas das formações ferríferas ou itabiritos da Série Minas, superior, que eram plataformais sem qualquer relacionamento com rochas vulcânicas.

Raposo & Ladeira (1993) sugeriram para os itabiritos da Formação Cauê, Supergrupo Minas, origem a partir de fluidos hidrotermais submarinos com base na distribuição dos elementos terras raras.

Neste trabalho, os presentes autores apresentam padrões de distribuição de elementos terras raras (ETR) em FFBs do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas e, com os mesmos critérios, sugerem sua origem a partir de fontes hidrotermais submarinas e deposição sobre fundo oceânico basáltico (MORB), ampliando deduções de Ladeira et al. (1991).

METODOLOGIA

Para representar as FFBs do Grupo Nova Lima, coletaram-se amostras de rochas frescas, evitando-se as zonas de maior alteração hidrotermal, nas minas de ouro de Raposos, São Bento, Cuiabá e em dois afloramentos de FFBs não mineralizadas em Au, nas proximidades da Fazenda Cachoeira, entre Rio Acima e Caeté. Estudos petrográficos permitiram melhor seleção de amostras para análises dos ETRs (tabela 1) que foram normalizados pelo padrão NASC, segundo Haskin et al. (1968).

PETROGRAFIA

As FFBs estudadas têm bandas submilimétricas a milimétricas de quartzo com carbonato, magnetita e alguma clorita e bandas mais ricas em magnetita e/ou carbonatos. Algumas têm clorita em quantidades maiores. Caracterizaram-se, pelo menos, três gerações

de quartzo, duas de carbonato e três de sulfeto. A de quartzo primária é límpida, cristais pequenos recristalizados e com junções tríplices. Os cristais da primeira geração de carbonato aparecem entre os cristais primários de quartzo. São, na maioria, siderita e ankerita euédricas identificadas por teste de coloração e análises por microsonda. A magnetita primária é diminuta e euédrica, em concentrações diferenciadas entre os cristais da fase primária de quartzo, gerando bandamento característico.

O quartzo das gerações secundárias aparece em cristais maiores, com limites irregulares e feições internas de recuperação cristal-plástica, como extinção ondulante, bandas de deformação e mesmo subgrãos. Em geral, constitui vênulas ou fragmentos de vênulas dobradas ou não, entre os cristais da fase primária. Os cristais são maiores nas vênulas menos deformadas.

O carbonato secundário, com composição sempre ankerítica, também em cristais maiores, com cores concêntricas de interferência e anédricos, muitas vezes aparece em vênulas ao lado dos cristais maiores de quartzo.

Os sulfetos ocorrem em três fases: cristais anédricos paralelos ao bandamento composicional, grandes cristais euédricos cortando os anédricos anteriores, ou como vênulas de cristais maiores cortando todas as demais fases.

DISCUSSÃO

Análises de elementos terras raras em águas do mar e fluidos hidrotermais submarinos só se tornaram possível com a evolução de técnicas analíticas capazes de detectar teores extremamente baixos (10-6ppm). As águas do mar têm empobrecimento em ETRL e enriquecimento em ETRP (elementos terras raras pesados) com a profundidade (Elderfield & Greaves, 1982). Os fluidos hidrotermais exibem forte anomalia positiva de Eu e enriquecimento em ETRL (Michard et al. 1983). Dymec & Klein (1988) elaboraram misturas hipotéticas de águas do mar e fluidos hidrotermais submarinos, mostrando que, mesmo sob concentrações da ordem de 1:100 em relação à água do mar, as anomalias primitivas de Eu permanecem. Esses mesmos autores, utilizando dados de Corliss et al. (1978) e Bonnot-Courtois (1981), distinguiram os sedimentos relacionados a fluidos hidrotermais de fontes submarinas, dos sedimentos de águas profundas

sem influência desses fluidos, usando a correlação entre os elementos Co+Cu+Ni e os ETRs.

Apesar do enriquecimento secundário em SiO₂ das FFBs e metachertes do Grupo Nova Lima, devido à entrada do quartzo como vênulas na rocha original, as alterações metamórficas e hidrotermais não foram suficientes para modificar a distribuição primária dos ETRs. Com base nos teores dos ETRs, foi possível identificar três tipos de FFBs e metachertes.

O *padrão a* (figura 1) tem forte anomalia positiva de Eu e comportamento similar ao padrão NASC nos demais elementos, sugerindo forte influência de fluidos hidrotermais submarinos.

O *padrão b* (figura 1), sugere ambiência muito distal em relação às fontes exalativas e é similar ao padrão das águas oceânicas a profundidades abaixo de 100m (Elderfield & Greaves, 1982).

O terceiro padrão (*c*, figura 1) difere dos anteriores, sendo pouco citado na literatura geológica internacional e relativamente comum em formações ferríferas arqueanas do Quadrilátero Ferrífero. Tem forte enriquecimento em ETRL e anomalias positivas de Eu. O enriquecimento em ETRL é tão marcante que reduz, aparentemente, as anomalias de Eu. Talvez este padrão tenha causa distinta dos anteriores. É possível que os fluidos estivessem relacionados a vulcanitos mais diferenciados, ou a um embasamento síalico com componente alcalina.

CONCLUSÕES

1 Apesar das modificações minerais e composicionais pela entrada de quartzo, carbonato e sulfeto como vênulas nas formações ferríferas do Grupo Nova Lima, é possível recuperar parte do ambiente de deposição dessas rochas, com base na distribuição dos elementos terras raras.

2. O *tipo a* tem fortes anomalias positivas de Eu e distribuições de ETRL e ETRP similares ao NASC. É interpretado como formações ferríferas proximais às fontes exalativas hidrotermais submarinas, depositadas em fundo oceânico basáltico (MORB).

3. O *tipo b*, com empobrecimento em ETRL e anomalias negativas de Eu, é similar ao padrão das águas oceânicas abaixo de 100m de profundidade. É interpretado como formações ferríferas distais em relação às fontes exalativas hidrotermais submarinas.

4. O *tipo c* exibe forte enriquecimento em ETRL e anomalias positivas de Eu. É interpretado como de

formações ferríferas proximais em relação às fontes exalativas hidrotermais, porém com os fluidos provenientes, possivelmente de rochas vulcânicas mais diferenciadas, talvez félsicas, ou de embasamento síalico com componente alcalina.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Mineração Morro Velho S.A. e à UNAMGEN pelas facilidades de amostragem em suas minas, à CPRM e ao CNPq - Processos (301100/82-9, 910052/93-0, e 161514/92-8) pelos apoios materiais e financeiros e à UFMG pelo apoio material.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BONNOT-COURTOIS, C. 1981. Distribution de terres rares dans le depots hydrothermaux de la zone de FAMOUS e de Galapagos - comparaison avec les sediments metaliferres. *Marine Geology*, **39**: 1-14.
- CORLISS, J. B.; LYLE, M.; DYMOND, J.; CRANE, K. 1978. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**: 12-24.
- DORR, J. V. N. II; GUILD, Ph. W.; BARBOSA, A. L. M. 1953. Origem dos minérios de ferro brasileiros. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. p. 11-38. (Boletim 144).
- DYMEK, R. F. & KLEIN, C. 1988. Chemistry, Petrology and origin of Banded Iron-formation lithologies from the 3800Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland. *Precambrian Research*, **39**: 247-302.
- ELDERFIELD, H. & GREAVES, M. J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, **296**: 214-19.
- GUIMARÃES, D. 1935. Contribuição ao estudo da origem dos minérios de ferro e manganês no Centro de Minas Gerais. Rio de Janeiro. DNPM/SFPM, 70 p. (Boletim 8).
- HASKIN, L. A.; HASKIN, F. A.; FREY, F. A.; WILDEMAN, T. R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundance of the rare earth. In: *Origin and Distribution of the Element*, Pergamon Press, New York, p. 889-912.
- LADEIRA, E. A.; LOBATO, L. M.; GROSSI SAD; J. H. SIMÕES, E. J. M.; VIEIRA, F. W. R. 1990. Petrology and geochemistry of wall rocks and of BIF-host rock to a gold mineralization at level 2400' of Raposos Mine, Minas Gerais, Brazil. Proceedings of Brazil Gold 91: An International Symposium on the Geology of Gold. Belo Horizonte, May, 1991. A. A. Balkema, Rotterdam, 91: 437-445.
- MICHARD, A.; ALBAREDE, F.; MICHARD, G.; MINSTER, J. F.; CHARLON, J. L. 1983. Rare earth elements and uranium in high temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13N). *Nature*, **303**: 795-7.
- RAPOSO, F. O.; LADEIRA, E. A. 1993. Litoquímica de Elementos Terras Raras de Itabirito da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7, Belo Horizonte, 1993. Anais... SBG, Núcleo Minas Gerais. p. 95-8.

Tabela 1 - Análises químicas de elementos terras raras de formações ferríferas e metachertes do Grupo Nova Lima.

ORDEM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
NºCAMP	FR021	FR022	FR023	BH02A	IT02A	IT02E	RM159A	RM159B	JS149B	JS149C
La	2,470	5,474	4,414	4,273	7,480	2,405	8,135	2,394	2,955	7,014
Ce	3,390	10,490	5,352	11,000	19,930	8,389	9,190	3,557	16,950	13,820
Nd	1,440	5,365	3,336	3,494	7,455	3,072	2,561	1,060	6,833	5,403
Sm	0,460	1,512	0,832	0,720	1,320	0,691	0,415	0,240	1,194	1,028
Eu	0,101	0,688	0,145	0,174	0,251	0,219	0,117	0,096	0,299	0,832
Gd	0,590	1,445	0,689	0,515	0,675	0,579	0,399	0,261	1,007	0,829
Dy	0,463	1,367	0,510	0,447	0,497	0,503	0,310	0,250	0,651	0,587
Ho	0,114	0,263	0,100	0,113	0,105	0,111	0,060	0,050	0,110	0,130
Er	0,381	0,638	0,307	0,419	0,306	0,345	0,165	0,150	0,270	0,260
Yb	0,480	0,480	0,340	0,341	0,313	0,280	0,143	0,190	0,268	0,260
Lu	0,100	0,076	0,079	0,061	0,055	0,055	0,030	0,035	0,048	0,040
B	11	L10	L10	L10	L10	L10	13	L10	L10	L10
Ge	L30	L30	L30							
ΣETR	9,898	27,818	16,104	21,557	38,387	16,649	21,525	8,283	35,585	29,603
EuN/Eu*	0,839	2,043	0,840	1,244	1,119	1,517	1,262	1,677	1,197	1,103
CeN/Ce*	0,573	0,579	0,431	0,872	0,796	0,879	0,615	0,701	0,701	0,693

Análises por ICP nos laboratórios da GEOSOL.

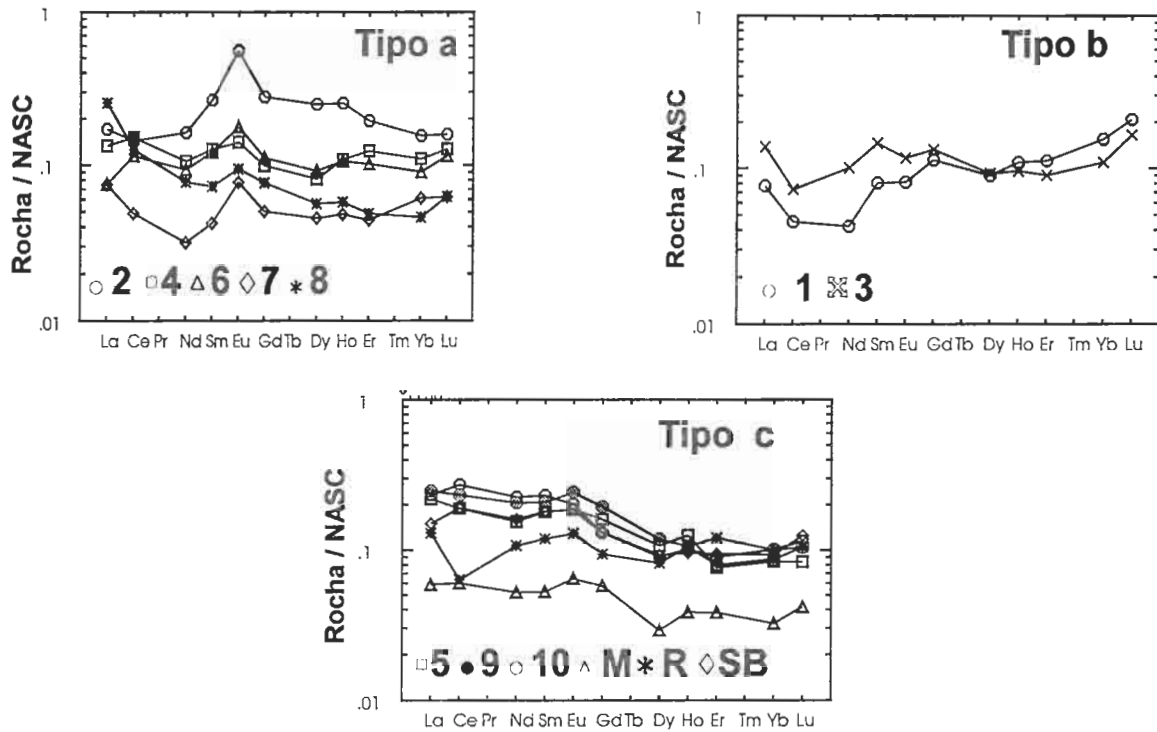


Figura 1. Variogramas tipos a, b e c de elementos terras raras normalizados pelo padrão NASC, segundo Haskin et al. (1968) de amostras de formações ferríferas e metachertes do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas (Amostras conforme tabela 1). M = am. da Mina Passagem de Mariana, R = amostra da Mina de Raposos e SB = média de duas amostras da Mina de São Bento, segundo Grossi Sad (inf. verbal, 1991).

O COMPLEXO GRANITÓIDE DE FLORESTAL - PARTE MERIDIONAL DO CRÁTON DE SÃO FRANCISCO- PRIMEIROS DADOS PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS

ANTÔNIO WILSON ROMANO - CPMTC/IGC/UFMG

ESSAÏD BILAL - Ecole des Mines de Saint-Etienne, França

JOSÉ MARQUES CORREA NEVES - IGC/UFMG

ANDRÉ GIRET - Université Jean Monnet, Saint-Etienne, França

JACQUES MOUTTE - Ecole des Mines de Saint-Etienne, França

CONTEXTO GEOLÓGICO

O complexo granitóide de Florestal está situado na parte meridional do Cráton do São Francisco, sudeste do Brasil (Almeida 1977; Pedrosa Soares 1994). Essa região expõe terrenos granito-gnáissicos-migmatíticos inteiramente recobertos, mais ao norte, por sedimentos carbonáticos plataformais neoproterozóicos do Grupo Bambuí. (fig. 1)

O complexo tem a forma de um elipsóide de aproximadamente 40km de eixo maior disposto segundo uma direção média E-W. Ele está encaixado, ao norte e oeste, por gnaisses e migmatitos, e ao sul pelo cinturão vulcano-sedimentar do Supergrupo Rio das Velhas de idade arqueana (Machado *et al.* 1992). Este último é constituído por rochas fracamente metamórficas e fortemente estiradas segundo a direção geral NW-SE por um sistema de falhas de rasgamento (Romano *et al.* 1991). Suas rochas assumem então uma foliação regional milonítica de forte mergulho. As rochas graníticas não são afetadas pela foliação das encaixantes, observando-se somente uma foliação de borda devida ao fluxo magmático, sendo esta entretanto pouco importante se comparada à área total de afloramento. Contudo, destaca-se o sistema rúptil posterior, estruturado sob a forma de um denso enxame de diques básicos intrudido segundo as direções NW-SE e NE-SW, e datado do Paleo ao Mesoproterozóico (Teixeira *et al.* 1988).

Os dados geocronológicos são ainda pouco expressivos e interessam somente o granodiorito de Caio Martins, situado na parte leste do complexo, que é datado de 2,59(+0,019 -0,018)Ga pelo método U-Pb em zircões discordantes (Romano *et al.* 1991).

PETROGRAFIA

Quatro tipos principais de granitóides foram distinguidos pelo estudo petrográfico e pela análise modal:

-granodiorito Caio Martins, caracterizado por uma estrutura isótropa a grão grosseiro, constituído essencialmente por biotita, albita-oligoclásio, microclina, quartzo, tendo a titanita e o zircão como minerais acessórios; é recortado por veios

centimétricos de pegmatitos a quartzo e feldspato potássico,

-granito Padre João, a grão grosseiro e isótropo, constituído essencialmente por quartzo, biotita quase que inteiramente cloritizada, oligoclásio e microclina intergranular; é recortado por veios aplíticos portadores de granada e está profundamente alterado por intemperismo,

-granito Lagoinha, a grão fino e estrutura isótropa, composto por biotita, muscovita e microclina; a titanita é um mineral acessório importante; fenocristais de oligoclásio normalmente zonados caracterizam a textura porfiróide de algumas porções do corpo; seus afloramentos estão geralmente preservados intemperismo,

-granito Serra dos Tavares, a grão médio-grosseiro e igualmente constituído por duas micas, estando a biotita intensamente cloritizada; contém microclina e albita-oligoclásio por vezes euhédrico e zonado; apresenta uma alteração secundária pronunciada com formação de veios finos de epidoto e películas de clorita ao longo das diáclases e fraturas; alguns afloramentos, principalmente aqueles das zonas de borda, contém granada ($Alm_{0,492}Esp_{0,420}Gro_{0,065}Pir_{0,023}$); é o que apresenta foliação de borda mais conspícua e é recortado por veios aplíticos e pegmatíticos de espessura centimétrica.

GEOQUÍMICA

Os granitóides do complexo de Florestal são metaluminosos a fracamente peraluminosos. A saturação em alumina é da ordem de 1.1 em média. Estes granitóides atingem sua saturação em alumina tardiamente em torno de 0,8% de MgO, comparável a certos granitóides subalcalinos. O índice de agpaito ($Na+K/Al$) está compreendido entre 0,69 e 0,88. A soma dos metais alcalinos (Na_2O+K_2O) aumenta de 7% a 9%, em correlação com o aumento da sílica. A correlação negativa de Al_2O_3 , Na_2O e CaO em relação à sílica, reflete o fracionamento do plagioclásio. Em troca, o aumento dos teores em K_2O , implica em um fracionamento mais moderado do feldspato potássico em relação à biotita. As relações Na/K e Na/Ca são intermediárias entre aquelas das suites cálcio-alcalinas

e trondjemíticas. Entretanto, a relação MgO/TiO_2 é típica das suites graníticas cálcio-alcálicas.

A relação $Fe/(Fe+Mg)$ aumenta de 0,70 a 0,86. Os baixos teores de TiO_2 (<0,5%), MgO (<1%), Sc (<7ppm), Co (<9ppm), V (<14ppm), Cu (<10ppm), Nb (<12ppm) e Zn (<80ppm) indicam um importante fracionamento dos minerais ferromagnesianos e dos óxidos de Fe e Ti nos estágios iniciais.

As relações Sr/Rb , Ba/Rb , Ba/Sr , Zn/MgO e Sc/MgO mostram que os outros minerais ferromagnesianos, além da biotita, não intervêm provavelmente na evolução dos granodioritos aos aplitos e confirmam o fracionamento da biotita e do plagioclásio nos granodioritos e granitos. Em troca, o fracionamento do feldspato potássico acontece entre os granitos e os aplitos.

Os espectros dos granitóides normalizados aos condritos (Thompson *et al.* 1983) mostram um enriquecimento relativo em Th , Ce e Sm em relação ao Nb e Zr . Eles são comparáveis àqueles das suites cálcio-alcálicas de arco de ilha.

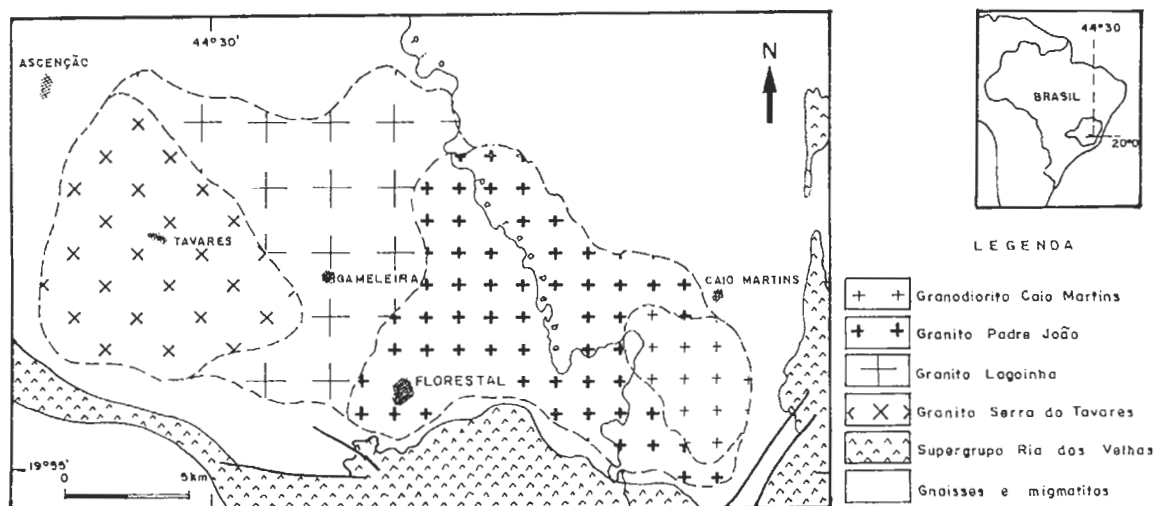
CONCLUSÃO

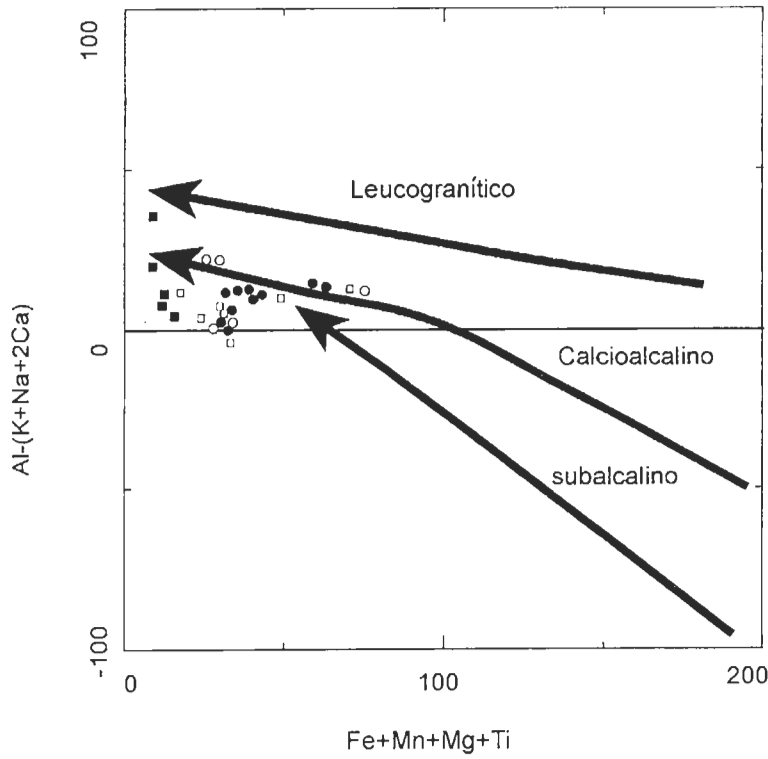
Os granitóides do complexo de Florestal formam um grupo petrograficamente e geoquimicamente homogêneo. Eles mostram um caráter intermediário entre os granitos cálcio-alcálicos e trondjemíticos.

Entretanto, o espectro desses granitóides normalizados aos condritos, assim que a relação MgO/TiO_2 , indicam um caráter cálcio-alcálico de arco de ilha.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

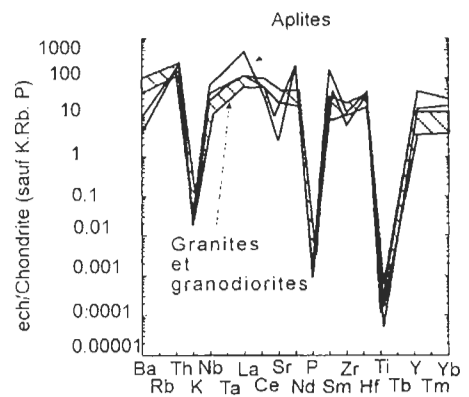
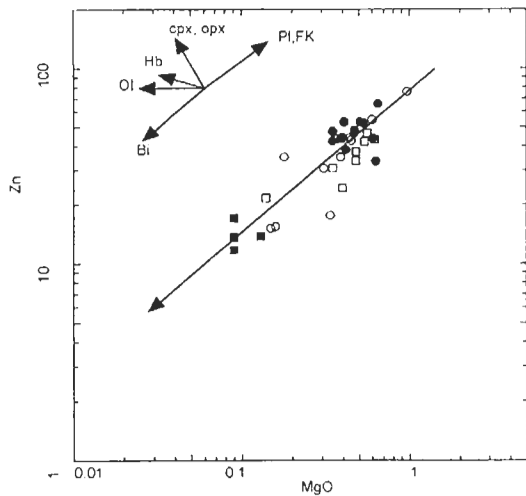
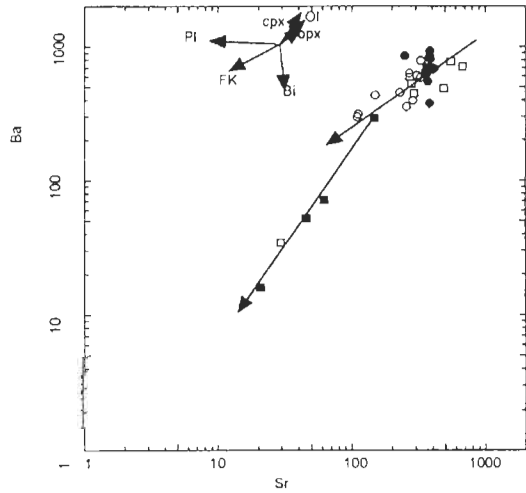
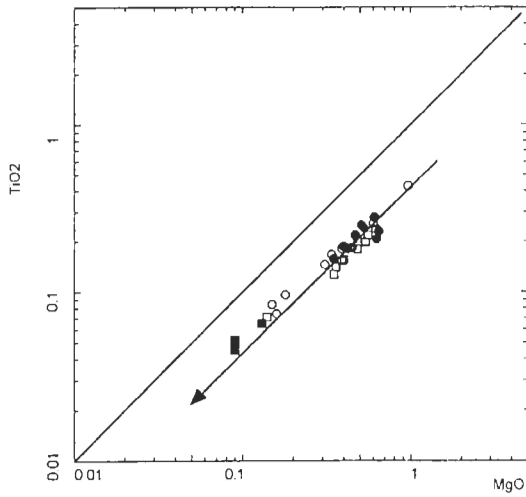
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:349-364.
- PEDROSA SOARES, A.C., DARDENNE, M.A., HASUI, Y., CASTRO, F.D.C., CARVALHO, M.V.A. 1994. Nota Explicativa dos Mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais, escala 1:1000000, SEME-COMIG, Belo Horizonte, 97p.
- MACHADO, N., NOCE, C.M., LADEIRA, E.A., BELO DE OLIVEIRA, O.A. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 104: 1221-1227.
- ROMANO, A.W., BERTRAND, J.M., MICHARD, A., ZIMMERMANN, J.L. 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénese transamazonienne, environ 2000Ma) au Nord du "Quadrilatère Ferrifère" (Minas Gerais, Brésil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313(II): 1195-1200.
- TEIXEIRA, W., KAWASHITA, K., PECCHIO, M., TAME, W.R. 1988. Geocronologia K-Ar do enxame de diques básicos da parte meridional do Cráton do São Francisco e implicações no contexto geotectônico. In: CONG. BRAS. GEOL., Belém, vol.6: 2870-2886.
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., DICKIN, A.P., HENDRY, G.L. 1983. Arachnids rule. In: *Continental basalts and mantle xenoliths*. Hawkesworth et Norry. Shiva Press. p.158-185.





LEGENDA - DIAGRAMAS

- Aplitos
- Gran. grosseiro
- Gran. médio-grossoiro
- Gran. médio-fino



THE IBIRITÉ GABBRO AND THE BORRACHUDO GRANITE - THE RIFT-RELATED MAGMATISM OF MESOPROTEROZOIC AGE IN THE QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MG)

ADALENE MOREIRA SILVA - IG/UNB/Brasília

FARID CHEMALE JR. - IG/UFRGS Porto Alegre

LARRY HEAMAN - Department of Geology - University of Alberta, Canada

The occurrence of mafic igneous rocks and acid plutonic rocks intruding the Archaean to Mesoproterozoic crustal units of the Quadrilátero Ferrífero is very common. Some of these magmatic rocks are associated with the syn-rift magmatism of the Espinhaço Range, situated to the north of the Quadrilátero Ferrífero (e.g. Silva et al., 1991, Dossin et al., in prep.). In the present paper we will discuss field geology, geochemistry and geochronology of the Ibirité Gabbro and the Borrachudo Granite, which are probable related to the rifting process of the Mesoproterozoic Espinhaço Group in the Quadrilátero Ferrífero region.

The Ibirité Gabbro occurs as hundred meter large body in the western portion of the Quadrilátero Ferrífero, where the Paleoproterozoic structures were less deformed during the Brasiliano collisional event than in the eastern portion (Chemale Jr. et al., 1991). This gabbro is mostly undeformed with preserved igneous texture, but foliated along the borders. It belongs to the undeformed Mesoproterozoic basic dykes and gabbroic bodies which cut units of the granite-gneissic terrain and the Minas Supergroup near the localities of Pará Minas and Ibirité. The gabbro has an intergranular texture (locally ophitic) with lath-shaped crystals of plagioclase ($An_{56,5}$) and subhedral to anhedral augite grains as major components. Ilmenite occurs as accessory. The chemical analyses of the pyroxene show that its composition varies from intermediate pigeonite on to the field of subcalcic augites. Plotting of pyroxene data in the system $CaMgSiO_3$ - $CaFeSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ with several combinations of temperature at a 1 atm pressure (Lindsley, 1983) yields temperature interval of 1100° to 1220° C. The chemical signature of the Ibirité Gabbro is sub alkaline, of tholeiitic filiation with prominent enrichment of iron. The distribution pattern of rare earth elements (REE) normalized to chondrite shows enrichment in light REE. The heavy REE appear to be little enriched. The variations in incompatible trace elements suggest a magmatic evolution from a heterogeneous source. The chemical characteristics of studied samples point to an affinity with recent basalts of continental intraplate. Two medium-grained gabbro samples were processed for U-Pb dating at Royal Ontario Museum using crushing and mineral separation techniques. Two baddeleyite smaller fractions were obtained. The U-Pb analyses

yields an upper intercept age of 1714 ± 5 Ma interpreted as the best estimate for the time of gabbro emplacement while the lower intercept of the 618 ± 3 Ma is interpreted as the time of the gabbro deformation.

The Borrachudo Granite is part of stocks and batholiths alkaline granitic bodies which intrude the granite-gneissic terrains of the Quadrilátero Ferrífero (Chemale Jr., 1987). The Borrachudo granite, situated close to Itabira (MG), displays a mylonitic texture because, in contrast to the Ibirité Gabbro, it is exposed in the eastern part of the QF. In this portion the Archaean to Proterozoic rocks have been strongly affected by the thrusting tectonics of Brasiliano age (Chemale Jr. et al., 1991). Its major mineralogical components are quartz and perthite. As minor components and accessories there are plagioclase, microcline, biotite, fluorite, apatite and zircon. The biotites marked the stretching mineral lineation oriented at 90°. Feldspar porphyroclasts show sub-grain formation and perthite presents K-rich and Na-rich phases with irregular distribution due to deformational processes (Chemale Jr., 1987). Saussuritization, kaolinization, and chloritization are common secondary alteration. In spite of deformation and hydrothermal alteration, these granitic rocks display a relative homogeneous chemical signature (Chemale Jr., 1987). They are peraluminous to hypoaluminous with high Y+La-Lu values and a strong negative Eu anomaly. Another characteristic feature of these granites is their enrichment in Nb, Th and Zr. These features characterize the Borrachudo Granite as belonging to a over-saturated alkaline to peralkaline association, formed due to melting of lower crust (Chemale Jr., 1987). A Pb-Pb zircon age of ca. 1.7 Ga for the Borrachudo granitic rocks in Guanhães (MG) (Dossin, 1993) and similar geochemical pattern between these rocks and the 1.7 Ga old, volcanic acid rocks of the Espinhaço Group (Dossin, in prep.) are key information to correlate the acid and basic magmatic activities.

The set of the data of the Ibirité Gabbro shows that these rocks may correspond to the first basic pulse which cuts through the Paleoproterozoic rocks in the QF region. On the other hand, the presence of acid alkaline magmatism presenting the same chronostratigraphic relations as those of the basic rocks point to a bimodal magmatism. Both are

connected to the extensional event which generated the Espinhaço rift at 1.7 Ga, formed from mantle source (basic magmatism) and lower crust source (acid magmatism).

REFERENCES

- Chemale Jr., F. - 1987 - Gênese das rochas graníticas do tipo Borrachudo. Cong. Bras. de Geoq., vol I: 171-186.
- Chemale Jr., F.; Rosière, C. A. & Endo, I. - 1991 - Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um Modelo. Pesquisas, 18(2): 104-127.
- Dossin, I. A.; Dossin, T. M.; Charvet, J.; Cocherie, I. A. & Rossi, P. - 1993 - Single zircon dating by stepwise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, SE São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). Anais II Simp. Craton São Francisco, Salvador: 39-42.
- Dussin, T. M.; Rossi, P.; Dussin, I. A. & Charvet, J. The Borrachudo Suite Mesoproterozoic A-type granitic magmatism in the SE São Francisco Craton, SE Brazil. Precambrian Research (in prep.).
- Lindsley, D.H. - 1983 - Pyroxene thermometry. American Mineralogist, 68:477-493.
- Silva, A. M.; Chemale Jr., F. & Kumyjian, R. - 1991 - Petrography and geochemistry of basic rocks from the Meridional Espinhaço and the Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil. Ext. Abstr., III Intern. Symp. of Mafic Dykes, São Paulo: 90-94.

ASPECTOS DIAGENÉTICOS DAS ROCHAS DO MEMBRO PONTE ALTA, FORMAÇÃO MARÍLIA, NO TRIÂNGULO MINEIRO - MG

JÚLIA MARIA DE PAULA ALVES - Mestranda DEGEO/EM/UFOP
 NEWTON SOUZA GOMES - DEGEO/EM/UFOP

I. INTRODUÇÃO

O Membro Ponte Alta, objeto deste estudo, compõe, juntamente com o Membro Serra da Galga, a Formação Marília, integrante do Grupo Bauru, que representa parte do Cretáceo Superior da Bacia do Paraná. Os sedimentos do Grupo Bauru se assentam sobre micaxistos, quartzitos, anfíbolitos e corpos metamáficos e ultramáficos do Grupo Araxá, xistos magnesianos da Formação Ibiá e filitos e quartzitos do Grupo Canastra (Almeida *et al.* 1980, *apud* Etchebehere 1988), além de rochas do Grupo São Bento, representadas por arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral (Barbosa *et al.* 1970). O Grupo Bauru é representado na região, da base para o topo, pelas rochas da Formação Uberaba e Formação Marília. Barcelos (1984) subdividiu a Formação Marília nos membros Ponte Alta, inferior, e Serra da Galga, superior. A Formação Uberaba recobre discordantemente a Formação Serra Geral e é caracterizada por arenitos tufáceos associados a siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos com sedimentos de origem predominantemente vulcânica. A Formação Marília, que sobrepõe gradacionalmente a Formação Uberaba, é representada pelo Membro Ponte Alta, constituído de arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados associados lateral e verticalmente a calcretes e silcretes (Suguió 1973), e pelo Membro Serra da Galga, composto de arenitos conglomeráticos, conglomerados arenosos, conglomerados e arenitos associados a silcretes (Barcelos 1984).

II. PETROGRAFIA

As rochas do Membro Ponte Alta exibem um arcabouço representado basicamente por quartzo (70%), feldspato (7% - plagioclásio 0,2% e feldspato potássico 6,8%), fragmentos líticos, que compreendem quartzitos, xistos, arenitos, granitos e intraclastos (18%), minerais acessórios representados por granada (almandina e melanita), epidoto, leucóxênio, turmalina, zircão, moscovita, anfibólio, monazita, ilmenita, perovskita, hollandita, apatita, titanita e opacos (5%) e traços de bioclastos representados por carapaças quebradas de ostracodes e restos de caules de vegetais.

III. ASPECTOS DIAGENÉTICOS

Os processos diagenéticos que atuaram nas rochas do Membro Ponte Alta se desenvolveram nos estágios eo, meso e telodiagenético idealizados por Choquette & Pray (1970) e no regime hidrológico meteórico freático definido por Galloway (1984).

A. Eodiagênese

A.1. Argila Mecanicamente Infiltrada

Verifica-se apenas alguns pequenos corpos, possivelmente lentes, contendo argila infiltrada. A morfologia mais comumente encontrada ocorre na forma de cutículas e agregados compactos de illita e interstratificados illita-esmectita. Provavelmente, esta infiltração ocorreu em diversos pontos da área estudada, porém a não preservação das argilas pode se dever ao intenso retrabalhamento dos sedimentos pelas enxurradas episódicas. Em geral, esta fase inibe o desenvolvimento de fases diagenéticas posteriores.

A.2. Calcretes

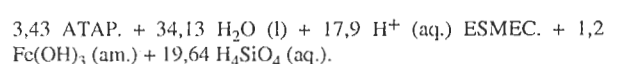
As feições comumente encontradas são mosqueamentos geralmente produzidos por estruturas nodulares brechadas e pisolíticas. O mosqueamento é ressaltado pela lixiviação superficial ocasionada por águas meteóricas e assume, localmente, aspecto brechóide em função da angulosidade acentuada das manchas (Suguió *et al.* 1975). As estruturas microscópicas verificadas em seções delgadas incluem drusas, pisolitos e calcedônia com halos de calcita.

A.3. Silcretes

Os silcretes ocorrem na forma de calcedônia, sílex e opala, que chegam a substituir grãos do arcabouço e nódulos de calcrete. Em geral, exibem drusas de quartzo, cujos cristais chegam a atingir cerca de até 3cm de comprimento.

A.4. Atapulgita

A atapulgita ocorre na forma de níveis extensos, em geral fibrosos, e se concentra principalmente na base e no topo da unidade estudada. Verifica-se uma tendência da atapulgita se transformar em esmectita. Isto pode ser explicado pela presença de dolomita eodiagenética, que seria originada pela incorporação, à calcita, de cátions Mg^{++} , liberados nesta transformação. A nível de microescala, esta transformação é observada em zonas de fratura, segundo análises de MEV e EDS. A reação é a seguinte:



A.5. Sepiolita

Sua presença é observada principalmente com auxílio de difratogramas de raios-x. Segundo Goudie (1973), a escassez de Mg impede a formação de sepiolita, que geralmente ocorre associada a atapulgita e dolomita. O Mg responsável pela presença de dolomita não foi suficiente para que fosse formada sepiolita em maior quantidade.

A.6. Dolomita

A ocorrência de dolomita diagenética parece ser bastante localizada. Os cristais ocorrem na forma de romboedros parcialmente substituídos por calcita, caracterizando o processo de "dedolomitização", e, localmente, se apresentam zonados.

B. MESODIAGÊNESE

B.1. Calcita

Nesta fase, a calcita ocorre na forma de mosaico grosso ou grandes cristais poiquilótópicos, geralmente preenchendo drusas, poros remanescentes e fraturas tardias. Quando observada sob catodoluminescência exibe luminescência baixa, porém mais forte se comparada à cimentação de calcita no calcrete.

B.2. Barita

O cimento de barita no Membro Ponte Alta ocorre na forma de agregados radiais a nível de microescala e, em amostras de mão, preenchendo drusas juntamente com a calcita. Segundo Suguio *et al.* (1975), a principal fonte de Ba seria os basaltos da Formação Serra Geral. Sabe-se, entretanto, que o Ba é um elemento de baixa mobilidade. Sugere-se, então, que a fonte mais provável para este elemento seria os feldspatos potássicos que sofreram intensa corrosão pela calcita, nesta unidade.

C. TELODIAGÊNESE

C.1. Dedolomitização

No Membro Ponte Alta, a dedolomitização ocorre, geralmente, a partir do núcleo dos cristais de dolomita, embora alguns cristais apresentem bordas levemente corroídas por calcita. A dedolomitização ocorre em ambientes geralmente restritos, onde predominam a ausência de calcita magnesiana e atapulgita, fato este que está, provavelmente, relacionado à disponibilidade de Mg⁺⁺ no sistema.

IV. CONCLUSÃO

As rochas do Membro Ponte Alta apresentam um arcabouço composto basicamente por quartzo (70%), feldspato (7%), fragmentos líticos (18%) e minerais acessórios (5%).

A história diagenética desta unidade pode ser descrita através da ocorrência de argila mecanicamente infiltrada, calcretes, silcretos, atapulgita, sepiolita e dolomita, no estágio da eodiagênese, calcita e barita, na mesodiagênese e dedolomitização ou calcitização de dolomita, no estágio telodiagenético. A cimentação carbonática na formação de calcretes é volumetricamente maior e mais intensa que as demais fases. Esta fase cimentante contribuiu significativamente para a formação das demais, principalmente na corrosão de silicatos com liberação de sílica responsável pela formação dos silcretos e corrosão de feldspato potássico com liberação de Ba para a formação da barita.

AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de expressar sinceros e indelévels agradecimentos à FAPEMIG - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais pelo apoio financeiro (Processo CEX/92) à realização deste trabalho e ao geólogo Bruno Fernando Riffel pelas determinações no microscópio eletrônico de varredura nas dependências da CBMM - Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração.

V. BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNP/DFPM. 140 p. (Boletim 136).
- BARCELOS, J.H. 1984. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo. Tese de livre docência. Rio Claro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. 191 p.
- CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Am. Association Petroleum Geologists Bulletin, 54:207-250.
- ETCHEBEHERE, M.L.D.C. 1988. Estratigrafia do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro. Exame de qualificação a nível de Mestrado. Inédito. UNESP. 46 p.
- GALLOWAY, W.E. 1984. Hidrogeologic regimes of sandstone diagenesis. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. Clastic Diagenesis. Tulsa, American Association Petroleum Geologists. Memoir 37, p. 3-13.
- GOUDIE, A. 1973. Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. Oxford, Clarendon Press. 174 p.
- SUGUIO, K. 1973. Formação Bauru: Calcários e sedimentos detríticos associados. Tese de livre docência. São Paulo, Instituto de Geociências - USP.
- SUGUIO, K. BERENHOLC, M. & SALATI, E. 1975. Composição química e isotópica dos calcários e ambiente de sedimentação da Formação Bauru. Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 6:55-84.

EVIDÊNCIAS DE DISSOLUÇÃO POR ÁCIDO SULFÚRICO NA ESPELEOGÊNESE NO GRUPO UNA, BAHIA

AUGUSTO AULER - Gr. Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, CP. 488, 30161-970, BH/MG

INTRODUÇÃO

Análises hidroquímicas, mineralógicas e espeleomorfológicas apontam para uma importante contribuição de soluções ricas em ácido sulfúrico na dissolução de carbonatos e geração do relevo cárstico do Grupo Una, estado da Bahia.

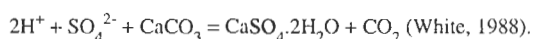
O Grupo Una consiste em uma sequência essencialmente carbonática do Proterozóico Superior, assentada por sobre unidades detríticas do Grupo Chapada Diamantina. Tradicionalmente é dividido em Formação Salitre no topo, compreendendo fácies carbonáticas e Formação Bebedouro abrangendo fácies terrígenas basais (Mascarenhas et al., 1984). Um relevo cárstico bem desenvolvido ocorre nesta região, incluindo algumas das mais longas cavernas conhecidas na América do Sul. Os trabalhos espeleológicos efetuados abrangeram principalmente a região a noroeste de Campo Formoso (localidade de Laje) e a área imediatamente ao sul de Iraquara.

DISSOLUÇÃO DE CARBONATOS

O ácido carbônico, devido à disponibilidade global de CO₂ na atmosfera e solo, é aceito como o agente primordial na dissolução de carbonatos, sendo responsável pela grande maioria dos processos químicos associados à geração dos relevos cársticos. A reação geral pode ser sintetizada como:



No entanto, estudos de caso em algumas partes do mundo tem demonstrado a importância espeleogenética da dissolução por ácido sulfúrico (Hill, 1987). Dois mecanismos distintos tem sido propostos para explicar a origem do H₂SO₄ na água: oxidação de H₂S (Hill, 1990; Hubbard et al. 1990) e oxidação de sulfetos, notadamente pirita (Morehouse, 1968). O primeiro mecanismo é aceito como responsável por alguma das maiores cavernas conhecidas no mundo, como Carlsbad e Lechuguilla, no Novo México (EUA), enquanto a oxidação da pirita, segundo Palmer (1991) é um processo muito lento, estando a pirita em geral muito dispersa para influenciar a espeleogênese em grande escala. Worthington(1991) chama a atenção para a importância do ácido sulfúrico na iniciação da espeleogênese, principalmente na circulação hídrica profunda. A reação de dissolução dos carbonatos por ácido sulfúrico ocorre como se segue:



GEOMORFOLOGIA, HIDROLOGIA E DEPÓSITOS QUÍMICOS

Ainda que pouco conhecido do ponto de vista cárstico, o contexto carbonático do Grupo Una possui um expressivo número de sistemas espeleológicos. Dentre as 15 mais longas cavernas mapeadas no país, 5 se desenvolvem nesta sequência, incluindo a mais extensa caverna identificada no Hemisfério Sul, a Toca da Boa Vista, com 64 km de galerias exploradas (fig. 1). Esta significativa ocorrência de sistemas de drenagem subterrâneos atesta a importância dos processos geradores da porosidade secundária nestes carbonatos.

A hidroquímica dos aquíferos cársticos do Grupo Una evidencia a ocorrência regional de teores significativos de ânions sulfato, acima do encontrado em terrenos cársticos típicos, onde predominam íons relacionados ao sistema H₂O-CO₂-CaCO₃. Uma síntese de algumas destas análises químicas (tabela 1), demonstra que o ácido sulfúrico é um componente importante no contexto da dissolução dos carbonatos. Altos teores em sulfatos (até 1.800 mg/l) foram obtidos em águas vadasas no interior de cavernas em Campo Formoso. A origem dos sulfatos está provavelmente ligada à oxidação de unidades de sulfetos dentro do próprio Grupo Una. Misi & Kyle (1994) descrevem a ocorrência de níveis sulfetados ricos em pirita, esfalerita e galena dentro de unidade dolomítica inferior do Grupo Una, na região de Irecê. Algumas das mais importantes cavernas da região, como a Toca da Boa Vista, se desenvolvem dentro desta unidade (Auler, 1993).

Análise química de depósitos secundários nas cavernas da região de Campo Formoso mostram uma mineralogia relacionada à precipitação por águas saturadas em sulfatos. Amplas áreas das paredes e tetos das galerias subterrâneas são recobertas por depósitos de epsomita (MgSO₄·7H₂O), sob forma de crostas moldadas aos contornos e reentrâncias das galerias, depositadas durante uma fase de alagamento. Outros depósitos químicos de sulfatos, como flores de gipsita e estalactites de bassanita também foram identificados. Sedimentos hipógeos excepcionalmente ricos em sulfatos foram observados em diversas cavernas, como na Gruta da Torrinha (Iraquara), e mesmo em cavernas desenvolvidas em litologias carbonáticas da Formação Caboclo, como o Buraco do Possidônio e Gruta do Cristal I (Morro do Chapéu).

A expansão e ruptura de planos de fraqueza dos carbonatos, devido à precipitação de cristais de sulfatos por águas de percolação vadosa, é importante fator causador de abatimentos de blocos em algumas

cavernas da região ao sul de Iraquara. Na Gruta do Talhão, diversos abatimentos recentes podem ser creditados a este processo. No Buraco da Santa, as crostas de sulfatos chegam a atingir até 10 cm de espessura. Este mecanismo *sui-generis* pode influir na evolução do cavernamento na zona vadosa, favorecendo o surgimento de dolinas de colapso na região.

CONCLUSÕES

O alto teor em sulfatos detectados em águas freáticas e vadosas associadas ao Grupo Una, aliado à presença de uma mineralogia correlata nos condutos subterrâneos, atestam para a importância do ácido sulfúrico nos processos de dissolução, precipitação e, a nível local, abatimento relacionados à evolução do relevo cárstico na região centro-norte da Bahia. Conjuntamente com os processos do ciclo do ácido carbônico, o ácido sulfúrico é responsável pelo desenvolvimento da porosidade secundária nos carbonatos e pela morfogênese de uma das mais importantes áreas cársticas do país.

AGRADECIMENTOS

Aos companheiros do Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas pelo exaustivo mapeamento de cerca de 80 km de condutos subterrâneos na região e pelo auxílio nos trabalhos de campo. Ao Departamento de Geologia da UFOP, através de André Danderfer, pelas difrações de raio-X e a Murilo Valle pelo auxílio na bibliografia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AULER, A. 1993. *Preliminary Report on the Geology of Toca da Boa Vista, Northeastern Brazil*. Bowling Green, Western Kentucky University. 48 p. (Relatório).
- DREW, D. 1985. *Karst Processes and Landforms*. Houndmills, Macmillan Education. 63 p.
- GUERRA, A.M. 1986. *Processos de Carstificação e Hidrogeologia do Grupo Bambuí na Região de Irecê, Bahia*. São Paulo, Universidade de São Paulo. 132 p. (Tese de doutoramento).
- HILL, C.A. 1987. *Geology of Carlsbad Cavern and Other Caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas*. Socorro, New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources. 150 p. (Bulletin 117).
- HILL, C.A. 1990. Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad Cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico and Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**(11):1685-1694.
- HUBBARD, D.A.; HERMAN, J.S.; BELL, P.E. 1990. Speleogenesis in a travertine scarp: observations of sulfide oxidation in the subsurface. In: HERMAN, J.S. & HUBBARD, D.A. ed. *Travertine-marl: Stream Deposits in Virginia*. Charlottesville, Virginia Division of Mineral Resources. p.177-184.
- MASCARENHAS, J.C.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C.; SÁ, J.H.S. 1984. Província São Francisco. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. ed. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Edgard Blücher. p. 45-122.
- MISI, A. & KYLE, J.R. 1994. Upper Proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis, and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**(2):299-310.
- MOREHOUSE, D.F. 1968. Cave development via the sulfuric acid reaction. *National Speleological Society Bulletin*, **30**(1):1-10.
- PALMER, A.N. 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, **103**:1-21.
- WHITE, W.B. 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. New York, Oxford University Press. 464 p.
- WORTHINGTON, S.R.H. 1991. *Karst Hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains*. Hamilton, McMaster University. 227 p. (PhD Thesis).

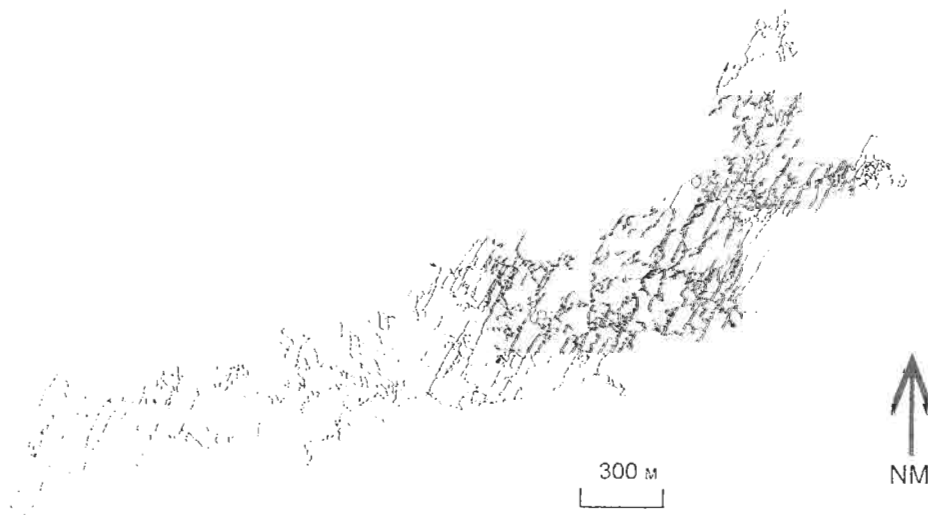


Fig. 1 - Planta baixa da Toca da Boa Vista, Caverna que apresenta um padrão misto "rainiform-spongework", mostrando a linha central de desenvolvimento de 64km de galerias subterrâneas. Mapeamento pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas (1987-1995)

Tabela 1 - Dados hidroquímicos de águas cársticas ricas em sulfatos. Valores médios em mg/l dos ânions bicarbonato e sulfato. Valores de Guerra (1986) relacionadas a águas de poços tubulares no Grupo Una. Valores de Worthington (1991) derivados de nascentes selecionadas no Canadá, França, EUA, México e Inglaterra.

n	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Referência
234	359,5	142,8	Guerra (1986)
354	189,4	119,0	Worthington (1991)

ESTRATIGRAFIA DE ROCHAS MESOZÓICAS E CENOZÓICAS (?) DA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ, REGIÃO DO DISTRITO DE PONTE ALTA, UBERABA-MG

EDÉSIO MIRANDA BARBOSA - DEGEO/EM/UFOP (Mestrando)

RICARDO PINHO LARA - DEGEO/EM/UFOP (Mestrando)

INTRODUÇÃO

A partir de mapeamento geológico realizado por Lara(1992) e Barbosa(1993), em escala 1:25.000 nas porções setentrional e meridional do distrito de Ponte Alta, município de Uberaba -MG, pode-se individualizar, caracterizar e empilhar, unidades litoestratigráficas do Jurássico a, possivelmente, Cenozóico, na borda nordeste da Bacia do Paraná.

GEOLOGIA REGIONAL

A área mapeada está inserida no extremo nordeste da Bacia do Paraná, sendo esta uma bacia intracratônica, preenchida por sedimentos e rochas vulcânicas, cujas idades variam do Siluriano ao Terciário. No Cretáceo houve intenso tectonismo nesta região, o que causou movimentos ascensionais, os quais, por sua vez, geraram uma feição subelítica denominada de "Soerguimento do Alto do Paranaíba" por Hasui *et al.*(1975). Esta feição constitui marco divisor das bacias do Paraná, a oeste e São Francisco, a leste, a partir do Cretáceo.

ESTRATIGRAFIA LOCAL

Sobre o embasamento de idade Pré-Cambriana, constituído de gnaisses e rochas do Grupo Araxá (como xistos e quartzitos), foram depositadas as unidades a seguir relacionadas (da base para o topo):

Grupo São Bento

Grupo São Bento é dividido em Formação Botucatu, inferior e Formação Serra Geral, superior.

A Formação Botucatu, que ocorre na região entre 850 e 890 m. de altitude, intercala-se com a Formação Serra Geral em dois horizontes distintos, medindo até 15m. de espessura. Aquela formação constitui-se de arenitos médios, cinza-avermelhados, compostos de quartzo (preponderantemente), microclina, fragmentos de rochas vulcânicas e raros minerais pesados como magnetita (Lara, 1992).

Apesar de não ter havido estudo detalhado sobre a área fonte de tais sedimentos descarta-se a possibilidade destes originarem-se de material desagregado do "Alto do Paranaíba", por ter sido, este, gerado em idade posterior.

As estruturas sedimentares mais frequentes nesta formação são as estratificações cruzadas tabulares, medindo de 10cm. a 2m. de altura e de 50cm. a 5m. de extensão, além destas há ainda estratificações cruzadas acanaladas, às vezes, deformadas.

De acordo com Barcelos (1984 *apud* Lara 1992), presume-se um ambiente eólico para esta formação baseado em evidências como a alta maturidade mineralógica, a ausência de matriz argilosa e, também de horizontes com conglomerados e a ocorrência de laminações frontais com mergulho acentuado (20 a 30°).

Em relação à idade da Formação Botucatu, RADAMBRASIL (1983 *apud* Lara 1992) admite que esta unidade seja do Triássico Superior a Jurássico, baseado em fósseis de invertebrados.

A Formação Serra Geral ocorre sobre o embasamento (Fúlfaro & Barcelos 1991 *apud* Barbosa 1993) ou é intercalada pela Formação Botucatu. Constitui-se de basaltos, que devido a sua diferenciação, além da intercalação dos arenitos Botucatu, podem ser interpretados como resultado de sucessivos derrames vulcânicos. Os basaltos possuem cor preta a cinza, matriz afanítica e, em alguns horizontes apresentam amígdalas e vesículas, às vezes, preenchidas parcial ou totalmente por calcita, quartzo, calcedônia, zeólitas e montmorilonitas verdes. Na área em estudo foi diferenciado cinco níveis com espessuras de 10 a 50m., intercalados pelos arenitos Botucatu, como citado anteriormente.

Grupo Bauru

Grupo Bauru é dividido da base para o topo em, Formação Uberaba e Formação Marília.

A Formação Uberaba, situada entre 850 a 915m. de altitude, faz contato abrupto com a Formação Serra Geral, o qual pode ser observado em afloramento situado na cidade de Uberaba. Aquela unidade constitui-se de arenito médio, esverdeado, com grande contribuição de material vulcânico, além de seixos dispersos de quartzo, quartzito e basaltos. Localmente pode-se encontrar alguns seixos orientados segundo planos de estratificações cruzadas acanaladas.

Devido à escassez dos afloramentos, não foi possível realizar medidas detalhadas de, por exemplo, espessura e paleocorrentes.

O ambiente de sedimentação em que foi depositada a Formação Uberaba, é o fluvial tipo "braided",

proposto por Ferreira Jr. & Guerra (1993). Esta deposição ocorreu durante o Santoniano a Campaniano, segundo Barcelos (1984 *apud* Barbosa 1993).

A Formação Marília, de idade Senoniana, segundo Soares *et al.* (1980 *apud* Etchebehere 1988) foi subdividida, na área enfocada, em Membro Ponte Alta (inferior) e Membro Serra da Galga (superior):

- Membro Ponte Alta - Abrange as cotas altimétricas de 920 a 960m. e é constituído de arenitos conglomeráticos e conglomerados com intensa cimentação carbonática (Alves 1995, informação verbal). Os níveis mais conglomeráticos apresentam seixos de quartzo hialino e leitoso, quartzito, sílex e/ou calcedônia e ainda basalto (Formação Serra Geral). Esta unidade faz contato abrupto, erosivo, com a unidade sotoposta (Formação Uberaba). Este contato também foi observado em ponto localizado fora dos limites da área mapeada.

As estruturas sedimentares presentes são estratificações cruzadas e preenchimento de canais, que unidas aos dados petrológicos, indicam ambiente de "playa-lake", situado próximo à porção distal de leques aluviais.

- Membro Serra da Galga - Esta unidade mostra contato abrupto com o Membro Ponte Alta e é constituída de arenito a arenito conglomerático e conglomerados, com seixos de quartzo, quartzito e basalto (Formação Serra Geral) assumindo, às vezes, formas de ventifactos (Barbosa & Castro 1993a). Nestes níveis foram encontrados grandes ossadas de fósseis de vertebrados. Em alguns locais, ocorre variação lateral destas rochas para "calcários impuros" caracterizados como calcretes, principalmente próximo ao contato com o Membro Ponte Alta.

O ambiente de sedimentação em que foi depositada tal unidade é o de leque aluvial, como atestam, principalmente, grandes sigmóides observadas no nível mais grosseiro (arenito conglomerático e conglomerado) e fluvial meandrante, nas porções mais finas (arenito fino a médio), onde foram observadas superfícies inclinadas de baixo ângulo, sugerindo deposição por acreção lateral.

Sobre o Membro Serra da Galga, mediante contato gradacional e em níveis altimétricos entre 980 e 1010m., ocorre unidade estratigráfica constituída de

arenitos finos, siltitos e argilitos avermelhados, cuja geometria é lenticular, apresentando também, superfícies inclinadas de até 13°. Através de correlação com outras unidades descritas em regiões vizinhas (Barbosa & Castro 1993b), admite-se uma possível idade cenozóica para tal unidade.

CONCLUSÕES

A partir de seções estratigráficas realizadas no distrito de Ponte Alta (Uberaba-MG), pode-se individualizar, no mínimo, duas unidades ainda não descritas detalhadamente na região do Triângulo Mineiro, a saber: 1) A unidade inferior (Formação Botucatu) de idade Jurássica Superior a Cretáceo, que se intercala aos derrames de basaltos da Formação Serra Geral na região em apreço, sugerindo contemporaneidade com os basaltos; 2) A unidade de topo, possivelmente de idade cenozóica, constituída de argilitos e arenitos lenticulares ainda não formalizada devido a falta de dados precisos para classificá-la à luz do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, E.M. 1993. Mapeamento geológico da porção setentrional do distrito de Ponte Alta, Uberaba-MG. Trabalho final de graduação (inédito). Ouro Preto, UFOP. 54p.
- BARBOSA, E. M. & CASTRO, P.T.A. 1993a. Ocorrências de ventifactos em rochas da Formação Marília, Grupo Bauru, Cretáceo da Bacia do Paraná em Minas Gerais. *Acta Geologica Leopoldensia*, Ano XVI, n.38, p. 113-124.
- BARBOSA, E. M. & CASTRO, P.T.A. 1993b. Sedimentação cenozóica da Bacia do Paraná: Ocorrência no Triângulo Mineiro - MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7 e Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais...*Belo Horizonte, SBG/MG, p.39-40.
- ETCHEBEHERE, M.L.D.C. 1988. Estratigrafia do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro. Exame de qualificação a nível de mestrado. UNESP. 46 p.
- FERREIRA JR., P.D. & GUERRA, W.J. 1993. Estudo preliminar sobre o ambiente deposicional da Formação Uberaba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7 E SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, BH, 1993. *Anais...*Belo Horizonte, SBG/MG, p.17-21.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; SUGUIO, K.; FUCK, G.F. 1975. The Phanerozoic tectonic evolution of the Western Minas Gerais state. *Anais da Academia Brasil. de Ciências*, 47 (3/4):431-438.
- LARA, R.P. 1992. Mapeamento litoestratigráfico do Mesozóico na borda nordeste da Bacia do Paraná. Trabalho geológico (inédito). Belo Horizonte, IGC/UFMG. 57p.

NOVAS OCORRÊNCIAS DE ESTRUTURAS ESTROMATOLÍTICAS NAS ROCHAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO GANDARELA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

LUIZ CARLOS BERTOLINO - Departamento de Geologia/UFRJ

FERNANDO R. M. PIRES - Departamento de Geologia/UFRJ

INTRODUÇÃO

O estudo das estruturas estromatolíticas presentes nas rochas carbonáticas do Supergrupo Minas é particularmente importante para o entendimento do ambiente deposicional desta seqüência. A análise das estruturas em conjunto com as variações texturais e de coloração da rocha são fatores determinantes na interpretação das condições paleoambientais.

No Supergrupo Minas, as rochas carbonáticas estão inseridas no intervalo de transição entre as rochas de origem química do Grupo Itabira e as rochas preferencialmente clásticas do Grupo Piracicaba, variando a espessura, textura e, principalmente, a coloração. As ocorrências mais expressivas encontram-se nos sinclinais Gandarela, Dom Bosco, Moeda e na porção central da serra do Curral.

As rochas carbonáticas concentram-se principalmente nas formações Gandarela (Grupo Itabira) e Fecho do Funil (Grupo Piracicaba).

Composicionalmente as rochas carbonáticas do Supergrupo Minas são formadas basicamente por dolomitos de granulometria fina a média, coloração variando entre vermelho, cinza e branco, de composição química e mineralógica pouco variada. Os dolomitos dispõem-se em camadas lentiformes, com dimensões variadas e ocorrem associadas a camadas de itabiritos dolomíticos e silicosos, sericita-cloritaxistos, filitos dolomíticos e quartzitos.

ESTROMATÓLITOS NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

As primeiras ocorrências de estruturas estromatolíticas no Quadrilátero Ferrífero foram descritas por Dardenne & Campos Neto (1975) e por Cassedanne & Cassedanne (1976) na pedreira do Cumbi (Grupo Piracicaba), posteriormente estas estruturas foram reclassificadas por Pinto (1984). Souza & Müller (1984), na região do sinclinal Gandarela relatam a ocorrência de estromatólitos nas rochas carbonáticas da Formação Gandarela.

A associação entre algas e bactérias provavelmente desempenharam importante papel na sedimentação carbonática do Supergrupo Minas. Grande parte das estruturas geradas a partir desta associação foram destruídas ou mascaradas durante as diferentes fases de deformação e metamorfismo que atuaram na região, dificultando o seu reconhecimento tanto em campo como em laboratório. A diagênese e o processo de

dolomitização também contribuíram para a destruição destas estruturas.

Novas ocorrências de estruturas estromatolíticas associadas as rochas carbonáticas da Formação Gandarela foram descritas na porção oeste do sinclinal Dom Bosco, próximo a Miguel Burnier, nas pedreiras Rodeio de Baixo e Campina, (Bertolino, 1994).

A pedreira Rodeio de Baixo apresenta estruturas estromatolíticas associadas a dolomito homogêneo de coloração bege a levemente avermelhado, posicionados próximo ao topo da seqüência carbonática. As estruturas destacam-se pela alternância de lâminas claras e escuras de dolomito fino, com aproximadamente 3 milímetros de espessura, sendo planares ou levemente onduladas e unidas lateralmente.

Na pedreira Campina as estruturas estromatolíticas estão restritas a um pequeno nível próximo a base da seqüência carbonática e estão associadas a dolomito maciço de coloração clara a levemente acinzentada.

As estruturas estromatolíticas das pedreiras Rodeio de Baixo e Campina morfologicamente são classificadas como estromatólitos estratiformes ou esteiras algálicas. Segundo a classificação proposta por Logan *et al.* (1964), essas estruturas são do tipo LLH.

CONCLUSÕES

As características litológicas e a grande semelhança morfológica dos estromatólitos estratiformes das pedreiras Rodeio de Baixo e Campina, demonstram fortes evidências de que as rochas carbonáticas dessas duas localidades são contemporâneas e foram depositadas em ambiente marinho raso sobre fundo relativamente plano.

BIBLIOGRAFIA

- BERTOLINO, L.C., 1994. Interpretação paleoambiental das rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, no sudoeste do QF, MG. Dissertação Mestrado - IGEO/UFRJ, 95 p.
- CASSEDANNE, J.P. & CASSEDANNE, J., 1976. Les stromatolites columnaires de la Carrière du Cumbi (Série Minas - Brésil). *Bull. Soc. Géol. France*, 7. ser., v. 18, n. 4, p. 959-965.
- DARDENNE, M.A. & CAMPOS NETO, 1975. Estromatólitos colunares na Série Minas (MG). *RBG*, v. 5, n. 2, p. 99-105.
- LOGAN, B.W.; REZAK, R. & GINSBURG, N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geology*, v. 72, n. 1, p. 68-83.
- PINTO, A.D.P., 1984. Estudo e reclassificação dos estromatólitos colunares da Série Minas. *REM*, v. 37, n. 3, p. 42-43.
- SOUZA, P.C. & MÜLLER, G., 1984. Primeiras estruturas algais comprovadas na Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero. *Rev. Escola de Minas*, v. 37, n. 2, p. 13-21.

GEOLOGIA DOS TURBIDITOS GLACIO-LACUSTRES DA REGIÃO DE URUCUIA - MG

JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS - IG/GRM/UNB

MARCEL AUGUSTE DARDENNE - IG/GRM/UNB

INTRODUÇÃO

A região entre as cidades de Urucuia e São Francisco no noroeste de Minas Gerais, está situada na porção centro-oeste do Cráton do São Francisco (Fig. 1). A geologia da área compreende a unidade de topo do Grupo Bambuí - Formação Três Marias (Neoproterozóico) e sua cobertura fanerozóica, constituída pelas três sequências sedimentares conhecidas na Bacia Sanfranciscana: Grupo Santa Fé (Neopaleozóico), Formação Areado (Cretáceo Inferior) e Formação Urucuia (Cretáceo Superior).

A sequência enfocada neste trabalho, o Grupo Santa Fé, está representada nesta região pelos Membros Brejo do Arroz e Lavado da Formação Floresta e pela Formação Tabuleiro (Campos & Dardenne, 1995, no prelo). É composta por sedimentos glaciogênicos depositados em largos vales glaciais escavados na Formação Três Marias e recoberta pelo Membro Abaeté (Formação Areado) ou pela Formação Urucuia.

Em trabalhos anteriores (Lopes, 1991), os sedimentos do Grupo Santa Fé foram equivocadamente relacionados à Formação Três Marias e/ou a Formação Areado.

Do ponto de vista sedimentológico os Membros Lavado e Brejo do Arroz apresentam variação faciológica quando comparados à sua área tipo de Santa Fé de Minas (MG). Na região de Urucuia, os sedimentos glaciogênicos são caracterizados pela presença de arenitos, siltitos e pelitos com contribuição menor de material grosseiro (*dropstones* e intercalações de diamictitos).

O objetivo deste trabalho consiste na descrição e na caracterização genética desses sedimentos, relacionando-os aos sistemas turbidíticos de Mutti (1992).

AS FÁCIES TURBIDÍTICAS

O Membro Brejo do Arroz é composto na região de Urucuia por intercalações rítmicas de arenitos, siltitos e folhelhos, que apresentam grande persistência lateral (podendo ser seguidas por centenas de metros). Estes sedimentos apresentam abundantes estruturas sedimentares incluindo: lentes arenosas, laminações cruzadas truncadas, marcas onduladas, carpetes de tração, acamamento gradacional inverso, clastos arrancados, estratificações cruzadas e, localmente, seixos pingados.

Os vários ciclos deposicionais, atribuídos em parte a atuação de fluxos turbulentos mostram espessuras de

1 a 3 metros e colorações variando de vermelho tijolo a ocre, passando por tons amarronzados.

Seguindo a nomenclatura de Mutti (1992), as sucessões deste trato de fácies turbidítica incluem depósitos do tipo F₄, F₅, F₇, F₈ e F₉, cuja distribuição vertical é exemplificada na figura 2.

Fácies F₄ - bancos de arenitos (30 a 40 cm) com ou sem seixos esparsos mostrando comumente a presença de carpetes de tração. Algumas camadas individuais apresentam estratificações cruzadas. Os contatos de topo e base são bruscos.

Fácies F₅ - arenitos maciços (até 35cm) mal selecionados com cimento calcífero. Geralmente os contatos são bruscos, mas existem casos de contatos transicionais. O acamamento gradacional inverso é raro.

Fácies F₇ - arenitos finos, em bancos delgados (menores que 5 cm) bem selecionados, com marcas onduladas e laminações cruzadas truncadas.

Fácies F₈ - intercalações de níveis de siltitos ou arenitos muito finos com argilitos pouco estratificados. Raros carpetes de tração delgados são observados em lâminas delgadas.

Fácies F₉ - intercalações de folhelhos e siltitos. Localmente ocorrem argilitos com grãos flutuantes de areia.

PROCESSOS DEPOSICIONAIS

Em contraste com as áreas de Canabrava e Santa Fé de Minas - MG, onde a sedimentação lacustre do Membro Brejo do Arroz se faz por agradação vertical de material em suspensão e frequente queda de grãos com raros fluxos de detritos, na região de Urucuia a sedimentação se dá essencialmente por fluxos gravitacionais com poucos seixos pingados associados. As correntes de densidade responsáveis pela acumulação dos ciclos psamo-pelíticos são geradas pela fusão do gelo nas adjacências de grandes lagos.

As fácies F₄ e F₅ foram depositadas pelas correntes mais densas, podendo ser correlacionadas a cada entrada de detritos no sistema lacustre e, em função de sua ritmicidade, corresponder a variações sazonais. São as fácies mais diagnósticas do sistema turbidítico.

As fácies F₇, F₈ e F₉, constituem o maior volume de sedimentos, sendo depositadas por correntes de baixa densidade. Na deposição da fácies F₇ atuaram provavelmente correntes de fundo responsáveis pela geração de marcas onduladas e pelo bom selecionamento dos arenitos finos.

As Fácies F₈ e F₉ correspondem aos estágios finais de sedimentação pelas correntes, representando

depósitos distais principalmente através de mecanismos de suspensão.

CONCLUSÕES

A classificação genética para fácies turbidíticas de Mutti (1992) é perfeitamente aplicável aos sedimentos glacio-lacustres do Grupo Santa Fé na região de Urucua - São Francisco, onde foram identificadas as fácies do tipo F₄, F₅, F₇, F₈ e F₉.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CAMPOS, J.E.G. & DARDENNE, M.A. A glaciação Neopaleozóica na porção meridional da Bacia Sanfranciscana. **RBG** (no prelo).
 LOPES, J.N. 1991. Projeto Mapas Metalogenético e de Previsão de Recursos Minerais. Folha São Romão SE.23-V-B. CPRM/DNPM. Brasília 19pp.
 MUTTI, E. 1992. Turbidite sandstones. AGIP.

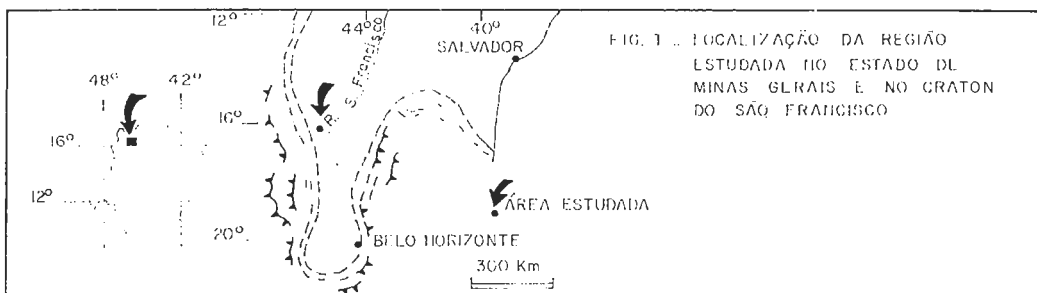


FIG. 1 - LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO ESTUDADA NO ESTADO DE MINAS GERAIS E NO CRATON DO SÃO FRANCISCO

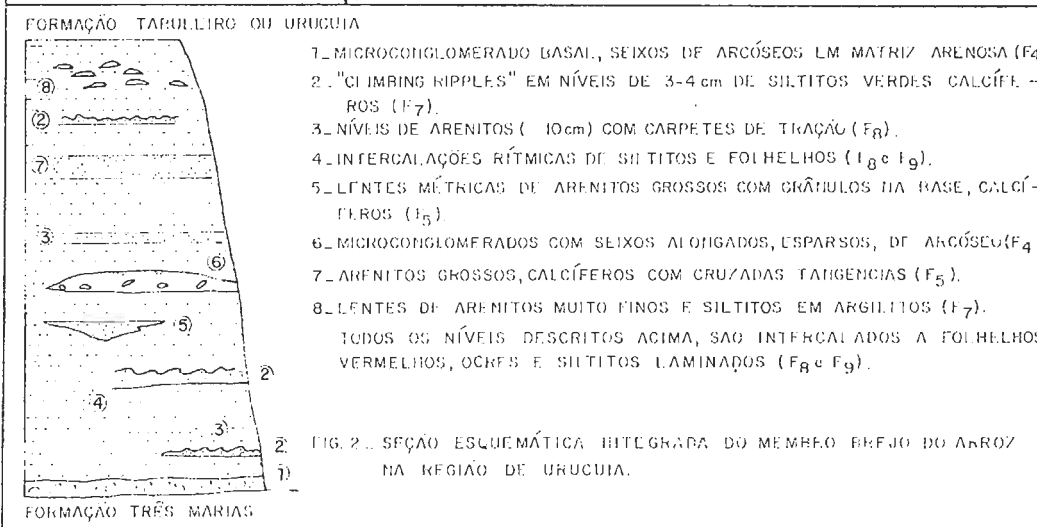


FIG. 2 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA INTEGRADA DO MEMBRO BREJO DO ARROZ NA REGIÃO DE URUCUIA.

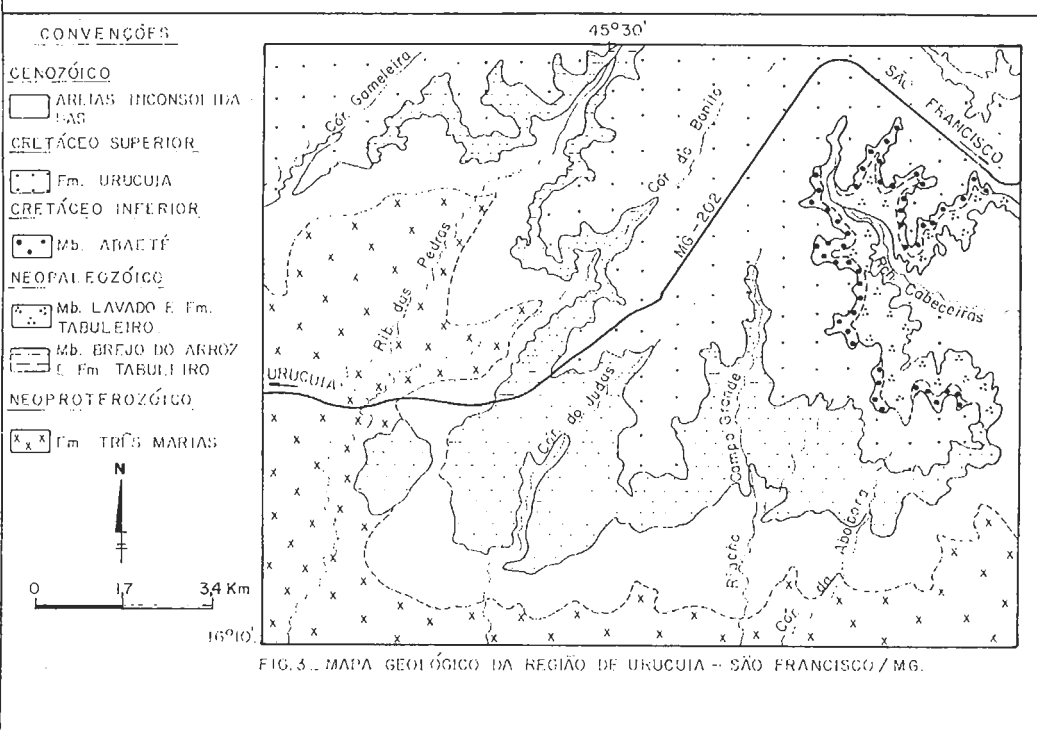


FIG. 3 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE URUCUIA - SÃO FRANCISCO/MG.

O CONGLOMERADO SAMBURÁ (GRUPO BAMBUÍ, PROTEROZÓICO SUPERIOR) E ROCHAS SEDIMENTARES ASSOCIADAS NO FLANCO LESTE DA SERRA DA PIMENTA, SW DE MINAS GERAIS: UM SISTEMA DE FAN-DELTA

PAULO DE TARSO AMORIM CASTRO - DEGEOEM/UFOP
MARCEL AUGUSTE DARDENNE - IG/UnB

Os conglomerados associados ao Grupo Bambuí (Proterozóico Superior) na porção sul da zona externa da Faixa Brasília distribuem-se de maneira dispersa ao longo dos 250km que separam as cidades de Carmo do Rio Claro e Carmo do Paranaíba (MG). Suas ocorrências mais significativas, em área, localizam-se no vale do Rio Samburá, no município de Bambuí (Branco, 1957; Tompkins & Gonzaga, 1991); no vale do Rio São Francisco, nos municípios de Vargem Bonita e São Roque de Minas (Magalhães, 1989; Tompkins & Gonzaga, 1991) e no flanco leste da Serra da Pimenta, nos municípios de Piumhi e Pimenta (Fritzsos *et al.*, 1980; Castro, 1994). São relatados aqui os resultados dos estudos de caráter sedimentológico feitos nessa última ocorrência.

A ORIGEM DO CONGLOMERADO SAMBURÁ

A literatura geológica sobre a região apresenta duas hipóteses relativas à origem do conglomerado Samburá:

- seriam fruto de uma glaciação que atingiu todo o Cráton do São Francisco no Neoproterozóico, anterior à deposição das rochas do Grupo Bambuí, sendo equivalente litoestratigráfico da Formação Jequitá segundo Dardenne (1978), Karfunkel & Hoppe (1988) e Tompkins & Gonzaga (1991);

- seriam depósitos associados a leques aluviais, de acordo com Barbosa *et al.* (1970) e Simões & Valeriano (1991).

Os estudos ora relatados visam definir o sistema deposicional ao qual estão associados os conglomerados Samburá na região da Serra da Pimenta. Nessa serra, em sua porção oriental, ocorrem rochas sedimentares siliciclásticas - conglomerados, arenitos e pelitos - associados ao Grupo Bambuí. Tais rochas encontram-se deformadas por uma tectônica rúptil cuja expressão local são falhas direcionais sinistrais, falhas inversas e dobras de deslizamento flexural (Magalhães, 1989). Embora essas rochas se encontrem deformadas, as exposições contínuas nos cortes ao longo da rodovia MG-050 e em estradas vicinais permitiram discriminar as fácies e associações de fácies presentes com vistas à definição do sistema deposicional presente.

Foram reconhecidas as seguintes fácies, utilizando, parcialmente, a simbologia sugerida por Martins Neto (1993) e por Miall (1978):

UG-CS - conglomerado suportado pelos clastos, pobremente selecionados, com seixos subarredondados de quartzo, quartzito, siltitos, rochas básicas, granitóides e riolitos. Possui raros seixos de conglomerado de matriz pelítica (clastos de *M-MS*) e blocos de quartzito e pelito. A matriz é formada por areia média, apresentando alguns grânulos e raras palhetas de moscovita. Possui um aspecto maciço;

NG-CS - Conglomerado suportado pelos clastos, com seixos de mesma constituição dos da fácies anteriormente descrita, com diâmetro variando entre 2,0 e 15,0cm, matriz arenosa com pequenos grânulos. Apresenta-se estratificado, freqüentemente mostrando granodecrescência ascendente. Normalmente assentam-se sobre superfícies erosivas e em canais, principalmente sobre a fácies *UG-CS*;

M-MS - conglomerado suportado por uma matriz silto-argilosa com clastos de quartzito, quartzo, arenito, granitóide, riolito e blocos de conglomerados da fácies *UG-CS*;

Sg - arenito fino apresentando granodecrescência ascendente para silito, em corpos com geometria sigmoidal com espessura de 0,60m e comprimento de 1,60m. Ocorre preenchendo canais;

Sgl - arenito geralmente arcossiano apresentando granodecrescência ascendente e geometria lenticular com espessura média de 8,0cm, raramente atingindo espessura de 2,0m. As lentes de maior espessura apresentam ondulações e laminações cruzadas no topo. Por vezes estão presentes grânulos e seixos dispersos cujo diâmetro varia entre 0,2 e 6,0cm;

P - argilito laminado, freqüentemente intercalado com lâminas de silito e lentes de arenito (*Sgl*);

Pdc - argilito laminado com intercalações de silito, lentes de arenito (*Sgl*) e seixos e grânulos arredondados de quartzito, quartzo bastante esparsos.

As fácies e associações de fácies acima foram geradas pelos processos mostrados no quadro 1.

CONCLUSÕES

As fácies e associações de fácies presentes e seus processos corroboram a interpretação de que as rochas sedimentares associadas aos conglomerados Samburá no flanco leste da Serra da Pimenta tenham sido depositadas em um *fan-delta* ou seja, em um leque aluvial cujas porções distais adentrariam em corpos aquosos.

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.M. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 140p.(BOLETIN 136).
- BRANCO, J.J.R. 1957. Conglomerado do Samburá, MG. *An. Acad. Bras. de Ciências*, 28:295-302.
- CAMPOS NETO, M.C. 1984. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante-Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geoc.*, 14:81-91.
- CASTRO, P.T.A. 1994. Os conglomerados associados ao Grupo Bambuí a sul da Faixa Brasília, na porção norte da Serra da Pimenta, MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Balneário de Camboriú. 1994 *Anais ... Balneário de Camboriú*, SBG, v.3, p.236-237.
- DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo no Brasil Central. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* SBG, v.2, p.597-610.
- FRITZSONS Jr, O.; BIONDI, J.C.; CHABAN, N. 1980. Geologia da região de Piumhi (MG). In: CONG. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. *Anais ... Camboriú*, SBG, v.5, p.2906-2917.
- KARFUNKEL, J.; HOPPE, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in Central-Eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 65: 1-21.
- MAGALHÃES, P.M. 1989. *Análise estrutural qualitativa das rochas do Grupo Bambuí, na porção sudoeste da Bacia do São Francisco*. UFOP/EM/DEGEO. Tese de mestrado. 100p.
- MARTINS NETO, M.A. 1993. *The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil*. Tese de doutoramento, Univ. Freiburg, Alemanha. *Freiburger Geowiss. Beitr.*, vol.4, 155p.
- MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall ed.: *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 5, p. 597-604.
- POSTMA, G. 1984. Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrija Fan Delta, Pliocene, Southern Spain. In: E.H. Koster & R.J. Steel ed.: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10, p.237-258..
- SIMÕES, L.S.A.; VALERIANO, C.M. 1990. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal*, SBG, v.6, p.2564-2575.
- TOMPKINS, L.A.; GONZAGA, G.M. 1991. Geologia do diamante. In: Schobenhau, C.; Queiroz, E.T.; Coelho, C.E.S. coords. 1991. *Principais depósitos minerais do Brasil*, vol. 4-A, p.53-113. DNPM/CPRM. Brasília.

Quadro 1 - Fácies, processos formadores e possíveis ambientes (loci deposicionais)

Fácies \ Associações de fácies	Processos Formadores	Locus deposicional \ ambiente
UG-CS	fluxos de detritos não coesivos	ombreiras de canais \ lobos de fluxo de detritos
NG-CS		
M-MS	fluxos de detritos coesivos	
Sg	fluxos direcionais subaquosos	parte externa \ distal dos leques
Sgl		
P	precipitação	plataformal \ "prodelta"
Pdc	lavagem por gravidade (<i>gravity winnowing</i>)*	

* Postma (1984)

POSICIONAMENTO LITOESTRATIGÁFICO DOS FOSFORITOS DA FORMAÇÃO VAZANTE NA REGIÃO DE COROMANDEL-ROCIINHA-LAGAMAR, MINAS GERAIS

MARCEL A. DARDENNE - UNB
FLÁVIO H. FREITAS-SILVA - UNB
JÚLIO F. C. SOUZA - UNB
GISLENE M. S. NOGUEIRA - UNB
JOSÉ ELOI G. CAMPOS - UNB

INTRODUÇÃO

Apesar do dobramento intenso e das falhas inversas longitudinais que podem provocar a repetição e até mesmo inversões de camadas, os trabalhos desenvolvidos na região de Coromandel-Rocinha-Lagamar permitiram situar as ocorrências e depósitos de fosforitos na porção basal da Formação Vazante (Dardenne, 1978, 1979). Esta formação, essencialmente argilo-carbonatada, foi correlacionada anteriormente à Formação Paraopeba do Grupo Bambuí (Barbosa et al., 1970). A presença de depósitos de fosforitos na região foi assinalada pela CPRM/PROSPEC (Chaves et al., 1976). Trabalhos específicos sobre os fosforitos foram desenvolvidos por Dardenne et al. (1986), Da Rocha Araújo (1988), Da Rocha Araújo et al. (1992), Nogueira (1993) e Souza (1995).

Neste trabalho detalha-se, o posicionamento litoestratigráfico das diversas ocorrências de fosforitos na porção basal da Formação Vazante que foi subdividida, da base para o topo em 7 unidades.

LITOESTRATIGRAFIA DA PORÇÃO BASAL DA FORMAÇÃO VAZANTE

UNIDADE A - Considerada como basal, é constituída por bancos métricos de quartzitos brancos, às vezes microconglomeráticos, intercalados com níveis pelíticos ardosianos. Na região de Coromandel, nas imediações dos rios Santo Antônio do Bonito e Santo Inácio, é caracterizada pela presença de diamictitos com seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, metassiltitos, ardósias e granitóides, flutuando em uma matriz pelítica (Barbosa et al., 1970; Tompkins & Gonzaga, 1989; Gonzaga & Tompkins, 1991). A matriz pelítica desses paraconglomerados apresenta-se às vezes ligeiramente fosfatada, as maiores concentrações de fosfato encontrando-se disseminadas nas intercalações argilosas e na forma de finos níveis de fosfarenitos ricos em intraclastos e pellets. Essas ocorrências constituem o primeiro intervalo fosfatado conhecido na região, sendo denominado Fosforito 1.

UNIDADE B - É composta por um pacote de metarritmitos representado por finas intercalações centimétricas a decimétricas de quartzitos e ardósias alteradas com coloração amarelada e avermelhada. A passagem da unidade A para a unidade B é transicional.

UNIDADE C - Apresenta-se predominantemente na forma de um espesso pacote de ardósias e metassiltitos regularmente intercalados, com coloração de alteração amarelada e avermelhada. Em direção ao contato com a unidade fosfatada que a sobrepõe, observa-se uma zona de transição representada por ardósias cinza escuro carbonáticas, piritosas, com finas intercalações fosfáticas. Nesta unidade registram-se ainda ocasionais lentes de dolomitos rosados e paraconglomerados.

UNIDADE D - De cor essencialmente amarelada, apresenta um aspecto bandado característico, evidenciado por níveis de material acinzentado, maciço e resistente, rico em fosfato, com espessura variável (centimétrica a decimétrica), alternando com leitos pelíticos amarelados. Esta sequência fosfatada, intensamente microdobrada, é relativamente contínua, principalmente na base, com espessura aflorante aproximada de 250m. no depósito de Rocinha. Para o topo, a rocha fosfática encontra-se na forma de lentes nas ardósias amareladas estéreis ou pobres em fosfato ($P_2O_5 < 5\%$), caracterizada pela presença de glauconita (Da Rocha Araújo, 1988; Da Rocha Araújo et al., 1992).

Os horizontes fosfatados são representados por fosfolutitos e fosfarenitos. Esses últimos são constituídos por intraclastos, pellets e pseudo-oólitos de natureza fosfatada, envolvidos por uma matriz de apatita microcristalina. Destaca-se o crescimento de prismas de apatitas secundárias em volta dos intraclastos e nos espaços vazios (voids).

O mineral preponderante é uma fluor-apatita com baixos teores de CO_2 e OH^- , tendo sido interpretada como uma transformação da carbonato-fluor-apatita primária durante o metamorfismo e o intemperismo (Da Rocha Araújo et al., 1992). Durante a alteração supergênica, desenvolveram-se apatitas ricas em alumínio do tipo wavelita (Nogueira, 1993).

O intervalo fosfatado acima descrito constitui o depósito de Rocinha, sendo denominado Fosforito 2. As reservas são da ordem de 415 MT com teores médios variando entre 11 e 13% de P_2O_5 .

UNIDADE E - Foi subdividida em duas subunidade E1 e E2 em função das variações laterais de fácies observadas entre os depósitos de Rocinha e Lagamar.

A Subunidade E1 ocorre na área de Rocinha, onde o depósito de fosfato é sobreposta por um espesso pacote de ardósias vermelhas, argilosas e totalmente estéreis, mostrando um aspecto relativamente homogêneo nos raros afloramentos visíveis. Pequenas lentes de paraconglomerados são descritas nesta subunidade (Chaves et al., 1976).

A Sub-unidade E2 distribui-se lateralmente em relação a E1, caracterizando-se em direção ao depósito de Lagamar por uma sedimentação rítmica representada pela alternância de fosfarenitos cinza escuro e fosfolutitos. Os fosforitos de Lagamar apresentam características semelhantes aos de Rocinha, com a presença de intraclastos, pellets, pseudo-oolitos, matriz micrítica e crescimento de prismas secundários de apatita (Nogueira, 1993). O volume de fosforito é bem menor em relação à Rocinha (da ordem de 5 MT), mas com teores entre 30 e 35% de P_2O_5 . Este intervalo de fosfato foi denominado Fosforito 3.

UNIDADE F - É composta por metarritmitos onde alternam-se níveis de ardósias, metassilitos e quartzitos. Em direção ao topo intercalam-se níveis de ortoconglomerados com seixos de quartzitos, metassilitos, quartzo e calcários pretos, descritos como "Conglomerado Arrependido" por Dardenne et al. (1989).

UNIDADE G - Sobrepe-se à unidade anterior, sendo descrita sob a denominação Membro Lagamar (Dardenne et al., 1889; Campos Neto, 1984). É caracterizada pela sedimentação carbonática na forma de calcários pretos, dolomitos cinza escuros, doloruditos e, sobretudo, belíssimos biohermas de cor rosada a bege claro com esteiras plano paralelas, oncólitos e estromatólitos colunares com laminações convexas e cônicas pertencendo aos gêneros *Kussiella*, *Colonnella*, *Conophyton* e *Jacutophyton*. Esses biohermas interdigitam-se lateral e verticalmente com a espessa sequência pelítica denominada Membro Serra do Garrote por Dardenne (1978, 1979) que se sotopõe aos dolomitos da região de Vazante. O Membro Serra do Garrote é representado por ardósias cinza escuro, às vezes carbonosas, alterando-se, em superfície, para cores amareladas e avermelhadas.

CONCLUSÕES

Na região de Coromandel-Rocinha-Lagamar, as ocorrências de rochas fosfatadas constituem três intervalos distintos de fosforitos, situados na porção basal da Formação Vazante, em posição litoestratigráfica inferior às principais lentes dolomíticas estromatolíticas conhecidas, sendo associadas a fácies pelíticas de águas profundas.

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C. & RODRIGUES DA CUNHA, C. A. B. 1970. **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro. **DNPM/DFPM**. Bol., **136**, 140p.
- CAMPOS NETO, M. C. 1984. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (Região de Vazante-Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geoc.*, **14**:81-91.
- DARDENNE, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. An. **30o CONGRE. BRAS. GEOC.**, SBG, Recife. v.2, p.597-610.
- DARDENNE, M. A. 1979. **Les minéralizations de plomb, zinc, fluor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central**. Thèse Docteur de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI. 251p.
- DARDENNE, M. A.; NOGUEIRA, G. M. S. & CAMPOS, J. G. E. . 1989. Litoestratigrafia e ambientes de sedimentação na região de Lagamar, MG. An. **5o SIMP. GEOL. MINAS GERAIS**. Belo Horizonte, SBG, Bol. **10**, p.271-274.
- DARDENNE, M. A.; TROMPETTE, R.; MAGALHÃES, L. F. & SOARES, L. A. 1986. Proterozoic and Cambrian phosphorites - Regional review: Brazil. In: COOK, P. J. & SHERFOLD, J. H. (eds.) **Proterozoic and Cambrian phosphorites**. London. Cambridge Univ. Press. p.116-131.
- DA ROCHA ARAUJO, P. R. 1988. Les phosphorites d'âge Protérozoïque Moyen de Rocinha (Minas Gerais, Brésil): Genèse et évolution d'un gisement de phosphate tectonisé et métamorphisé au Brésilien. Thèse Doct. Sci., Aix-Marseille III. 232p.
- DA ROCHA ARAUJO, P. R.; FLICOTEAUX, R., PARRON, C. & TROMPETTE, R. 1992. Phosphorites of Rocinha mine - Patos de Minas (Minas Gerais, Brazil): genesis and evolution of a Middle Proterozoic deposit tectonized by the Brasiliano Orogeny. *Econ. Geol.*, **87**:332-351.
- GONZAGA, G. M. & TOMPKINS, L. A. 1991. Geologia do diamante. In: SCHOBENHAUS, C.; QUEIROZ, E. T. & COELHO, C. E. S.(orgs.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília. DNPM. v.4, Parte A - Gemas e rochas ornamentais, p.53-113.
- NOGUEIRA, G. S. M. 1993. Enquadramento litoestratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG - Formação Vazante - Proterozóico Médio. Brasília. UnB. Diss. Mestrado. 165p.
- SOUZA, J. C. F. 1995. Geologia da região de Coromandel - MG. Brasília. UnB. Diss. Mestrado (em elaboração).
- TOMPKINS, L. A. & GONZAGA, G. M. 1989. Diamonds in Brazil and proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, **84**:591-602.

ANÁLISE DE ELEMENTOS ARQUITETURAIS NA CARACTERIZAÇÃO DO SISTEMA FLUVIAL DA FORMAÇÃO UBERABA, CRETÁCEO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ, NO TRIÂNGULO MINEIRO

PAULO DIAS FERREIRA JÚNIOR - Mestrado em Geologia - DEGEO/EM/UFOP
WILSON JOSÉ GUERRA - DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

Este trabalho discorre sobre o ambiente deposicional das rochas sedimentares da Formação Uberaba (Cretáceo Superior do Grupo Bauru, Bacia do Paraná) nas vizinhanças de Uberaba, no Triângulo Mineiro. Foi aplicada a análise de elementos arquiteturais, proposta por Miall (1985), que fornece uma visão tridimensional dos depósitos fluviais a partir de afloramentos bidimensionais. O local escolhido fica às margens da BR 050 (que liga Uberaba a Uberlândia), 500 m após a ponte sobre o Rio Uberaba. Esta Formação foi estudada por diversos autores, entre eles Hasui (1968), Barcelos (1984), Barcelos *et al.* (1987) e Ferreira Jr. & Guerra (1993).

MÉTODOS

A base deste método é o estudo de superfícies de descontinuidade presentes nas rochas sedimentares, classificadas em ordem hierárquicas, que definem corpos tridimensionais denominados de elementos arquiteturais, que compõem um dado sistema deposicional. Estas superfícies separam as unidades deposicionais, que variam de pequenas formas de leito, a complexos de canais e paleovales e representam intervalos de não deposição ou erosão que variam de alguns minutos a centenas de milhares de anos (Miall, 1988a). Na delimitação e classificação destas superfícies devem ser observados três princípios (Miall, 1988b): (a) uma dada superfície pode ser truncada por outra de igual ou maior ordem, mas nunca por outra de menor ordem, (b) na definição de uma superfície, deve-se tomar, como base, outra de maior ordem, (c) superfícies de baixa ordem podem aumentar de ordem lateralmente. A tabela 1 mostra um sumário destas superfícies.

Miall (1985) subdividiu os depósitos fluviais em oito elementos arquiteturais básicos, que são separados por superfícies de 3ª ordem e caracterizados por uma assembléia de litofácies geneticamente relacionadas, geometria interna e natureza dos contatos superior e inferior. De acordo com a direção de crescimento das macroformas (dadas por superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem), elas podem ser classificadas como DA (*downstream accretion*

macroforms - macroformas de acreção a jusante) ou LA (*lateral accretion* - macroforma de acreção lateral), existindo, ainda, uma gradação entre elas. Miall (1994) sugeriu uma divisão arbitrária entre as DA e LA, tomando como base o ângulo que elas fazem com a direção regional do fluxo (dado pela direção de estratos cruzados): paralelo ou até 60°, depósitos de acreção à jusante; em alto grau - 60° a 90° - depósitos de acreção lateral.

ANÁLISE DE ELEMENTOS ARQUITETURAIS

Foram identificados dois tipos de macroformas: (a) 2A-DA, 3-DA, 4-DA, 5A-DA, 6A-DA, 7-DA e 9A-DA interpretadas como depósitos de acreção a jusante, DA; (b) 8-DA, formada por depósitos de acreção lateral, LA. Os elementos arquiteturais foram numerados de acordo com suas relações genéticas e em ordem cronológica de deposição (Figura 1).

A macroforma 6A-DA, tomada como exemplo de depósitos de acreção a jusante, é constituída pelas litofácies Ac, Ae e S. Os limites superior e inferior são dados por superfícies de 5ª e 4ª ordem, mostrando que esta macroforma se desenvolveu ora sobre a base dos canais ora sobre outra macroforma (5A-DA). Em alguns pontos, as superfícies de 3ª ordem, desenvolvem-se do topo para a base, cortando em ângulo relativamente alto (~ 12°) superfícies inferiores de menor grau hierárquico. A direção de crescimento das superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem é 259°, apresenta baixa dispersão em relação à direção do fluxo (234°), tomada a partir de estratos cruzados, o que é indicativo de um depósito de acreção à jusante. A parte superior desta macroforma é marcada pelo elemento 6B-CH (*channels* - canais), representante de depósitos de pequenos canais. Ocorrem depósitos tipo *lag* associados à superfície basal deste elemento (3ª ordem), que é côncava para cima e corta em alto ângulo (26°) os estratos inferiores. As superfícies internas de menor ordem também são côncavas para cima (Fig. 1).

As macroformas 2A-DA, 5A-DA e 9A-DA são interpretadas de maneira análoga à anterior: depósitos de acreção à jusante com a parte superior recortada por pequenos canais.

A macroforma 8-LA, é apontada como exemplo de depósito de acreção lateral (Fig. 1). Esta unidade em muito se assemelha à anterior, podendo se desenvolver sobre a base de canais (superfície de 5ª ordem) ou sobre outra macroforma (7-DA). Mudanças na orientação desta forma de leito são registradas por superfícies de 3ª ordem, que cortam em alto ângulo (19°) superfícies de 2ª e 1ª ordem. A distinção entre os estilos de sedimentação das macroformas 6A-DA e 8-LA é feita pela direção de crescimento. 8-LA, que cresceu orientada segundo 340°, faz um ângulo maior que 60° com a direção do fluxo (234°), sugerindo, assim, um depósito de acreção lateral.

CONCLUSÕES

Com base no registro das macroformas, sugere-se, aqui, um estilo fluvial de rios entrelaçados com baixa a média sinuosidade, para os arenitos da Formação Uberaba, aflorantes na BR 050. O predomínio dos elementos DA (2A-DA, 3-DA, 4-DA, 5A-DA, 6A-DA, 7-DA e 9A-DA) sobre LA (8-LA), indica que a deposição destes arenitos se deu, principalmente, a jusante. As condições para o desenvolvimento do elemento 8-LA são, provavelmente restritas, pois este tipo de depósito é indicativo de canais com alta a média sinuosidade, incompatíveis com a direção regional do fluxo (261°), que apresenta uma baixa dispersão das medidas de paleocorrente. O predomínio de DA, freqüentemente recortado por CH, sugere sedimentos depositados a jusante, em períodos de cheias, posteriormente retrabalhados por pequenos canais que dissecaram, em parte, o topo das macroformas, nos períodos de baixa dos rios.

AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer à FAPEMIG - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, pelo apoio financeiro (Processo 100/92), bem como ao Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price da Prefeitura de Uberaba, pelo suporte à realização deste trabalho e ao Prof. Paulo de Tarso A. Castro (DEGEO/EM/UFOP) pela revisão crítica do texto.

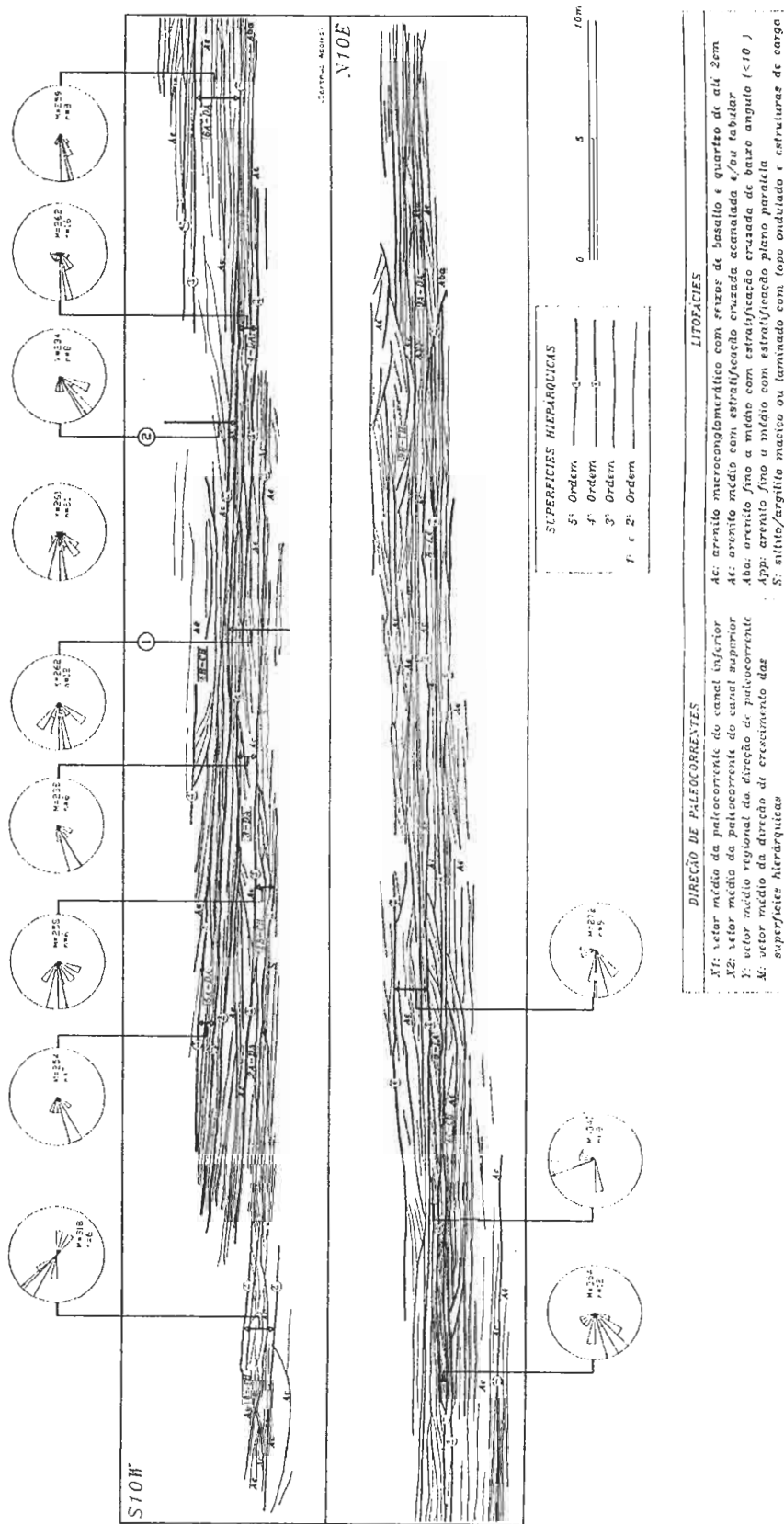
BIBLIOGRAFIA

- BARCELOS, J.H. 1984. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo. Tese de Livre Docência, Rio Claro, IGCE - UNESP, 190 p.
- BARCELOS, J.H.; SUGUIO, K.; GODOY, A.M.; HIRATA, R.A.; GONTIJO, R.C. 1987. Aspectos litoestratigráficos da Formação Uberaba, Cretáceo da Bacia do Paraná. *Geociências*, 5/6: 31-42.
- FERREIRA JR., P. D. & GUERRA, W. J. 1993. Estudo preliminar sobre o ambiente deposicional da Formação Uberaba. In: SIMP. GEOL. DE MINAS GERAIS, 7. *Anais...* SBG - MG. p.12-16.
- HASUI, Y. 1968. A Formação Uberaba. In: CONG. BRAS. GEOL., 22. Belo Horizonte. *Anais...*Belo Horizonte. SBG. p.167-179.
- MIALL, A.D. 1985. Architectural elements analyses: A new method of facies analyses applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22 (4):261-308
- MIALL, A.D., 1988a. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sediment. Geol.* 55 (1/2): 233-262.
- MIALL, A.D., 1988b. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *Am. Assoc. Pct. Geol. Bull.* 72: 682-697.
- MIALL, A.D. 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstones, Book Cliffs, Utha. *Journal of Sedimentary Research*, B64 (2): 146-158.

Tabela 1: Superfícies hierárquicas (modificado de Miall, 1988a, b)

ORDEM	CARACTERÍSTICAS	SIGNIFICADO
1	plana, não erosiva, limita estratos individuais do mesmo tipo	separa seqüências cíclicas de pequena escala, mostrando continuidade na sedimentação
2	plana, pouco erosiva, limita <i>coSETS</i> ou assembléia de fácies geneticamente relacionadas	indica variações nas condições ou orientação do fluxo, sem parada significativa da sedimentação
3	erosiva, com ângulo de até 15°, estende-se de cima para baixo separando assembléias de fácies similares	indica mudanças na orientação da macroforma provocadas por reativações de grande escala decorrentes de processos sazonais
4	plana ou convexa para cima, separa assembléias de fácies com orientações diferentes	limite superior das macroformas
5	plana ou côncava para cima, marcada por estruturas de corte e preenchimento e associada a depósitos tipo <i>lag</i>	limita complexos de preenchimento de canais
6	irregular, define subdivisões estratigráficas mapeáveis	separa grupos de canais e paleovales

Figura 1: Análise de elementos estruturais na BR-050



CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO BEBEDOURO (PROTEROZÓICO SUPERIOR) NO ESTADO DA BAHIA

JOSÉ TORRES GUIMARÃES - CPRM

JOSÉ MARIA LANDIM DOMINGUEZ - Curso de Pós-Graduação em Geologia - UFBA

INTRODUÇÃO

A Formação Bebedouro ocorre na parte central do Estado da Bahia, na região da Chapada Diamantina Oriental. Esta unidade apresenta espessuras variáveis de 1 a 200m, posicionando-se estratigraficamente na base do Grupo Una (Neoproterozóico) e sendo sobreposta pelas rochas carbonáticas pertencentes à Formação Salitre, do mesmo Grupo. Os sedimentos da Formação Bebedouro distribuem-se descontinuamente por uma área superior a 40.000km², aflorando nas margens de amplas estruturas sinformais, moldadas nas rochas do Supergrupo Espinhaço (mesoproterozóico), denominadas informalmente de bacias de Irecê, Salitre, Utinga e Ituaçu (Fig. 1). Uma origem glacial tem sido normalmente atribuída à Formação Bebedouro. Depósitos glaciogênicos neoproterozóicos correlacionáveis à esta formação ocorrem nos estados de Minas Gerais, Goiás, Tocantins, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, sendo todos englobados na chamada glaciação "Jequitar" (Gonzaga & Dardenne 1991). As poucas idades disponíveis para a Formação Bebedouro, determinadas pelos métodos do Rb/Sr e K/Ar indicam uma época de deposição entre 950 e 800 Ma (Macedo & Bonhomme 1984).

LITOFÁCIES DA FORMAÇÃO BEBEDOURO

O estudo aqui apresentado compreende uma caracterização sedimentológica da Fm. Bebedouro em toda a sua área de ocorrência no Estado da Bahia. Os sedimentos que compõem esta formação podem ser agrupados em três litofácies distintas:

Litofácies de Diamictitos

Compreende diamictitos de matriz argilosa e arenosa (arcosiana e grauváquica). A matriz apresenta caráter maciço ou grosseiramente estratificado de cores variadas (avermelhada, arroxeadada e cinza) na qual flutuam uma gama variada de clastos com tamanho variando de grânulo a bloco ou matacão de dimensões métricas. Estes clastos apresentam composição variada (granito róseo e cinza, gnaíse, pegmatito, migmatito, rocha básica, quartzo ou quartzito cinza a branco, calci-silicática, quartzito verde, arenito rosado, argilito, calcário e chert). Não se encontram estrias ou "grooves" nesses clastos ainda que alguns se mostrem grosseiramente facetados e polidos. A distribuição dos clastos na matriz é caótica ou do tipo cauda grossa e alguns podem apresentar-se imbricados segundo o eixo "b". Os diamictitos

ocorrem em bancos tabulares centimétricos a métricos, ou formando canais rasos, por vezes superpostos e com larguras de até 6m. Embora a grande maioria destes bancos exibam aspecto maciço, alguns apresentam estratificação paralela e/ou acanalada, estratificação cruzada e marcas de ondulação simétricas no topo. Algumas lentes centimétricas de arcósio ocorrem por vezes no interior do diamictito. Foi observada uma variação na composição e às vezes no tamanho dos clastos nas diversas áreas de ocorrência da Formação Bebedouro indicando áreas-fonte variadas.

Litofácies de Arenitos

Compreende arenitos com granulação fina a média, de cores avermelhada, rosada e cinza esverdeada com os grãos de quartzo quase sempre impregnados com óxido de ferro. Os grãos de areia apresentam-se sub-arredondados a arredondados. Estratificação plano-paralela, estratificação cruzada de espessura centimétrica e marcas de ondulação assimétricas predominam nesta litofácies, embora alguns arenitos possam apresentar aspecto interno maciço. A litofácies de arenitos normalmente recobre a litofácies de diamictitos segundo contatos bruscos e irregulares. Por vezes estas duas litofácies se alternam de maneira cíclica.

Litofácies de Pelitos e Ritmitos

Compreende pelitos de cores avermelhada, arroxeadada e esverdeada finamente laminados ou ocasionalmente maciços. Os ritmitos são constituídos por intercalações de arcósios e grauvacas com estes pelitos. Não são raros os afloramentos desta litofácies contendo clastos dispersos (pingados). Os arcósios têm granulação variável de fina a grossa, cores arroxeadada, cinza claro a amarelada e rosada, e são via de regra mal selecionados. As estruturas sedimentares predominantes são a laminação plano-paralela e a gradação normal. As grauvacas têm granulação fina a grossa, cores avermelhada, arroxeadada e cinza, são mal selecionadas e contêm por vezes, fragmentos de rochas argilosas e feldspáticas. Estratificação plano-paralela, estratificação cruzada e marcas de ondulação assimétricas são as estruturas sedimentares dominantes. Os contatos da litofácies de pelitos e ritmitos com as demais litofácies podem ser gradacional ou brusco. As três litofácies descritas acima apresentam contatos bruscos e concordantes com os calcários da Formação Salitre sobrepostos. Pelo menos em uma localidade (Bacia do Salitre) foi

encontrado um possível paleossolo (concreções ferruginosas com seixos dispersos) separando o diamictito fresco, de bancos de dolomitos com estruturas indicativas da ação de tempestades. Adicionalmente, na Bacia de Ituaçu foi encontrado um conglomerado de matriz carbonática sobreposto diretamente ao diamictito e recoberto por calcários com estratificação cruzada. Os dados de paleocorrentes obtidos nas litofácies de arenitos e de pelitos e ritmitos são até o momento em pequeno número e portanto insuficientes para se fazer qualquer prognóstico a respeito das direções de paleofluxos que atuaram durante a deposição da formação.

CONCLUSÕES

Os diamictitos são as litofácies mais utilizadas para interpretar sedimentos mal selecionados como tilitos. No caso da Formação Bebedouro, esta litofácies tem ampla distribuição por toda a área estudada, porém apresenta quase sempre geometria em canal e/ou está associada às litofácies de arenitos e de pelitos e ritmitos, não exibindo qualquer feição normalmente diagnóstica de sedimentos depositados pela ação direta de geleiras, a não ser a grande variedade dos clastos presentes. Um outro aspecto a considerar na litofácies de diamictitos é a diminuição do tamanho

dos clastos de leste para oeste. Este fato é consistente com uma origem gravitacional de fluxo de detritos para esta faciologia. Na litofácies de arenitos predominam estruturas trativas indicativas da deposição pela ação de correntes, possivelmente em sistemas fluviais. Na litofácies de pelitos e ritmitos as estruturas sedimentares indicam deposição pela ação de correntes de turbidez. Todas estas evidências sugerem que a Formação Bebedouro não representa a deposição pela ação direta do gelo e sim o retrabalhamento de depósitos glaciais por fluxos de detritos, correntes de turbidez e rios temporários, sendo portanto mais apropriadamente classificados como depósitos dos tipos flúvio-glacial e glacio-marinho/glaciolacustre.

REFERÊNCIAS

- Gonzaga, G.M. & Dardenne, M.A. 1991. The Jequitai glacion and the dispersion of diamonds during the Upper Proterozoic. In International Kimberlite Conference, 5, Araxá, 1991. Field Guide Book. Brasília, CPRM Special Publication 3, 89-93.
- Macedo, M.A.F. & Bonhomme, M.G. 1984. Contribuição a cronoestratigrafia das Formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos metodos Rb-Sr e K-Ar. Rev. Bras. Geoc., 14: 153-163.
- Mascarenhas, J.F. 1990. Uma síntese sobre a Geologia da Bahia. Salvador, SME/SGM, 98p.

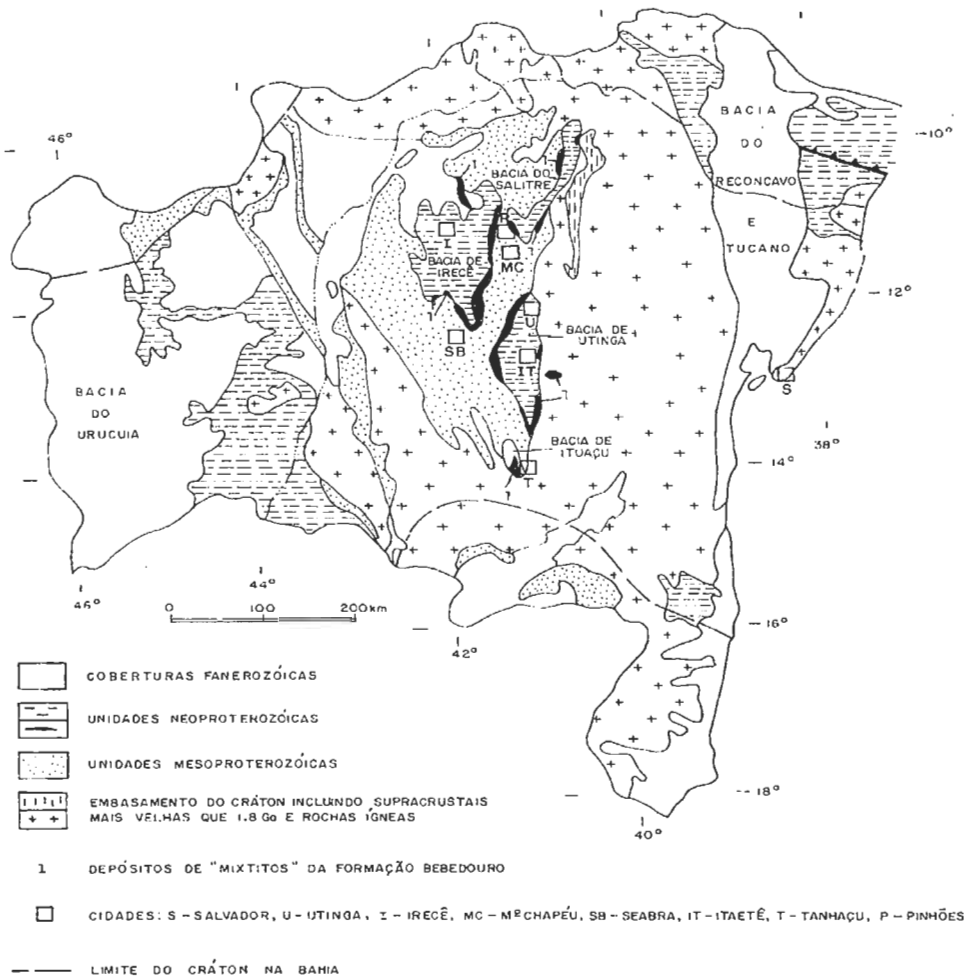


Fig. 1 - Depósitos de "Mixtitos" do Proterozóico Superior no Estado da Bahia, e suas relações com o Crátom São Francisco (Adaptado de Mascarenhas, 1990).

CONSIDERAÇÕES MORFO-GENÉTICAS SOBRE CAVERNAS EM QUARTZITOS NA CORDILHEIRA DO ESPINHAÇO

FERNANDO VERASSANI LAUREANO - Guano Speleo-IGC/UFMG

FERNANDO LUIS LUCENA CANÇADO - Guano Speleo-IGC/UFMG

No Cadastro Nacional de Cavidades Naturais, elaborado pela SBE (Sociedade Brasileira de Espeleologia), nota-se a existência de cavernas em rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço desde Lençóis (BA) até Conceição do Mato Dentro, em Minas Gerais. Estas cavernas encontram-se disseminadas nas cordilheiras da Chapada Diamantina e Espinhaço Meridional apresentando algumas concentrações locais como na região de Diamantina/Gouveia. Nota-se, no entanto, a carência de trabalhos publicados, ficando as mesmas fadadas a serem meros números cadastrais.

As recentes descobertas efetuadas pelo Guano Speleo nas regiões de Conceição do Mato Dentro e Palmeiras (BA), estas em trabalho conjunto com o CRA (Centro de Recursos Ambientais - BA), não só aumentam o número de cavidades conhecidas, como também são fontes, em conjunto, de informações morfológicas e de espeleogênese neste contexto.

O presente trabalho apresenta os primeiros resultados obtidos na exploração, mapeamento e estudo de duas novas cavernas em quartzito na Cordilheira do Espinhaço. Ambas tiveram sua existência indicada por moradores locais, foram exploradas e topografadas em escala 1:200, com grau de precisão 3D (BCRA), procurando-se avaliar os contextos estratigráfico e estrutural onde estas evoluíram.

GRUTA DO RIACHINHO (BA-196)

Localiza-se na região conhecida como Vale do Capão, no município de Palmeiras, situando-se aproximadamente a 5km ao sul do distrito de Caeté-Açu, possuindo coordenadas geográficas 12°35'41"S e 41°29'45"W e altitude da boca 960m.

O Vale do Capão constitui uma feição típica de inversão de relevo ao longo do Anticlinal de Lençóis (Montes, 1977). As rochas pelíticas da Sequência Depositional Paraguaçu-Rio dos Remédios recobrem o fundo do vale, enquanto as escarpas laterais são sustentadas pelos quartzitos com estratificação cruzada e leitos conglomeráticos polimíticos da Sequência Depositional Tombador-Caboclo.

A caverna desenvolveu-se nos quartzitos da S.D. Tombador-Caboclo, posicionando-se no flanco W do referido anticlinal. Neste local a rocha apresenta estratificação plano-paralela com atitude do acamamento N15E/20NW, arcaçou sustentado pelos grãos, cuja granulometria varia de areia fina a

grossa. A fração areia grossa é arredondada e a porção mais fina subarredondada. A presença de cimento silicoso e silicificação é característica da rocha, enquanto no interior da gruta esta apresenta-se de forma bastante friável, podendo ser facilmente desagregada.

Possui desenvolvimento em projeção horizontal de 201m e desnível total de 26m. A entrada pode ser caracterizada como originada por abatimentos, com blocos abatidos recobertos por sedimentos recentes formando uma rampa até a zona afótica. O conduto principal estende-se da boca até o sumidouro segundo direção NS, possui o piso quase todo recoberto por blocos abatidos decimétricos e seção vertical aproximadamente retangular. Em alguns pontos formaram-se espeleotemas, dos tipos coralóide e cortina em sílica, recobertos por uma fina superfície de hidróxido de ferro, semelhantes aos descritos por Lima (1987). O conduto paralelo, também com direção NS, tem início num salão alçado em relação ao conduto anterior tendo comunicação através de fendas subverticais com o mesmo. A partir deste passa-se a um outro salão com seção vertical em forma de cogumelo e finalmente tem-se o conduto de teto baixo onde a rocha aflora predominantemente no teto e no piso, formando "panelas" neste último e pilares de rocha nas paredes, assumindo a forma de um "queijo suíço".

Três planos estruturais condicionam o desenvolvimento da caverna, (i) acamamento, (ii) fraturas NS e (iii) fraturas N60W, sendo estas subverticais. Subordinadamente, algumas feições EW, são notadas.

GRUTA DA BOCAINA

Situada no município de Conceição do Mato Dentro (MG), distrito de Tabuleiro, possui coordenadas geográficas 43°34'21"W e 19°5'2"S e altitude da boca 1250m, estando inserida na bacia hidrográfica do Rio Doce.

O vale do Rio Preto, na região do Tabuleiro, constitui um lineamento ENE, que na porção NE é caracterizado por trecho em *canyon* e mais a oeste separa escarpas escalonadas. Há relação direta entre a geologia e a geomorfologia local, onde o *canyon* representa o encaixamento da drenagem nos espessos quartzitos eólicos da Formação Galho do Miguel, enquanto o trecho escalonado deve-se a alternância pelito-psamítica da Formação Sopa-Brumadinho e

ainda sua passagem, já no topo da serra, para os quartzitos eólicos supracitados.

A gruta originou-se em um quartzito branco, bem selecionado, granulometria areia fina, arredondada, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte da Formação Galho do Miguel. O pacote encontra-se bastante fraturado, com fraturas NS, N50W e EW. Como na Gruta do Riachinho, a friabilidade da rocha é caracteristicamente maior no interior da caverna.

Sua morfologia geral é a de um grande laminador, com altura média de teto 0,80m, desenvolvido no acamamento (NS/20E), com pilares de rocha e blocos abatidos. Planos de fratura condicionam alguns contornos locais e as bocas, que encontram-se ambas num destes planos de atitude N5W/40SW. O acesso ao interior da cavidade se dá por um desnível superior a 3m. A partir deste ponto o desnível total é de +11m, tendo sido alcançado 174m de linha de trena, em projeção horizontal, no mapeamento.

No seu interior é percorrida por duas drenagens, uma principal que vem da direção oeste e outra, de menor fluxo que vem de NW, sendo o ponto de confluência próximo ao sumidouro. A análise da água forneceu valor de pH em torno de 5. A drenagem resultante ressurgiu a aproximadamente 10m da boca principal.

Os espeleotemas encontrados podem ser separados em dois grupos, onde o primeiro corresponde a pequenas estalactites e coralóides de sílica, recobertos ou não, por uma película de limonita. Ao segundo grupo associam-se escorrimentos, cortinas e micro-travertinos de material branco a castanho, argiloso, que provavelmente corresponde à alofana, por semelhança aos descritos por Lima (op.cit.).

CONSIDERAÇÕES SOBRE ESPELEOGÊNESE

Os resultados obtidos a respeito da gênese destas cavernas, levam a conclusões semelhantes às aquelas obtidas por Karmann (1986) e Urbani (1988).

O processo inicia-se com a dissolução da sílica ao longo de interseções entre acamamento e planos de fratura, permitindo a percolação da água e conferindo à rocha um caráter friável. A presença de espeleotemas de sílica constitui a evidência de que o processo de dissolução ocorre, mesmo a baixos valores de pH.

Posteriormente ocorre o processo de tubificação (“*piping*”), que consiste no transporte por arraste dos grãos livres e posterior alargamento por abrasão e erosão. A partir de então o processo de remoção mecânica é predominante, ocasionando morfologias do tipo “panelas”, “queijo suíço” conferido pelos pilares testemunhos e entalhamentos nas paredes.

Associado ao alargamento dos planos de dissolução e continuidade dos processos anteriores tem início a fase de abatimentos, que condiciona o desenvolvimento vertical das cavidades.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Prefeitura Municipal de Palmeiras, ao ambientalista Aloísio Cardoso (CRA-BA) e à diretoria do IGC/UFMG.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- KARMANN, I. 1986. Caracterização geral e aspectos genéticos da gruta arenítica “Refúgio do Maroaga”, AM-02. *ESPELEOTEMA*, 15: 9-18.
- LIMA, M.T. 1987. Considerações preliminares sobre o carste em quartzitos da Serra do Itacolomi e espeleotemas associados. *REM*, 40(4): 31-2.
- MONTES, M.L. 1977. Os conglomerados diamantíferos da Chapada Diamantina, BA, Brasil. UNB/IE-DG. Tese de mestrado. 102p.
- URBANI, F. 1988. Distribución y origen de cavidades en rocas silíceas, Venezuela. In: Congr. de Espeleologia da América Latina e Caribe, 1. Belo Horizonte, 1988. Anais..., Belo Horizonte, SBE. p.55.

INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DO TERCIÁRIO DA BACIA DO GANDARELA COM BASE NAS OCORRÊNCIAS DE DINOFLAGELADOS DE ÁGUA DOCE E OUTROS PALINOMORFOS

JOSÉ RICARDO MAIZATTO - DEGEO/EM/UFOP

MARÍLIA DA SILVA PARES REGALI - PETROBRÁS/SEREC/CENSUD

INTRODUÇÃO

A bacia cenozóica do Gandarela encontra-se localizada a nordeste do Quadrilátero Ferrífero, sendo descoberta e descrita inicialmente por GORCEIX (1884). Esta bacia terciária compõe-se de linhitos, arenitos, argilitos e conglomerados de origem flúvio-lacustre (MAIZATTO & CASTRO, 1993).

Historicamente, a origem e evolução da bacia do Gandarela esteve vinculada a duas hipóteses: uma delas estaria ligada a um processo de dolinamento (KRAHENBUHL et al., 1989) e a outra atribui um processo tectônico gerador (BRAJNIKOV, 1947). MAIZATTO & CASTRO (1993) admitem um processo tectônico, qualificado como rúptil distensivo para explicar a formação e o desenvolvimento desta bacia.

PINTO & REGALI (1991) dataram as rochas como sendo pertencentes ao intervalo de tempo do Eoceno Superior ao Mioceno Inferior. Atualmente os palinomorfos, principalmente os dinoflagelados, estão sendo analisados a partir de amostras de 11 testemunhos de sondagem de poços pertencentes à Minerações Brasileiras Reunidas, com o objetivo de caracterização de aspectos paleoclimáticos.

OS DINOFLAGELADOS PRESENTES NA BACIA DO GANDARELA

Uma das características das rochas sedimentares da bacia terciária do Gandarela é o seu vastíssimo conteúdo palinológico. Ocorrem ali uma infinidade de palinomorfos, além dos dinoflagelados de água doce, principal interesse do presente trabalho.

Devido à escassez de trabalhos sobre dinoflagelados dulciaquícolos, procurou-se agrupar as formas estudadas de acordo com as similaridades morfológicas que cada grupo apresentava, sendo possível caracterizar duas espécies principais *Cingulodinium gandarelensis* Maizatto, sp.n. (foto 1) e *Concinnuscysta brasiliensis*. Maizatto, sp.n. (foto 2).

OS DINOFLAGELADOS E OS INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS

De acordo com CHURCHILL & SARJEANT (1962), os dinoflagelados dulciaquícolos surgem quando ocorre uma diminuição temporária no nível d'água dos lagos, aumentando com isso a salinidade e tornando-a salobra. Esta diminuição na espessura da lâmina d'água do paleolago Gandarela, seria devido ao

desenvolvimento de condições climáticas semi-áridas na região, evidenciado pela ocorrência simultânea de dinoflagelados e grãos de pólen de gramíneas (ROTH & LORSCHHEITTER, 1991). Os indícios de condições climáticas semi-áridas, poderiam estar associadas ao resfriamento global que atingiu seu clímax no limite Eoceno/Oligoceno (KELLER, 1986 in: PINTO & REGALI, 1991). De acordo com aquele autor, durante o Oligoceno Inferior foi constatado a ocorrência de temperaturas flutuantes. Nas amostras da bacia do Gandarela, este resfriamento é confirmado com a presença de pólenes de gimnospermas muito frequentes nos sedimentos eocênicos e oligocênicos tornando-se mais raros nos intervalos miocênicos.

Em alguns intervalos pertencentes, principalmente, ao Eoceno e Oligoceno, as duas espécies novas *Cingulodinium gandarelensis* e *Concinnuscysta brasiliensis*, praticamente desaparecem quando são observados em lâmina a ocorrência associada de zigósporos de Zygnematales e *Botryococcus sp.*. Segundo COOKSON (1953), *Botryococcus sp.* habita ambientes de águas doces até salobras, já as algas pertencentes ao grupo das Zygnematales só se adaptam às águas doces sendo excelentes indicadores de ambientes lacustrinos mesotróficos (ZAMALOA, 1993).

CONCLUSÃO

Os dinoflagelados de água doce que ocorrem nos depósitos terciários da bacia do Gandarela, podem ser utilizados como indicativos de mudanças paleoclimáticas e paleoambientais que teriam ocorrido localmente durante o Cenozóico. Esses organismos indicariam prováveis condições climáticas semi-áridas, gerando uma diminuição temporária na espessura da lâmina d'água desse paleolago, tendo como consequência o aumento da salinidade. A possibilidade da ocorrência de condições semi-áridas, adquire maior consistência, com a associação de gramíneas e pólenes de gimnospermas apontando para condições semi-áridas ocasionadas por uma queda de temperatura. Esse resfriamento, segundo KELLER (op cit.), seria global e com alternâncias para períodos mais quentes durante o Eoceno e Oligoceno. As condições de semi-aridez dariam lugar às de maior umidade e conseqüentemente o paleolago do Gandarela adquiriria características mesotróficas, diagnosticadas a partir da ocorrência conjunta de zigósporos de Zygnematales e de *Botryococcus sp.*

BIBLIOGRAFIA

- BRAJNIKOV, B. - 1947 - Essai sur la tectonique de la région a l'est de Belo Horizonte, Minas Gerais; Brésil. Bull. Soc. Geol. France, 27(5): 321-335.
- COOKSON, I.C. - 1953 - Records of the occurrence of Botryococcus braunii, Pediastrum and the Hystrichosphaeridae in Cainozoic Deposits of Australia. Mem. Nat. Mus. Melbourne, 18: 107-123.
- CHURCHILL, D.M. and SARJEANT, A.S. - 1962 - Freshwater microplankton from Flandrian (Holocene) peats of South Western Australia. Gama Palynologica.3:(3): 29-43.
- GORCEIX, H. - 1884 - Bacias Terciárias d'água doce nos arredores de Ouro Preto - Gandarela e Fonseca - Minas Gerais - Brasil - Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, nº 3. Republicada na Revista da Escola de Minas, dezembro, 1951: 9-16 e 40.
- KRAHENBUHL, F.; PIRES, L.; SOUZA, N.B. - 1989 - Mapeamento geológico da região da Fazenda Gandarela, Quadrícula Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Trabalho de Graduação.UFOP. 74p.
- MAIZATTO, J.R. & CASTRO, P.T.A. - 1993 - Origem e Evolução da Bacia do Gandarela - Quadrilátero Ferrífero - M.G. - Anais do IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - SBG Núcleo MG - Bol.12:325-329.
- PINTO, A.D. & REGALI, M.S.P. - 1991 - Palinoestratigrafia dos sedimentos terciários da bacia do Gandarela, Minas Gerais - Brasil. Revista da Escola de Minas 44(1): 10-15.
- ROTH, L. and LORSCHREITER, M. L. - 1991 - Palynology of a peat in Parque Nacional de Aparados da Serra, Rio Grande do Sul, Brazil. Bol-IG-USP, Publ. Esp. 8: 153-157.



30μ

FOTO 1 - *Cingulodinium gandarelensis*



30μ

FOTO 2 - *Concinnuscysta brasiliensis*

CONSIDERAÇÕES SOBRE O AMBIENTE DEPOSICIONAL DO MEMBRO SERRA DA GALGA, CRETÁCEO DA BACIA DO PARANÁ

MARIÂNGELA G. PRAÇA LEITE - UFOP
NEWTON SOUZA GOMES - UFOP
MARIA DO CARMO SANTOS - UFOP
A. D. OLIVEIRA - UFOP

INTRODUÇÃO

A área investigada encontra-se inserida na Bacia do Paraná, mais precisamente no Triângulo Mineiro, próximo à cidade de Uberaba. As unidades aflorantes na região correspondem ao Grupo Bauru, de idade cretácica superior, representado pelas Formações Uberaba e Marília. O Membro Serra da Galga, objeto deste estudo, constitui a porção superior da Formação Marília, de idade cretácica superior (Fúlfaro & Barcelos 1991).

Apesar de conhecidas desde o início do século, as rochas do Grupo Bauru só ganharam destaque na década de 50, com o desenvolvimento de pesquisas paleontológicas (Price, 1957). O Membro Serra da Galga destaca-se por ser um dos maiores depósitos brasileiros de ossos de dinossauros, crocodilianos e quelônios, entre outros. Mas foi só nas décadas de 70 e 80 que surgiram os primeiros trabalhos regionais com estudos sedimentológicos e estratigráficos (Barbosa et al. 1970; Suguio 1981; Barcelos & Suguio 1987; Fúlfaro & Barcelos 1991). Infelizmente, ainda é pouco o que se sabe destas rochas, devido à falta de trabalhos de detalhe. Dentre todas as unidades do Grupo Bauru, o Membro Serra da Galga é provavelmente o que mais carece de estudos em termos de ambiente deposicional, provavelmente pela falta de boas exposições.

METODOLOGIA

Este trabalho teve como base um reconhecimento de campo quando foram levantados, de forma seqüencial, diversos perfis litoestratigráficos. Tais perfis foram realizados em cortes de rodovias, estradas não pavimentadas, ferrovias, voçorocas, e principalmente drenagens. Para tal utilizou-se a divisão faciológica adotada por Santos et al. 1994, que definiram seis litofácies (C, Ac, Am, Si, Aca e S), individualizadas por suas características composicionais e estruturas sedimentares.

Com os dados obtidos no campo, foram confeccionados perfis compostos e realizada uma correlação estratigráfica preliminar.

AMBIENTE DEPOSICIONAL

Os dados obtidos permitem caracterizar para as "rochas Serra da Galga", na área estudada, um depósito de sistema fluvial, do tipo braided sob

condições climáticas semi-áridas. Neste tipo de sistema, a deposição se dá em um complexo de canais rasos, de baixa sinuosidade e alta mobilidade, entremeados por barras transversais e longitudinais.

A análise detalhada dos perfis mostra que a evolução do sistema braided foi responsável por uma superposição de ciclos de granodecrescência ascendente (finning-upward), amalgamados (Fig. 1). Estes ciclos são função da sedimentação episódica do sistema, ocasionada pela sazonalidade do clima árido, que se caracteriza por um regime de enxurradas cuja energia diminui de forma gradual.

Cada ciclo inicia-se com sedimentos grosseiros, em geral conglomerados, que se assentam sobre o ciclo anterior de forma abrupta, com contatos erosivos (Fig. 1). Estes conglomerados, frequentemente apresentam uma concentração de seixos maiores e bolas de argila na base, típicos de depósitos residuais de canal.

Estes sedimentos grosseiros são recobertos por areia médias à conglomeráticas, ora maciças ora com estratificações cruzadas. Estas estratificações são acanaladas de médio porte com marcada laminação granulométrica, muitas vezes destacadas pela presença de intraclastos argilosos orientados. Tais sedimentos são depositados pela migração de megaripples com formas lunadas ou linguoides.

O topo dos ciclos é representado ora por siltitos arenosos ora por silcretes/calcretes/palcretes (Fig. 1). A sedimentação fina representada pelos siltitos é rara neste ambiente deposicional, limitando-se a lentes descontínuas e a preenchimento de canais, abandonados pela rápida migração do sistema. Tais depósitos finos muito raramente são poupados pelos ciclos subsequentes, sendo na sua maioria erodidos e ressedimentados como intraclastos argilosos. Os silcretes/calcretes/palcretes são um reflexo das condições de aridez do clima durante a deposição. Estas rochas se desenvolvem em consequência da diagênese rasa sobreimposta aos arenitos e mais raramente aos siltitos. Esta foi por vezes tão intensa, que substituiu todo o arcabouço da rocha, formando níveis de sílica e calcário praticamente puros.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho contou com a colaboração do CNPq, DEGEO/EM/UFOP, Projeto Dinossauros do Brasil, Centro de Pesquisas Paleontológicas Lewllyn Ivor Price e da Sociedade de Pesquisas Geológicas-SPG.

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O., BRAUN, O. P. G., DYER, R. C., CUNHA, C. A. B. R. - 1970 - Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 140p. (Boletim 136).
- BARCELOS, P. E. & SUGUIO, K - 1987 - Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. Atas...Rio Claro, SBG/SP. v.1, p 313-321.
- FÚLFARO, V. J. & BARCELOS, J. H. - 1991 - Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: Uma nova visão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DO SUDOESTE, 2, São Paulo, 1991. Atas...São Paulo, SBG/SP-RJ. p.59-66.
- SANTOS, M do C., PRAÇA LEITE, M. G., TOLENTINO, M. F., SILVA, C. M., SILVA, R. G., CANTISANO, M. A. M., BAPTISTA, E. I. , FERREIRA, A. C. S. - 1994 - Estudo preliminar da faciologia do Membro Serra da Galga, Formação Marília do Grupo Bauru a noroeste de Uberaba - Triângulo Mineiro - MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. Anais...Camboriú, SBG, v.3, p. 262-264.
- SUGUIO, R. M. - 1981 - Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. In: Mesa Redonda: Formação Bauru no estado de São Paulo e regiões adjacentes. São Paulo, SBG/SP. p. 15-30. (Boletim 7).
- PRICE, L. I. - 1957 - Novos crocodilídeos dos arenitos da Série Bauru, Cretáceo do Estado de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Cienc. Rio de Janeiro. 27(4):487-498.

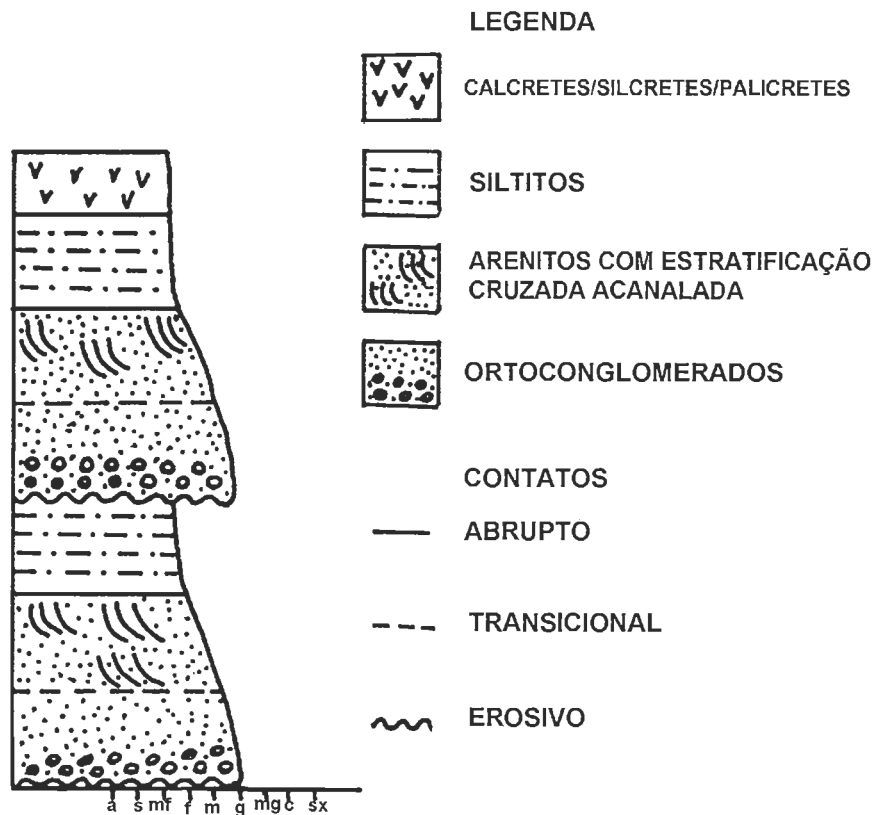


Fig. 3 - Perfil esquemático mostrando os ciclos de granodrecência ascendente típicos do Mb Serra da galga.

CONTRIBUIÇÃO À PETROGRAFIA DE CONGLOMERADOS E ARENITOS DO MEMBRO SERRA DA GALGA (FORMAÇÃO MARÍLIA), CRETÁCEO DA BACIA DO PARANÁ

MARIÂNGELA G. PRAÇA LEITE - UFOP
NEWTON SOUZA GOMES - UFOP
MARIA DO CARMO SANTOS - UFOP
A. D. OLIVEIRA - UFOP

INTRODUÇÃO

O Membro Serra da Galga constitui a porção superior da Formação Marília, que juntamente com as formações Uberaba e Adamantina formam o Grupo Bauru, aflorante na região do Triângulo Mineiro (Fúlfaro & Barcelos 1991). Estas rochas compõem parte do cretáceo da bacia do Paraná.

Tratam-se de arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados depositados em um sistema fluvial, do tipo entrelaçado (braided), com depósitos de canais e barras amalgamados, apresentando ciclos de granodecrescência ascendente (Fúlfaro & Barcelos 1991; Barbosa 1993; Santos 1994; Santos et al. 1994).

CONGLOMERADOS

A partir de características petrográficas e texturais pode-se distinguir, dentre as rochas do Mb. Serra da Galga, dois tipos de conglomerados: um ortoconglomerado, que ocorre associado aos ciclos de granodecrescência ascendente supracitados, e um paraconglomerado.

Os ortoconglomerados apresentam uma matriz arenosa incipiente e estão frequentemente cimentados por carbonato. Tratam-se de conglomerados polimíticos, sendo os clastos subangulosos à subarredondados, de baixa esfericidade, com diâmetros de até 10cm. Predominam os seixos de quartzo, sílex e quartzito, sendo este último de dois tipos, um dos quais milonitizado. Ocorrem também seixos de rochas ígneas básicas (basalto), outras rochas metamórficas (xistos) e rochas sedimentares (calcretes, silcretes, palicretes e intraclastos de argila). São rochas em geral maciças, mostrando-se raramente estratificadas.

Os paraconglomerados apresentam uma matriz com granulometria variando de areia média à argila, mal selecionada, com grãos subarredondados a subangulosos. São conglomerados polimíticos, com seixos e grânulos dispersos aleatoriamente na matriz, sendo estes clastos petrologicamente equivalentes aqueles dos ortoconglomerados. Tratam-se de rochas avermelhadas e bastante friáveis.

ARENITOS

Os arenitos apresentam granulometria variável (grossa a fina), predominando as areias médias. Tratam-se de depósitos heterogênicos, mal selecionados, com grãos subangulosos a

subarredondados, de baixa esfericidade. Segundo a classificação de Folk (1974), são rochas submaturas e imaturas. O empacotamento é frouxo com grãos flutuantes, raros contatos tangenciais e retos.

Segundo o diagrama de Mc Bride (1963), os arenitos do Membro Serra da Galga podem ser classificados como sublitarenitos, subarcoseos líticos e litoarenitos, predominando os primeiros.

Arcabouço

O quartzo é o constituinte detrítico dominante ocorrendo nas formas mono e policristalina, sendo que o quartzo monomineralico geralmente apresenta extinção ondulante. Representam 26% e 6%, respectivamente, do volume da rocha.

Entre os feldspatos, a microclina predomina (2,5%) sobre o ortoclásio (0,5%) e o plagioclásio (1%). A alteração desses grãos é intensa variando em intensidade e forma de acordo com a composição do mineral (os plagioclásios são os mais alterados).

Dentre os fragmentos líticos, as rochas ígneas são representadas por fragmentos de basaltos (1%), que se encontram muito alterados, intensamente substituídos por argilominerais.

Os fragmentos de rochas metamórficas (5%) são compostos por xistos e quartzitos, sendo este último é o mais expressivo, ocorrendo sob duas formas distintas: um quartzito fino a médio, com cristais bem formados e outro, também fino a médio, porém milonitizado.

Já entre os fragmentos de rochas sedimentares (3%) aparecem arenitos (provavelmente da Fm. Botucatu), calcretes, silcretes, palicretes e bolas de argila. Com exceção dos arenitos, todos os outros são oriundos da própria Fm. Marília, derivados do retrabalhamento de crostas e níveis argilosos por fluxos subseqüentes.

Os minerais acessórios (3%) são representados por micas (biotita, muscovita), anfíbios, epidoto, titanita, turmalina, granada, rutilo e minerais opacos.

São comuns os fragmentos de ossos e plantas.

Cimentos

Os arenitos Serra da Galga são, em geral, bem cimentados, com os cimentos constituindo até 40% do volume da rocha. Destacam-se os carbonatos (calcita e dolomita), sílica (opala, calcedônia e quartzo microcristalino), óxido de ferro e os argilo-minerais

(grupo da paligorskita). A cimentação, ao que parece, foi relativamente precoce, o permitindo a permanência do empacotamento frouxo.

Matriz

Em virtude do próprio sistema fluvial braided, a matriz deposicional é rara nestes arenitos. As partículas de tamanho argila que ocorrem nesta rochas tem sua origem relacionada a processos diagenéticos, como é o caso das argilas mecanicamente infiltradas (1%) e da chamada "pseudomatriz" (0,5%), derivada da compactação de intraclastos argilosos.

Porosidade

A maioria dos arenitos apresentam porosidade em torno de 6% do volume total da rocha, distribuída de maneira aleatória. A porosidade é tipicamente secundária, dos tipos: intergranular; intragranular; móldica e de fratura, predominando a primeira.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho contou com a colaboração do CNPq, DEGEO/EM/UFOP, Projeto Dinossauros do Brasil,

Centro de Pesquisas Paleontológicas Lewllyn Ivor Price e da Sociedade de Pesquisas Geológicas-SPG.

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, E. M. - 1993 - Mapeamento Geológico da Porção setentrional do distrito de Ponte Alta, Uberaba/MG. Ouro Preto, UFOP/EM/DEGEO, 1993. 53p. (Trabalho de Graduação).
- FOLK, R. L. - 1974 - Petrology of sedimentary rocks. Austin, Hemphill Pub. Co. 182p.
- FÚLFARO, V. J. & BARCELOS, J. H. - 1991 - Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: Uma nova visão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DO SUDOESTE, 2, São Paulo, 1991. Atas...São Paulo, SBG/SP-RJ. p.59-66.
- McBRIDE, E. F. - 1963 - A classification of common sandstones. Journ. Sed. Petrol., 52:1295-305.
- SANTOS, M. DO C - 1994 - Faciologia e considerações diagenéticas de rochas do Grupo Bauru, aflorantes próximo ao km 15 da BR050, Triângulo Mineiro-MG. Ouro Preto, UFOP/EM/DEGEO, 1994. 77p. (Trabalho de Graduação).
- SANTOS, M do C., PRAÇA LEITE, M. G., TOLENTINO, M. F., SILVA, C. M., SILVA, R. G., CANTISANO, M. A. M., BAPTISTA, E. I. , FERREIRA, A. C. S. - 1994 - Estudo preliminar da faciologia do Membro Serra da Galga, Formação Marília do Grupo Bauru a noroeste de Uberaba - Triângulo Mineiro - MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. Anais...Camboriú, SBG, v.3, p. 262-264.

ESTUDO DIAGENÉTICO PRELIMINAR EM ARENITOS DO MEMBRO SERRA DA GALGA, CRETÁCEO DA BACIA DO PARANÁ

MARIÂNGELA G. PRAÇA LEITE - UFOP
NEWTON SOUZA GOMES - UFOP
MARIA DO CARMO SANTOS - UFOP
A. D. OLIVEIRA - UFOP

INTRODUÇÃO

Até o início da década de setenta, muito pouco se conhecia sobre diagênese. Com as crises do petróleo e a elevação dos preços vividas nestes anos, tornou-se necessária a descoberta e a recuperação de maiores volumes de hidrocarbonetos. Foi nesta época, que as companhias de petróleo passaram a adotar a diagênese como uma análise obrigatória. No Brasil não foi diferente, porém apenas as bacias costeiras, principais alvos de exploração, tiveram suas sequências descritas e analisadas em termos de diagênese. Já nas bacias interiores, raros foram os trabalhos neste sentido. O Membro Serra da Galga (bacia do Paraná) não foi exceção.

O Membro Serra da Galga, no topo, e o Membro Ponte Alta, na base, compõem a Formação Marília na Região de Uberaba. De idade cretácica superior, a Formação Marília corresponde a porção superior do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (Fúlfaro & Barcelos 1991).

Composto basicamente por arenitos e conglomerados, o Membro Serra da Galga tem sua origem relacionada a um sistema fluvial *braided*, depositado sob um regime de clima árido a semi-árido (Barbosa 1993; Santos 1994; Santos *et al.* 1994).

METODOLOGIA

O estudo diagenético nos arenitos do Membro Serra da Galga foi efetuado utilizando-se diversas amostras de superfície, coletadas ao longo de perfis na região de Uberaba. Algumas destas amostras

foram também selecionadas para análises de difratometria de raios-X, a fim de se determinar com maior precisão os argilos minerais existentes nestas rochas.

EVENTOS DIAGENÉTICOS

Através de relações petrográficas observadas nas lâminas delgadas, pode-se determinar a presença de diversos eventos diagenéticos, principalmente eodiagenéticos. Tais processos ocorridos na chamada eodiagênese (Schmidt & McDonald 1979), primeira fase da diagênese, sofrem uma influência direta das águas superficiais, e por conseguinte, do regime climático reinante na região de deposição. Estes

eventos eodiagenéticos tiveram papel preponderante não só pela sua grande extensão, como também pela quase total inibição de processos mesodiagenéticos, uma vez que obliteraram praticamente toda a porosidade primária das rochas.

No caso dos arenitos Serra da Galga, o clima árido imprimiu características próprias nos processos de diagênese rasa, devido não só a forte evaporação como também ao regime de chuvas torrenciais, com enxurradas cuja energia ia se dissipando gradualmente. Isto fica bem claro na medida que analisamos os eventos diagenéticos reconhecidos nas lâminas, e que são descritos a seguir:

Infiltração mecânica de argilas

Este foi sem dúvida o primeiro processo diagenético destas rochas. As argilas ocorrem como cutículas envolvendo os grãos e mais raramente como massas floculosas que obliteraram praticamente toda a porosidade. Este material é introduzido no sedimento, já depositado, por águas de enxurradas episódicas, ricas em material fino, que com a perda da energia acabam depositando o sedimento em suspensão (Walker *et al.* 1978).

As análises de difratometria de raios-X mostram uma predominância de illitas e intraestratificados I/S, provavelmente originados a partir da transformação da esmectita original (Boles & Frank 1979). Transformação esta relacionada com o aumento de temperatura e pressão ocasionados pelo soterramento a que foram submetidas estas rochas.

Calcretes/palcretes/dolocretes

Trata-se do processo diagenético mais importante, sendo o de maior extensão volumétrica e areal.

A precipitação de cimentos precoces, com a formação de crostas e paleossolos, constitui um evento comum em sedimentos de regiões áridas, como reflexo das condições climáticas, que promovem altas concentrações superficiais de íons. Esta precipitação tem como efeitos principais a obliteração da porosidade primária e conseqüente redução da compactação e demais processos diagenéticos. Foi graças a esta cimentação que o empacotamento dos arenitos Serra da Galga pode permanecer frouxo. Este processo foi por vezes tão intenso, que substituiu

quase que completamente os grãos do arcabouço, deixando apenas “fantasmas”.

Dentre os cimentos precoces, destacam-se a calcita (calcretes), a paligorskita (palicretes) e a dolomita (dolocretes), esta última em menor escala.

cimento de óxido de ferro

Ocorre de forma localizada, como cutículas castanho-avermelhadas, envolvendo os grãos detríticos. Parece, por relações petrográficas, ter tido duas gerações: uma precoce, anterior à cimentação carbonática eodiagenética; outra, tardia, já telodiagenética, quando do soerguimento das rochas.

Compactação

Tanto a compactação mecânica como a química foram pouco atuantes nestes arenitos, em função da intensa cimentação precoce que ‘segurou’ o arcabouço. É comum de se encontrar, inclusive, palhetas de micas e intraclastos argilosos sem qualquer vestígio de deformação.

Silicificação

Bastante difundida nestas rochas, a sílica, por vezes, substitui totalmente alguns níveis, formando os chamados silcretos. Ocorre nas formas de opala, calcedônia e quartzo microcristalino; a difratometria de raios-x acusou, inclusive, a presença de opala CT.

Nota-se, claramente, a tendência da sílica de substituir a calcita e a dolomita precoces, principalmente nas porções inferiores do Membro Serra da Galga, próximas ao contato com o Membro Ponte Alta.

É provável que as soluções ricas em sílica e responsáveis por essa cimentação sejam oriundas de porções mais profundas da coluna sedimentar, em especial de locais onde houve uma intensa cimentação precoce por calcita/paligorskita/dolomita, responsável pela dissolução de grãos de aluminossilicatos do arcabouço e liberação de íons.

Calcita mesodiagenética

Rara, aparece preenchendo fraturas, juntamente com a barita. São cristais grandes, bem formados, em tudo diferente da calcita eodiagenética. Destaca-se

também por apresentar uma certa catodoluminescência, o que não ocorre com a calcita precoce.

Porosidade secundária

A porosidade média destas rochas é de 6%, sendo nitidamente secundária. É provável que grande parte dela esteja relacionada a processos de lixiviação telodiagenéticos.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho contou com a colaboração do CNPq, DEGEO/EM/UFOP, Projeto Dinossauros do Brasil, Centro de Pesquisas Paleontológicas Lewlyn Ivor Price e da Sociedade de Pesquisas Geológicas-SPG.

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, E. M. - 1993 - *Mapeamento Geológico da Porção setentrional do distrito de Ponte Alta, Uberaba/MG*. Ouro Preto, UFOP/EM/DEGEO, 1993. 53p. (Trabalho de Graduação).
- BOLES, J. R. & FRANKS, S. G. - 1979 - Clay diagenesis in Wilcox Sandstones of Southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *J. Sed. Petrology*, 49(1): 55-70
- FÚLFARO, V. J. & BARCELOS, J. H. - 1991 - Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: Uma nova visão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DO SUDOESTE, 2, São Paulo, 1991. *Atas...*São Paulo, SBG/SP-RJ. p.59-66.
- SANTOS, M. DO C - 1994 - *Faciologia e considerações diagenéticas de rochas do Grupo Bauru, aflorantes próximo ao km 15 da BR050, Triângulo Mineiro-MG*. Ouro Preto, UFOP/EM/DEGEO, 1994. 77p. (Trabalho de Graduação).
- SANTOS, M do C., PRAÇA LEITE, M. G., TOLENTINO, M. F., SILVA, C. M., SILVA, R. G., CANTISANO, M. A. M., BAPTISTA, E. I., FERREIRA, A. C. S. - 1994 - Estudo preliminar da faciologia do Membro Serra da Galga, Formação Marília do Grupo Bauru a noroeste de Uberaba - Triângulo Mineiro - MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Anais...*Camboriú, SBG, v.3, p. 262-264.
- SCHMIDT, V. & McDONALD, D. A. - 1979 - The role of secondary porosity in sandstones. In: SCHOLLE, P. A. & SCHLUGER, P. R., eds. *Aspects of Diagenesis*. Tulsa, SEPM, p 175-207 (Spec. Publ. 26)
- WALKER, T. R., WAUGH, B., CRONE, A. J. - 1978 - Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89:19-32.

ASPECTOS GEOLÓGICOS DO DEPÓSITO AURÍFERO DE BICO DE PEDRA, GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

RICARDO P. BORBA - DMG/IG/UNICAMP

CLAUDINEI G. DE OLIVEIRA - DEGEO/EM/UFOP

ISSAMU ENDO - DEGEO/EM/UFOP

BERNARDINO R. FIGUEIREDO - DMG/IG/UNICAMP

INTRODUÇÃO

O depósito aurífero de Bico de Pedra, anteriormente descrito por Guimarães (1944) e Borba (1993), está situado no Quadrilátero Ferrífero, no domínio do Sinclinal Dom Bosco (Chemale Jr. *et al.*, 1991), sendo hospedado em rochas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas. Em termos geográficos, o depósito localiza-se ao sul do Distrito de Rodrigo Silva, no município de Ouro Preto, M.G.

UNIDADES LITOLÓGICAS

Na área mapeada foram individualizados três domínios lito-estruturais. O domínio Nova Lima (DNL) é constituído por rochas metavulcânicas de composições ultramáfica e máfica/intermediária, e por metassedimentos clásticos e químicos. Nas rochas desse domínio o metamorfismo regional atingiu condições de fácies xisto-verde. O domínio Piracicaba é formado por metapelitos, enquanto o domínio Itacolomi (DI) é composto por quartzitos finos a metaconglomerados. Em testemunhos de sondagens foram identificadas rochas intrusivas de natureza ácida que cortam indiferentemente as rochas do DNL e do DI. Os contatos entre os domínios são de natureza tectônica, marcados por falhas de cavalgamento e direcionais (Fig. 1). O Depósito de Bico de Pedra está hospedado nas rochas metavulcânicas de composição ultramáfica e máfica/intermediária do DNL.

ARCABOUÇO TECTÔNICO

A região de Bico de Pedra está inserida dentro do sistema de cavalgamentos da Nappe do Itacolomi, no centro do Sinclinal Dom Bosco (Chemale Jr. *et al.*, 1991). Outra feição regional que merece destaque, é o sistema de cisalhamento Fundação-Cambotas (Endo & Fonseca, 1991), que controla o contato entre o Supergrupo Minas e o Grupo Nova Lima, a leste e a oeste.

Foi possível a identificação de um evento de deformação compressiva heterogênea, não coaxial,

que se processou em regime dúctil a rúptil, em três fases distintas. Na primeira fase, houve o desenvolvimento de zonas de cisalhamento ao longo de falhas reversas, com sentido ESE⇒WNW, que geraram o cavalgamento dos quartzitos do DI sobre as rochas do DNL. Nessa fase foi gerada uma foliação milonítica penetrativa, Sm_1 , que possui atitudes distintas dentro desse domínio (Fig. 1). A lineação mineral Lm_1 é constante com atitude $110^\circ/30^\circ$. A segunda fase é caracterizada por falhas "direcionais" sinistrais, que permitiram um escape de massa lateral no sistema de cavalgamento, com atitudes em torno de $030^\circ/51^\circ$, com transporte de ESE⇒WNW. Uma feição expressiva dessa fase foi a penetração de uma cunha de quartzitos do DI nas rochas do DNL. A terceira fase, incipiente, gerou apenas uma clivagem de crenulação, Sc_3 ($300^\circ/85^\circ$), e uma lineação de crenulação, Lc_3 ($015^\circ/21^\circ$), ambas desenvolvidas nas rochas pelíticas de todos os domínios.

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO

No contato entre o DNL e DI, onde situa-se o depósito de Bico de Pedra, ocorreram processos de alteração hidrotermal caracterizados em dois estágios. Na fase inicial houve cloritização generalizada e intensa das rochas, seguida pelas fases intermediária e avançada, onde houve a carbonatação, potassificação e sulfetação nos domínios mineralizados (Tabela 1). O processo de alteração hidrotermal atingiu as rochas, da Unidade Ultramáfica-Máfica-Intermediária, de modo diferenciado, sendo controlado principalmente pelas propriedades reológicas e composição química das rochas (Borba, 1993).

O depósito ocorre em bandas concordantes com a foliação Sm_1 , que estão associadas com as fases de alteração hidrotermal das encaixantes (Tabela 1). O controle da mineralização foi litoestrutural. Os milonitos serviram como conduto para a percolação dos fluidos mineralizados, e as rochas de composição máfica/intermediária proporcionaram as melhores condições reológicas para a geração das bandas. Além disso, a composição química dessas rochas, ricas em

Fe, favoreceu à desestabilização das soluções e à precipitação dos sulfetos. Esses fatos sugerem que a morfologia dos corpos mineralizados foi condicionada pelas estruturas geradas no Sinclinal Dom Bosco pelo evento compressional E-W, que segundo Chemale Jr. *et al.* (1991) ocorreu no Brasiliano. Foram identificadas três fases superpostas de mineralização. A primeira fase caracteriza-se pelo desenvolvimento de pirrotita lamelar disseminada e concordante com a foliação. A segunda fase é representada pela associação de arsenopirita, pirrotita, pirita, com possível ouro na estrutura dos sulfetos. A terceira fase é constituída de uma mineralização polimetálica com calcopirita, esfarelita, galena, e bismuto metálico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BORBA, R.P.- 1993- Controle litoestrutural e aspectos metalogenéticos da mineralização aurífera de Bico de Pedra. Trabalho Geológico, Ouro Preto, UFOP/DEGEO, 118p.
- CHEMALE Jr.,F.; ROSIERE, C.A.; ENDO, I. - 1991 - Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - um modelo. Pesquisas. 18(2):104-127.
- ENDO, I. & FONSECA, M. A. - 1992 - Sistema de Cisalhamento Fundão-Cambotas no Quadrilátero Ferrífero - MG: Geometria e Cinemática. Rev. Escola Minas, 45 - n°1/2. Anais 6° Simpósio Geologia Minas Gerais; p. 28 - 31.
- GUIMARÃES, D. - 1944. - Jazida de minério auro-cupro-antimonífero de Bico de Pedra, Rodrigo Silva, Município de Ouro Preto. DNPM, avulso 59. R.J., pp 1-27.

Tabela 1: Minerais gerados nos processos de metamorfismo regional (Vieira, 1988), alteração hidrotermal e mineralização, atuantes em rochas da Unidade Metavulcânica Ultramáfica e Máfica-Intermediária (domínio Nova Lima). Abreviaturas: Alb-albita; Anf- anfibólio; Asp- arsenopirita; Au-ouro, Bi-bismuto metálico, Biot-biotita; Cb-carbonato; Cl-clorita; Cp-calcopirita; Gn-galena; Po-pirrotita; Py-pirita; Qtz-quartzo; Ser-sericita; Serp-serpentina, Sp-esfarelita; Tlc-talco;(Modificado de Borba, 1993).

	Cb-Cl-xisto	Cl-Cb-Tlc-xisto
MET. REGIONAL	Epid, Anf, Alb, Cb, Cl, Qtz	Serp, Anf
ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL INICIAL (CLORITIZAÇÃO) / 1ª FASE DE MINERALIZAÇÃO	Po - Cl - Qtz	Cl, Tlc, Qtz
ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL INTERMEDIÁRIA / 2ª FASE DE MINERALIZAÇÃO	Py - Po - Asp - (Au) Ser - Qtz - Cb	Cb
ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL AVANÇADA. (POTASSIFICAÇÃO E CARBONATAÇÃO) / 3ª FASE DE MINERALIZAÇÃO	Cp - Sp - Gn - Bi - (Au) Biot - Cb	Cb, Biot, Py

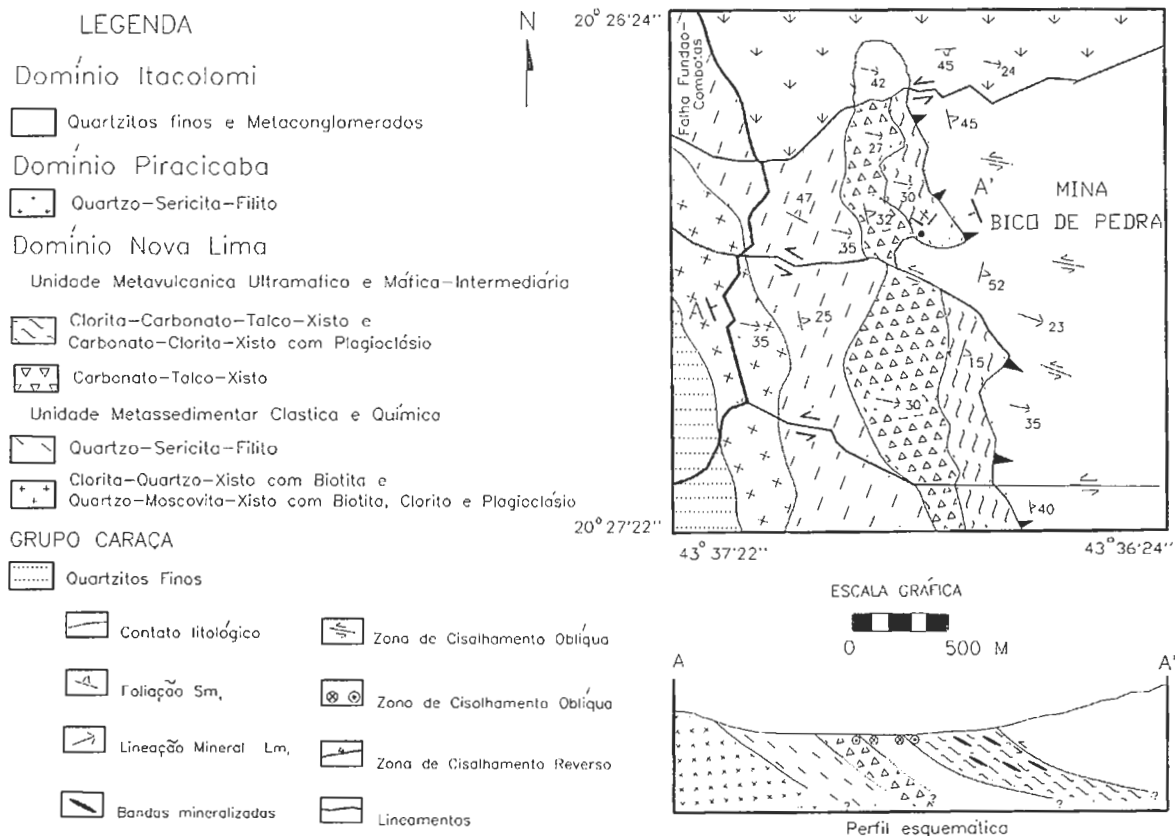


Figura 1: Mapa Geológico da região de Bico de Pedra, modificado de Borba(1993).

SOBRE A DEFINIÇÃO DO TERMO JACUTINGA - SÍTIO DE MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

A. RAPHAEL CABRAL - DMG/IG /UNICAMP (bolsista de mestrado, CNPq)

F.R.M. PIRES - Departamento de Geologia/UFRJ

ABSTRACT

In the geological literature of the Quadrilátero Ferrífero there have been different concerns upon the definition of jacutinga. Initial mining operations worked astonishingly high grades of gold last century in jacutinga, a type of gold mineralization hosted by Lower Proterozoic banded iron-formation (itabirite).

INTRODUÇÃO

"Si cada jazida de ouro em Minas tivesse um foco de luz; si percorressemos a zona aurífera do seu território, através do espaço, teríamos a impressão original de dois céos: um, a aboboda celeste que nos cobre; outro, o terreno, brilhantemente iluminado, do rico e vasto solo mineiro". Certamente, muitos dos focos de luz a que se refere Ferraz (1928) são dados pelas inúmeras lavras que outrora se processaram nos itabiritos do Quadrilátero Ferrífero. Somente uma breve apreciação dos mapas contidos em Ferrand (1894), Scott (1902) e Bensusan (1929) se faz suficiente para vislumbrar-se a onipresença das mineralizações de ouro nos itabiritos.

Sua notoriedade não reside exclusivamente na ubiqüidade, mas na relevância econômica que tiveram no passado. Grandes quantidades de ouro foram extraídas através de operações de lavra, como aquela da mina de Gongo Soco que, em trinta anos de atividade (1826-1856), produziu 12.887 Kg de ouro (Henwood 1871).

No passado, diferentes conotações eram encerradas no termo **jacutinga**. Como há pouco menos de uma década retomou-se a exploração do minério aurífero da jacutinga (Andrade & Leão de Sá 1990) das minas de Cauê e Conceição, em Itabira, pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), e face ao potencial do Quadrilátero Ferrífero para novas jazidas de ouro em itabiritos, crê-se oportuna uma discussão sobre o termo jacutinga.

O TERMO JACUTINGA

Por xisto hematítico foi designada (Eschwege 1833) formação aurífera composta de hematita com quartzo, de estrutura xistosa, onde as camadas auríferas eram friáveis, com quartzo colorido pelo óxido de ferro, ou, também, com camadas de jacutinga. Assim, uma das "formações" mais ricas em ouro, escrevia Hartt (1870), "eram certos minérios de

ferro conhecidos pelos nomes de Itabirito e Jacutinga". À jacutinga conferiam-se descrições pouco precisas. Consideravam-na Huesser & Claraz (1860), por exemplo, uma variedade pulverulenta do itabirito, ou como "*couches friables de sable brillant composé de quartz à grains fins et de fer spéculaire*" (Ferrand 1894). Tinham-na Moraes & Barbosa (1939), de maneira semelhante, como "*minério decomposto, com buchos de quartzo branco e hematita especular perfeitamente fresca*". Qualquer modo fosse, era enfatizado o estado físico da rocha, de tal sorte que Gorceix (1881) salientava categoricamente que "*em certos logares são elles (ie. os itabiritos) arenosos, friáveis e conhecidos vulgarmente pelo nome de jacutinga*".

Em contraste, Hussak (1906) enfatizou que "*como jacutinga devem ser considerados os depósitos em forma de nucleos e faixas, no itabirito, sempre estreitos com 50 centímetros de espessura apenas e que se caracterizam por um enorme teor de ouro, que em geral falta ao resto do itabirito, por completa ausencia de pyrites e pela occorrença de nucleos, ora talcosos, ora puramente argilosos, acompanhados de pyrolusito pulverulento*". De maneira análoga, Henwood (1871), a quem coube pormenorizadas descrições, distinguiu a formação ferrífera em dois grupos: um, o itabirito, onde o ouro é dificilmente encontrado; e outro, a jacutinga, a principal hospedeira das porções mais ricas. Também Scott (1902) assinalou que "*this iron formation (itabirite) has been proved to be slightly auriferous in many places, but the gold has only been found in payable quantities in the bands of sand micaceous iron ore known as jacutinga*".

Tem-se aqui, portanto, consignado a disseminação das conotações do termo jacutinga: aplicavam-no para designar as partes desagregadas, friáveis e pulverulentas dos itabiritos; ou restringiam-no tão somente àquelas porções auríferas. Motivado por esta questão de nomenclatura, Freyberg (1932) sugeriu uniformidade no emprego dos termos itabirito e jacutinga, propondo que o termo jacutinga fosse restrito à fácies extremamente friável da rocha, sendo enfatizado, ao mesmo tempo, a fácies compacta de itabirito.

Na literatura é freqüente encontrar-se "jacutinga" na terminologia dos minérios de ferro. Guimarães (1961) conferiu à jacutinga a definição de "*minério friável ou arenoso, constituído de hematita granular e lamelar, com teor de quartzo variável. (...) O teor em ferro varia de 40 a 60 % de Fe (...). Não há diferença*

entre este tipo e do de "minério brando". Quando este contivesse ouro, adicionava-se o adjetivo "aurífero". Dessa maneira, Oliveira (1931) sugestionou o aproveitamento do minério de ferro concomitante à exploração do ouro da jacutinga "aurífera".

Recentemente, Siegers & Renger (1985) aludiram brevemente ao depósito de Gongo Soco sem, no entanto, definir propriamente o termo jacutinga. Ainda sobre Gongo Soco, Ladeira (1991) considerou como rocha hospedeira do minério aurífero o itabirito manganífero pulverulento. No distrito de Mariana, Vial (no prelo) fez alusão à mineralização aurífera em "soft itabirite" (jacutinga), constituída por manganês, caulinita, especularita, quartzo, goethita e muscovita (mina de Maquiné); e referindo-se ao filão Jopling, mina de Passagem, Heineck et al. (1986) comentaram sobre "níveis altamente auríferos em meio aos itabiritos friáveis (jacutingas)". Para Sá & Borges (1991) o ouro das minas de Cauê e Conceição, Itabira, está associado à um tipo de minério de ferro, a jacutinga. Por fim, Olivo (1994) a definiu como uma formação ferrífera fácies óxido tipo Lago Superior hidrotermalmente alterada, apesar de seu modelo genético considerar que a jacutinga de Cauê teria sido derivada de itabirito dolomítico.

Como colocado por Dorr & Barbosa (1963), o termo jacutinga não deve ser utilizado em uma descrição científica sem que seja precisamente definido. É portanto esperado, diante da retomada da exploração do ouro em itabiritos, que o emprego da designação jacutinga seja apreciado. Assim, para fins descritivos, propõe-se seguir a recomendação de Harder & Chamberlin (1915) para que o termo jacutinga seja limitado à definição de Hussak (1906), nomeando tão somente aquelas porções auríferas dos itabiritos. Entendemos que o termo jacutinga também deve ser mantido para designação formal deste tipo de depósito aurífero. Para isso concorrem alguns pontos particulares: natureza friável ou pulverulenta da formação ferrífera (itabirito e/ou hematita), caráter paladiado do ouro, associação mineral com quartzo, talco, caulinita e óxidos de manganês, e ausência de sulfetos.

AGRADECIMENTOS

Os autores, em especial A. Raphael Cabral, externam seus agradecimentos à Sra. Maria da Glória R.S. Araujo (BIBEM/UFOP) por sua inestimável solicitude na obtenção dos trabalhos antigos.

REFERÊNCIAS

- ANDRADE, L.P. & SÁ, E.L.de. 1990. Lavra seletiva de minério aurífero nos itabiritos. *Minérios*, 161: 34-40.
- BENSUSAN, A.J. 1929. Auriferous jacutinga deposits. *Inst. Mining Metall. Bull.*, 300: 451-483.
- DORR, J. V. N. & BARBOSA, A. L. M. 1963. Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Paper* 341-C. 108 p.
- ESCHWEGE, W.L. von. 1833. *Pluto Brasiliensis*. Belo Horizonte, Itatiaia Editora Ltda., vol. I, 222 p.
- FERRAND, M.P. 1894. L'Or a Minas Geraes. *Ann. Escola de Minas, Ouro Preto*, Vol. II. 164 p.
- FERRAZ, L.C. 1928. *Compendio dos mineraes do Brasil*. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional. 645 p.
- FREYBERG, B. von. 1932. O termo jacutinga. In: FREYBERG, B. von. *Ergebnisse geologischer forschungen in Minas Geraes (Brasilien): Neues Jahrb. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, sonerband 2, v. 2*. CPRM, Rio de Janeiro, relatório interno.
- GORCEIX, H. 1881. Estudo chimico e geologico das rochas do centro da provincia de Minas Geraes: *Ann. Escola de Minas, Ouro Preto*, 1: 1-12.
- GUIMARÃES, D. 1961. *Fundamentos de matalogênese e os depósitos minerais do Brasil*. Rio de Janeiro, DNP/DFPM. 441 p. (Boletim 109)
- HARDER, E. C. & CHAMBERLIN, R. T. 1915, *The geology of central Minas Geraes, Brazil*. *J. Geol.*, (23): 385-424.
- HARTT, C. F. 1870, *Geology and physical geography of Brazil*. Fields, Osgood, & Co., Boston, 620 p.
- HEINECK, C.A.; RIBEIRO, J.H.; FRACESCATO, J.A. & SILVA, E.A. da. 1986. As mineralizações auríferas de Mata Cavalo, minas da Passagem, Mariana, MG. In: *CONG. BRAS. GEOL.*, 34. Goiânia, 1986. *Anais... Goiânia, SBG*. v.5, p. 1932-1937.
- HENWOOD, W.J. 1871. On the gold mines of Minas Geraes, Brazil. *Royal Geol. Soc. Cornwall Trans.*, 8 (pt.1): 168-370.
- HEUSSER, MM. Ch. & CLARAZ, G. 1860. Gisement et exploitation du diamant dans la province Minas Geraes au Brésil. *Ann. des Mines*, (Tome XVII): 289-299.
- HUSSAK, E. 1906. O palladio e a platina no Brazil. *Ann. Escola de Minas, Ouro Preto*, 8: 77-189.
- LADEIRA, E. A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanency, recycling and inheritance - a tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Hans Ramberg. In: *BRAZIL GOLD'91 SYMPOSIUM*, Belo Horizonte, p. 11-30.
- MORAES, L. J. & BARBOSA, O. 1939. Ouro no centro de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNP/DFPM. 186p. (Boletim 38)
- OLIVEIRA, E.P. de. 1931. *Metallurgia do ferro: processo smith*. *Ann. Acad. Bras. Scie.*, III(4): 167-170.
- OLIVO, G.R. 1994. Palladium-bearing gold deposits of the Cauê and Conceição mines, hosted by Lake Superior-type iron-formations of the Itabira district, São Francisco craton, Brazil: structure, mineralogy, geochronology and metallogeny. Unpubl. PhD thesis, Université du Quebec à Montréal, 209 p.
- SÁ, E.L. de & BORGES, N.R.A. 1991. Gold mineralization at Cauê and Conceição iron ore mines. In: *BRAZIL GOLD'91 SYMPOSIUM - GUIDE TO FIELD TRIP*. Belo Horizonte, p. 75-85.
- SCOTT, H.K. 1902. The gold field of the State of Minas Geraes, Brazil. *Am. Inst. Mining Metall. Engineers Trans.*, 33.
- SIEGERS, A. & RENGGER, F.E. 1985. Gold mining in Brazil. *Erzmetall*, 38(7/8): 351-358.
- VIAL, D.S. no prelo. *Geology of the Passagem de Mariana gold mine*. *USGS Bulletin*.

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO ESTRUTURAL E CINEMÁTICO DE METASSEDIMENTOS CORRELACIONÁVEIS AO GRUPO SÃO JOÃO DEL REI NA REGIÃO DE IJACI, NORTE DE LAVRAS, MG

NOLAN MAIA DEHLER - IG-USP (Pós-graduação)

RÔMULO MACHADO - IG-USP (Pesquisador do CNPq)

ISSAMU ENDO - DEGEO/UFOP

MATEUS DELATIM SIMONATO - IG-USP (Graduação)

Os estudos estruturais (geométrico e cinemático) realizados na região de Ijaci, norte de Lavras, mostram a existência de uma sequência de rochas metassedimentares correlacionáveis ao Grupo São João del Rei, constituída por uma unidade basal de metacalcários e uma unidade de topo constituída por xistos e quartzitos interestratificados (Figs. 1 e 2). Estas unidades foram definidas por Ebert (1984) como Formações Barroso (base) e Macaia (topo), ambas posicionadas na parte superior do citado grupo. O autor assinala presença de deformação e recristalização (filonítica) mais fortes na unidade de topo do que na unidade basal. Tais unidades repousam em discordância angular sobre rochas granito-gnássicas do embasamento.

Os metassedimentos são caracterizados por uma foliação principal com mergulho suave para sul, contendo uma lineação de estiramento mineral *dip* com caimento para SSE. A esta foliação associam-se estruturas tipo S-C, dobras assimétricas abertas a fechadas, apertadas e isoclinais, do tipo intrafolial, incluindo ainda possíveis dobras em bainha "sheath folds". Este conjunto de estruturas acha-se relacionado a uma deformação cisalhante, não-coaxial, com movimentação cinemática (de topo) para NNW (Fig. 2). Estas dobras são mais frequentes nos domínios carbonáticos, especialmente em níveis onde ocorrem finas intercalações de metamargas. São ainda observadas na foliação principal (superfície-C) estrias de falha com cinemática similar ao das estruturas acima, sugerindo permanência do mesmo vetor cinemático durante os regimes de deformação dúctil e rúptil.

Registram-se, também, bandas de cisalhamento antitéticas ao cisalhamento principal, de caráter extensional, com rebaixamento do bloco sul. Estas bandas de cisalhamento são mais penetrativas nos níveis pelíticos, sendo em geral ausentes nos níveis arenosos e mais raros nos carbonáticos. Tais estruturas podem estar relacionadas à deformação cisalhante principal ou mesmo serem relacionadas aos eventos deformacionais tardios. O desenvolvimento da foliação principal ocorreu em condições metamórficas da fácies xisto verde baixa, tendo alcançado a zona da biotita. As paragêneses desenvolvidas nas superfícies S e C ocorreram aparentemente sob as mesmas condições de temperatura e pressão.

Esta foliação principal acha-se afetada por dobras tardias com orientação axial aproximadamente E-W e N-S. As primeiras são dobras em geral abertas, com superfície axial subvertical, responsáveis pela estrutura sinformal em mapa (Fig. 2); as últimas são suaves e, raramente, ocorrem na escala de afloramento. Em ambos os casos não houve desenvolvimento de foliação plano axial. Tais estruturas são truncadas por zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis de alto ângulo, com orientação NNE. A geometria das dobras E-W é compatível com o mesmo vetor cinemático que gerou à foliação principal, porém, num nível estrutural mais raso. Cabe, ainda, mencionar que nas rochas do embasamento são registrados os mesmos *trends* estruturais da cobertura, porém de idades mais antigas, sugerindo, portanto, um controle da geometria do embasamento na deformação da cobertura.

Estas estruturas tardias possuem a mesma orientação geométrica das estruturas regionais encontradas no domínio da Faixa Alto Rio Grande, principalmente entre as regiões de Carrancas e Luminárias, onde as estruturas D3 descritas por Trouw e colaboradores, em vários trabalhos, corresponderiam às estruturas E-W aqui referidas. Além disso, são ainda registradas estruturas N-S que se superpõem às estruturas anteriores.

O contato entre os metassedimentos e o embasamento na região, embora não tenha sido ainda observado, parece ser de natureza tectônica, sugerindo uma aloctonia para norte das rochas da cobertura, pois as diferenças de ductibilidade entre as duas unidades litoestruturais, juntamente com a deformação cisalhante impressa nos metassedimentos, faz supor um descolamento basal da cobertura.

BIBLIOGRAFIA

- EBERT, H.- 1984 - Aspectos principais da geologia da região de São João Del Rei, Estado de Minas Gerais & Os Paraibides entre São João Del Rei (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides (*in memoriam*). Publ. n^o 12, SBG, SP, 114p.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, I.E.-1984 - Geologia do Brasil. Texto Explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2500.000. DGM/DNPM, Brasília, 501p.

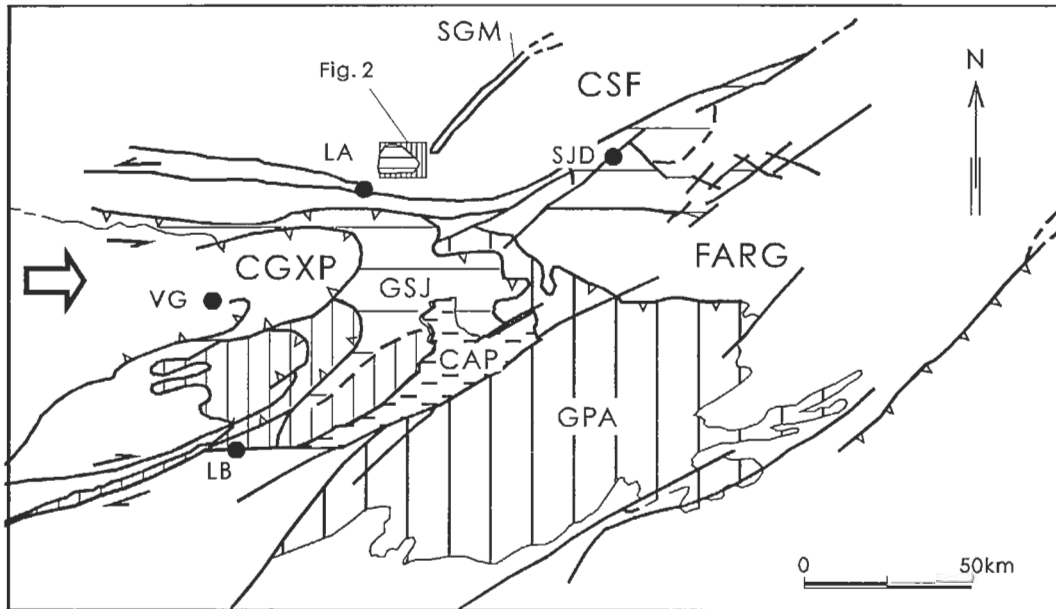


Fig. 1.- Esboço Estrutural da borda Sul do Cráton do São Francisco (CSF), da Faixa Alto Rio Grande (FARG) e da Cunha de Guaxupé (CGXP) (modificado de Schobbenhaus et al. 1984). GPA - Grupo Andrelândia; GSJ - Grupo São João Del Rei; CAP - Complexo Amparo; SGM - Supergrupo Minas; LA - Lavras; SJD - São João Del Rei; VG - Varginha; LB - Lambari; ⇨ - Vetor cinemático principal da CGXP.

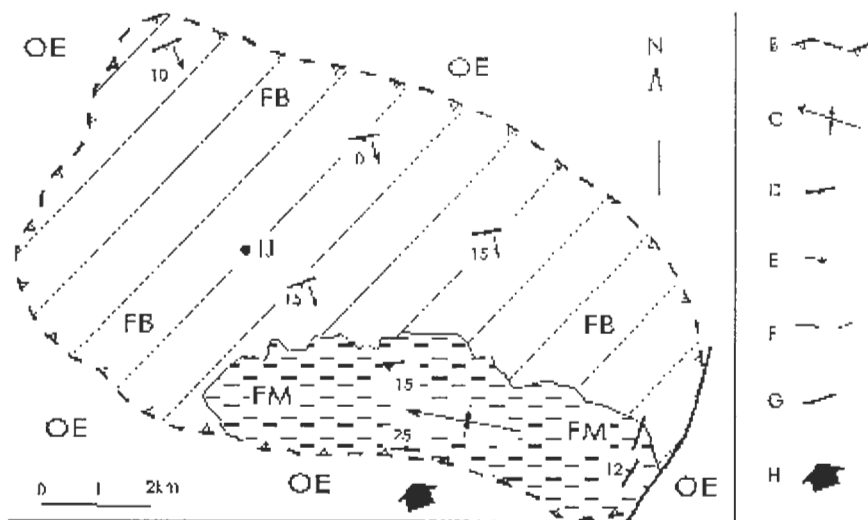


Fig. 2 - Esquema litoestrutural da Área de Ijaci. FB- Formação Barroso; FM - Formação Macaia; OE - Ortognaisses do embasamento; IJ- Ijaci; B -Falha de empurrão (descolamento); C- Traço axial de sinforme; D- Atitude da foliação principal; E- Atitude da lineação de estiramento mineral; F- Contato; G- Falha indiscriminada; H- Vetor cinemático principal na área.

APLICAÇÃO DE ELEMENTOS ARQUITETURAIS NA PROSPECÇÃO DE DIAMANTES NOS CONGLOMERADOS POLIMÍTICOS DE ROMARIA NO TRIÂNGULO MINEIRO

PAULO DIAS FERREIRA JÚNIOR - DEGEO/EM/UFOP (Mestrado)

PAULO DE TARSO AMORIM CASTRO - DEGEO/EM/UFOP

WILSON JOSÉ GUERRA - DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta resultados referentes à análise dos conglomerados polimíticos diamantíferos da Formação Uberaba (Cretáceo Superior do Grupo Bauru, da Bacia do Paraná), utilizando-se a técnica de elementos arquiteturais e da associação de fácies. O objetivo principal é caracterizar a distribuição espacial e sedimentológica destes depósitos.

A área estudada localiza-se nas vizinhanças de Romaria, no Triângulo Mineiro e é concessão da EXDIBRA (Extratífera de Diamantes do Brasil, S.A.), atualmente com as suas atividades de exploração paralisadas. Neste local, a Formação Uberaba, apresenta contato basal em discordância angular com os arenitos da Formação Botucatu e mica-xistos do Grupo Araxá. Motivados pela descoberta de diamantes na região, no final do último século, foram publicados vários trabalhos sobre os jazimentos de Romaria. Modelo deposicional (Suguio *et alii*, 1979), composição mineralógica (Feitosa & Svisero, 1984) e análise dos minerais pesados (Svisero & Meyer, 1981) destes depósitos, foram a tônica das pesquisas nas últimas décadas.

MÉTODOS

A definição das litofácies seguiu o procedimento padrão, individualizando-se corpos sedimentares com características específicas (tais como geometria, litologia, granulometria e estruturas sedimentares), que os distinguem de outros pacotes rochosos. Isto feito, analisou-se os processos formadores destas fácies e suas associações, que permitiram a determinação dos ambientes deposicionais que as geraram.

A análise dos elementos arquiteturais segue a metodologia proposta por Miall (1988a, b) para sistemas fluviais, donde a partir de fotomosaicos são traçadas e identificadas superfícies hierárquicas, que possibilitam a separação de unidades tridimensionais geneticamente relacionadas. Após este procedimento, deve-se voltar ao campo, documentar as litofácies, coletar a direção de paleocorrente (dada por estratos cruzados) e das atitudes das superfícies hierárquicas, sendo imprescindível a exata localização destas medidas.

Litofácies e Processos

Cmt: conglomerado polimítico clasto-suportado constituído de fragmentos de arenito da Formação Botucatu, metabasitos, quartzitos, xistos, basalto e quartzo. Os matacões atingem 55cm e estão distribuídos por todo o intervalo. A matriz argilosa esverdeada é composta por ilita, caulinita e paligorskita (segundo análises de DRX feitas no laboratório do DEGEO/EM/UFOP). Provavelmente, devido ao avançado grau de alteração, não foram observados fragmentos de rochas vulcânicas alcalinas, freqüentemente citadas como uma possível fonte para os diamantes (Feitosa & Svisero, 1984; Svisero & Meyer, 1991). Nenhuma estrutura sedimentar foi identificada, verificando-se apenas, em alguns pontos, uma incipiente gradação com uma diminuição dos clastos para o topo. No geral a disposição destes clastos é caótica, ou com uma organização mínima, podendo muitas vezes se encontrarem subverticalizados.

Cem: conglomerado polimítico clasto-suportado, com composição mineralógica similar a Cmt, variando apenas o tamanho dos clastos, que aqui podem atingir 15cm. A matriz é silto-arenosa encontrando-se, localmente, níveis de caulinita. Apresenta uma leve gradação e um ligeiro acamamento, mas ainda predomina uma alta desorganização dos seixos e matacões.

Ce: conglomerado polimítico, sustentado por matriz de areia média; os seixos tem a mesma composição mineralógica de Cmt e atingem 6cm. Apresenta estratificação cruzada, seixos orientados e freqüentes ciclos de granodecrescência ascendente.

Ae: arenito médio com estratificação cruzada de médio porte;

Aba: arenito fino a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo (menor que 10°);

App: arenito fino a médio com estratificação plano-paralela;

S: argilitos e siltitos maciços ou com laminações plano-paralelas, topo ondulado, estruturas de cargas e gretas de contração

De acordo com a distribuição e associação destas litofácies foi possível individualizar duas unidades, da base para o topo: (a) conglomerados polimíticos clasto-suportados e (b) arenitos finos a grossos

intercalados a conglomerados sustentados por matriz arenosa.

A unidade conglomerática basal é constituída pelas litofácies Cmt e Cme e suas principais características são a base não erosiva (a grande irregularidade basal se deve ao paleo-relevo e não a processos erosivos), falta de estratificação obvia, podendo ser rudemente acamadada, estratos com pouca ou nenhuma gradação e clastos suportados. Várias destas características são apontadas por Nemec & Steel (1984) como indicativas de depósitos de fluxo de detritos, com o predomínio de processos subaéreos. Segundo esses autores, quando o fluxo de detritos perde a sua competência uma grande quantidade de água é expulsa das porções inferiores destes depósitos, propiciando uma diminuição da viscosidade na parte superior do fluxo. Como consequência ocorre uma melhor organização e seleção dos clastos, indicando uma ligeira tendência de canalização dos fluxos relativamente diluídos. Esta é a interpretação para a fácies Cme, que seria fruto do retrabalhamento da fácies inferior (Cmt) por fluxo mais fluidos. De acordo com a distribuição das litofácies Cmt e Cme, este intervalo pode ser subdividido em outros dois: (a) constituído pela litofácies Cmt, denominado pelos garimpeiros da região de “tauá”, atinge 3m de espessura e é a principal fonte de diamantes; (b) formado pela litofácies Cme, sobrepõe o pacote anterior ou faz contato direto com o embasamento, alcançando 3m de espessura. Também diamantífera, esta litofácies, é informalmente conhecida como “estrelado” e tem sua importância econômica restrita a pequenos diamantes.

Sobre esta unidade, assentam-se, em contato relativamente plano, níveis conglomeráticos (de até 1,5m) com arenitos intercalados, chamados na linguagem mineira de “secundina” e estéreis em diamantes. Esta unidade apresenta uma seqüência de fácies composta por conglomerados (Cm e Ce) intercalados a arenitos (Ae, App, Aba) e pelitos (S). A menor imaturidade textural destas litofácies sugere um fluxo aquoso contínuo e um retrabalhamento mais efetivo destas porções. A espessura dos estratos conglomeráticos ou dos conjuntos de estratos cruzados conglomeráticos fornecem uma indicação aproximada da profundidade da água. Segundo Nemec & Steel (1984), uma dimensão decimétrica a métrica indica um fluxo canalizado mais profundo, como nos canais distributários de leques aluviais.

ANÁLISE DE ELEMENTOS ARQUITETURAIS

Foram individualizadas três macroformas:

A macroforma 1, composta pelas litofácies Cmt e Cme, apresenta uma base irregular resultante do paleorelevo e topo relativamente plano, dado por uma superfícies de 4ª ordem. Poucas são as subdivisões internas, registrando-se apenas superfícies de 2ª ordem (que apesar de irregulares mostram pequena atuação de processos erosivos), que separam as litofácies Cmt e Cme e de 1ª ordem, mais comuns nos pacotes definidos pelas litofácies Cme. Em função destas

particularidades, não é possível correlacionar esta macroforma com qualquer uma daquelas propostas por Miall (1988a), existindo apenas uma pequena similaridade com o elemento **SG** (*sediment gravity flows*).

A macroforma 2 é formada por um elemento arquitetural que não pode ser diretamente correlacionado a qualquer outro elemento proposto por Miall (1988a). Sua assembléia de litofácies sugere uma associação entre os elementos **GB** (*gravel bars and bedforms* - fácies conglomeráticas) e **SB** (*sandy bars* - fácies arenosas). Devido, entretanto, ao predomínio das litofácies conglomeráticas, este elemento foi denominado de GB. Superfícies planas, pouco erosivas, de 3ª ordem separam vários corpos tabulares, não sendo observadas margens de canais, enquanto superfícies de 2ª ordem, com pouco sinal de escavação, subdividem as fácies conglomeráticas (Cm e Ce) e arenosas (Ae, Aba, App) intercaladas a pelitos (S). As atitudes destas superfícies apresentam uma baixa dispersão e são as mesmas da direção do fluxo (dado pelos estratos cruzados), o que sugere uma macroforma de acreção a jusante, correlacionada à macroforma **DA** (*downstream accretion macroforms* de Miall, 1988a).

A macroforma 3 é marcada na base pelo elemento SG, composto pela litofácies Cme. Este elemento, entretanto, tem baixa persistência lateral e é substituído pelo elementos GB, formado pela intercalação de litofácies conglomeráticas, arenosas e pelíticas. O restante desta macroforma assemelha-se em muito com a anterior, com o predomínio de elemento GB. As atitudes das superfícies também são semelhantes sugerindo uma macroforma de acreção a jusante, também correlacionada à macroforma DA de Miall (1988a).

DISCUSSÃO E RESULTADOS

De acordo com as informações relativas às assembléias de litofácies e seus processos formadores, admite-se, para a unidade conglomerática basal, definida pela macroforma 1, uma posição proximal de leques aluviais. O motivo da macroforma 1 não encontrar paralelo nas macroformas de Miall (1988a, b) decorre do fato dos trabalhos deste autor terem sido desenvolvidos em sistemas fluviais, sendo difícil a sua aplicação para outros sistemas.

A análise conjunta das macroformas 2 e 3 (Tabela 1) e dos processos formadores das assembléias de litofácies associadas, sugeriu a porção distal de leques aluviais como sendo o *locus* deposicional do intervalo conglomerático superior, onde o elemento SB, da macroforma 2, significaria pequenos e localizados fluxos de detritos. O caráter tabular dos depósitos conglomeráticos e arenosos (definidos por superfícies de 3ª ordem) auxilia na separação dos ambientes aluviais e fluviais, pois segundo Rust (1979), depósitos conglomeráticos resultantes de um sistema fluvial entrelaçado apresentam superfícies erosivas e geometria lenticular que refletem o efeito do

entrancheamento e avulsão deste sistema, com rápida mudança lateral e abandono de canais, fato que não ocorre no exemplo estudado.

A ausência de retrabalhamento dos conglomerados basais, dos depósitos arenosos e conglomeráticos sobrepostos sugere que a área estava em processo de subsidência, na época de deposição destas unidades, o que não permitiu o retrabalhamento e a conseqüente concentração dos diamantes dos depósitos aluviais inferiores. A constância no paralelismo das medidas de paleocorrentes e das superfícies hierárquicas é outro forte indicativo destas condições, pois as macroformas desenvolveram-se sempre para jusante, não existindo sinal de meandramento dos canais ou retrabalhamento dos depósitos.

Conclui-se, portanto, que campanhas de prospecção nos registros aluviais distais e fluviais da Formação Uberaba, segundo os dados obtidos em Romaria, não são recomendadas pois, estes depósitos não são frutos do retrabalhamento dos conglomerados polimíticos diamantíferos basais.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPEMIG - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais pelo apoio financeiro (Processo 100/92) e à EXDIBRA (Extratífera de Diamantes do Brasil) pelo acesso à sua área de concessão.

BIBLIOGRAFIA

- FEITOSA, V.M.N.; SVISERO, D.P. 1984. Conglomerados polimíticos diamantíferos da Região de Romaria - MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro. *Anais...*, Rio de Janeiro. SBG. p. 4995-5003.
- MIALL, A.D. 1988a. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. *Sediment. Geol.* **55**: 233-262.
- MIALL, A.D. 1988b. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **72**: 682-697.
- NEMEC, W. & STEEL, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Koster, E.H.; Steel, R. J. (eds), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Can. Soc. Pet. Geol., MEMOIR 10, p. 1-32.
- RUST, B.R. 1979. Facies Models 2. Coarse alluvial deposits. In: Walker, R.G. (ed), *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint Series, **1**, 9-21.
- SUGUIO, K.; SVISERO, D.P.; FELITTI, W. 1979. Conglomerados polimíticos diamantíferos de idade cretácea de Romaria (MG): Um exemplo de sedimentação de leques aluviais. In: SIMP. REG. GEOL., 2, Rio Claro. *Atas*, Rio Claro. SBG, p.217-229.
- SVISERO, D.P. & MEYER, H.O.A. 1991. Ilmenitas kimberlíticas da mina de diamantes de Romaria, MG. *Rev. Bras. Geoc.* **11** (4): 217-221.

Tabela 1: Principais características das macroformas 2 e 3.

UNIDADE	FACIES	X	n(X)	Y	n(Y)	INTERPRETAÇÃO
Ponto 1						
1-DA	Cm, Ac, Aba, S	277	11	280	10	Macroforma de acreção a jusante formada pelo elemento GB
Ponto 2						
1-DA	C, Ae, S	276	11	267	6	Macroforma de acreção a jusante formada pelo elemento GB
2-DA	Cme, C, Ae, S	-	-	275	8	Macroforma de acreção a jusante formada pelos elementos GB e SG

Onde, X é vetor médio da direção de paleocorrente; n(X) o número de medidas de paleocorrente; Y o vetor médio das superfícies hierárquicas e n(Y) o número superfícies hierárquicas medidas

A INVERSÃO TECTÔNICA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO MODELOS FÍSICOS

CAROLINE JANETTE SOUZA GOMES - DEGEO/EM/UFOP

JOSÉ ADILSON D. CAVALCANTI - Bolsista PIC/UFOP

GESNER J. I. SANTOS - Bolsista de Iniciação Científica - CNPq

INTRODUÇÃO

Os modelos tectônicos para o Quadrilátero Ferrífero (QF) do final do Arqueano/Proterozóico sugerem, uma extensão crustal seguida por uma inversão (MARSHAK & ALKMIM 1989; CHEMALE Jr. et al. 1991) responsáveis, respectivamente, pela geração / reativação das Bacias Minas e pela tectônica compressional que caracteriza mais intensamente a porção leste da área.

GOMES (1995) mostra através de experimentos de modelagem física analógica a possível arquitetura da Bacia Serra do Curral (BSC) e da Bacia Sinclinal da Moeda (BSM) após um evento extensional. Nestas simulações, o Homoclinal da Serra do Curral constitui um *graben* assimétrico e o Sinclinal da Moeda um *rift* simétrico. Suas vergências, respectivamente para NW e W, são atribuídas ao evento compressional brasileiro.

Em presente estudo simulou-se, em caixas de madeira de 60x20(30)x11cm, a inversão no QF, sob diferentes condições de contorno.

EXPERIMENTOS

No primeiro experimento representou-se as rochas infracrustais, os terrenos granito-gnáissicos, através de uma camada irregular de 2,0 a 1,5cm de espessura de silicone especial (produzido por Rhône-Poulenc), de densidade $d=1,16g/cm^3$ e comportamento dúctil. Camadas de areia colorida ($d=1,3g/cm^3$ e granulometria entre 200 e 300 μ), simulando as rochas supracrustais, preencheram a caixa até uma altura total de 4,0cm. Calhas de 1cm de profundidade, no silicone, representaram as BSC e BSM. A inversão (35%) gerou: forte espessamento do silicone, nenhuma deformação nas Bacias Minas, falhas de empurrão e de retrocavalgamento nas unidades supracrustais e ascensão do silicone ao longo das falhas (fig. 1). Este experimento demonstrou que a modelagem das infracrustais, inclusive do Complexo Metamórfico do Bação (CMB), através de silicone, de comportamento newtoniano, não simula de maneira adequada a inversão tectônica no QF.

O segundo experimento simulou extensão e compressão considerando-se apenas a crosta rúptil.

Uma camada de reologia plástica, de silicone, constituiu na inversão um descolamento basal dúctil. Nesta caixa representou-se o CMB por um cilindro, de 7,0cm de diâmetro, de isopor, constituído por 5 unidades circulares de 1cm de espessura, frouxamente amarrados entre si. Montou-se um papelão no fundo da caixa possuindo um corte na altura da BSM e da BSC, cuja função era gerar as bacias durante a extensão, uma camada de 0,6cm de silicone, o cilindro de isopor e camadas de 4,0cm de areia colorida, representando o pré-rift ou pré-Minas. Durante a extensão de 5cm (13%), preencheu-se as bacias com areia de diferentes cores. O cilindro de isopor sofreu uma deformação do tipo cisalhamento simples, uma vez que o movimento de sua porção inferior foi maior do que o da parte superior. Assim, o CMB impediu a abertura esperada da BSM produzindo, em planta, a geometria circular tão discutida do flanco leste desta bacia. A compressão, de 22%, causou leve basculamento das camadas Minas na BSC não afetando, porém, o *sin-rift* a W do CMB, na BSM. Formaram-se ainda, no pré-rift, falhas de empurrão e de retrocavalgamento (figs. 2A e B).

No terceiro experimento trabalhou-se apenas com a deformação rúptil. Repetiram-se as condições de contorno descritas em GOMES (1995) para a geração das BSC e BSM e, para o CMB, utilizou-se, como no experimento anterior, um cilindro de isopor acrescido de pequenas esferas de chumbo, para aumentar sua densidade. Realizou-se uma extensão de 32% seguida por uma compressão de 41%. A inversão gerou forte encurtamento no pré-rift e, no interior da BSC, rotação das camadas, agora mergulhando para SE, e reativação de falhas normais (fig. 3A). Na região do CMB e da BSM formaram-se falhas de empurrão e de retrocavalgamento e o cilindro de isopor, o CMB, sofreu uma deformação interna. Na BSM novamente não ocorreu deformação, permanecendo as camadas em posição horizontal (fig. 3B).

CONCLUSÃO

As modelagens confirmaram que a arquitetura da BSC pode ser explicada por uma inversão tectônica, em rochas de comportamento rúptil. Futuras pesquisas deverão estudar materiais alternativos para a simulação da inversão na região do CMB.

BIBLIOGRAFIA

CHEMALE Jr., F.; ROSIERE, C.A.; ENDO, I. - 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero - Um modelo. Pesquisas, 18(2):104-127

GOMES, C. J. S. - 1995. A formação das Bacias Serra do Curral e Sinclinal da Moeda, no Quadrilátero Ferrífero - Uma modelagem física. (submetido à Revista Escola Minas)

MARSHAK, S. & ALKIMIM, F.F. - 1989. Proterozoic Contraction/Extension Tectonics of the Southern São Francisco Region, Minas Gerais, Brazil. Tectonics, 8(3): 555-571.

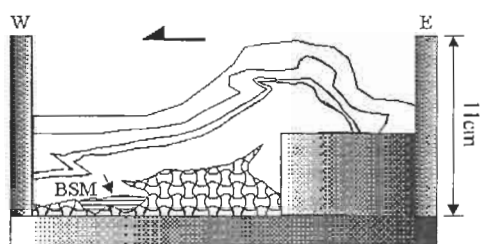







Fig.1

LEGENDA

-  AREIA I: SUPERGRUPO MINAS (figs. 2 e 3)
-  AREIA II: SUPRACRUSTAIS (fig.1)
-  UNIDADES PRÉ-MINAS (figs. 2 e 3)
-  SILICONE: INFRACRUSTAIS (fig.1)
-  ZONA DE CISCALHAMENTO DÚCTIL (fig.2)

 DIREÇÃO DA COMPRESSÃO

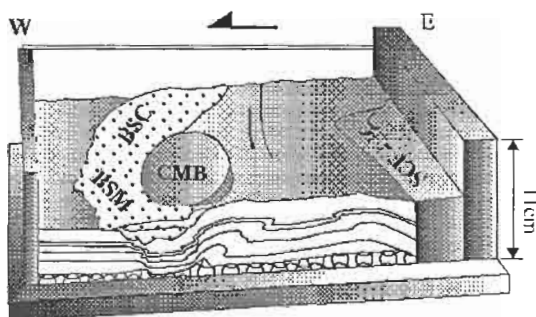


Fig.2a

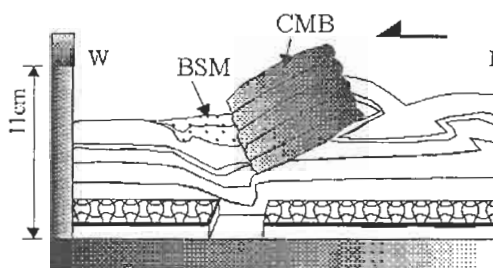


Fig.2b

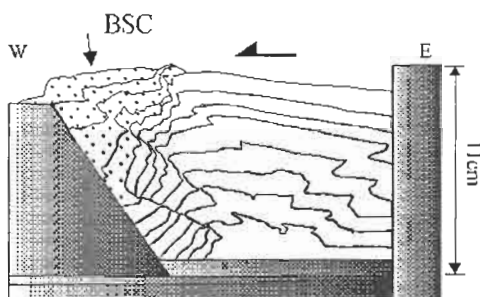


Fig.3a

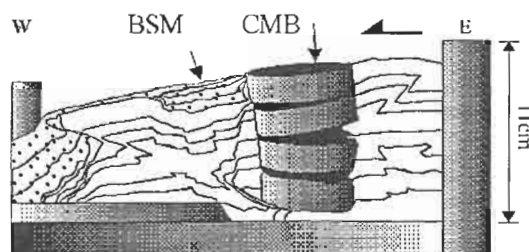


Fig.3b

Figura 1 - Primeiro experimento: corte longitudinal E-W, na altura da Bacia Sinclinal da Moeda (BSM) e do Complexo Metamórfico do Bação (CMB)

Figura 2 - Segundo experimento: A- Vista em planta e do perfil S, ao término da deformação; SCF-SC - Sistema de Cisalhamento Fundão - Serra das Cambotas. B- Corte longitudinal E-W, na altura da BSM e do CMB.

Figura 3 - Terceiro experimento: A- Corte longitudinal E-W, na altura da BSC; B- Corte longitudinal E-W, na altura da BSM e do CMB.

SIGNIFICADO DOS MOVIMENTOS NORMAIS NA BORDA OESTE DO SINCLINAL MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO

JOÃO FERNANDO MARTINS HIPPERTT - DEGEO/UFOP

INTRODUÇÃO

Recentemente, Hippertt et al. (1991) identificaram movimentos normais na zona de cisalhamento que marca o contato entre a Formação Moeda e o Complexo Bonfim na borda oeste do Sinclinal Moeda, oeste do Quadrilátero Ferrífero (QF). Estes movimentos têm sido interpretados como provenientes de uma tectônica distensional Proterozóica (Chemale Jr. et al. 1991) que seria correlacionada à deposição do Supergrupo Espinhaço (Marshak & Alkmin 1989). Neste trabalho procura-se demonstrar uma interpretação alternativa, onde os movimentos normais são atribuídos à própria mecânica de dobramento do sinclinal, não estando necessariamente vinculados a uma tectônica distensional. Objetiva-se com esta discussão ampliar as possibilidades interpretativas para estas importantes estruturas normais que estão, cada vez mais, sendo reconhecidas no QF.

ARCABOUÇO CINEMÁTICO

É constituído por três componentes principais de "strain" (Fig. 1). Duas são provenientes do próprio mecanismo flexural de dobramento do sinclinal: a componente coaxial intraestratal e a componente não-coaxial interestratal (Lister & Williams 1983). A terceira componente, também não-coaxial e de caráter regional, é originada pelo transporte tectônico para oeste que causou a inversão da aba leste do sinclinal. Na aba leste, estas componentes são antitéticas e tendem a se anular, enquanto que na aba oeste elas devem se somar, o que aumenta a participação do cisalhamento simples (sentido inverso) no "bulk strain" da aba oeste. Isto está de acordo com a constatação de que feições indicativas de cisalhamento simples (e.g. foliações S-C) são bem mais desenvolvidas na aba oeste do que na aba leste.

ESTRUTURAS NORMAIS E INVERSAS

A ocorrência de uma zona de cisalhamento normal na borda oeste do Sinclinal Moeda pode ser explicada como uma consequência do deslizamento ("flexural slip") dos estratos da sequência supracrustal contra um anteparo (o Complexo Bonfim). Entre os demais estratos da aba oeste, entretanto, devem ser produzidos movimentos em sentido contrário (inversão) como ilustrado na Fig. 2. Este quadro está de acordo com o que se observa na Serra da Moeda, onde os

movimentos normais se restringem à zona de contato, dando rapidamente lugar a movimentos inversos, indo-se em direção ao interior do sinclinal. Contudo, em muitos pontos mesofalhas normais e inversas coexistem lado a lado em escala de afloramento, com as primeiras sendo normalmente cortadas pelas últimas.

MICROESTRUTURAS

A contemporaneidade entre estruturas normais e inversas fica evidenciada principalmente em escala microscópica, onde numa mesma seção delgada coexistem estruturas S-C e "microshears" fisicamente idênticos, intimamente associados, mas que indicam sentidos de cisalhamento contrários (Fig. 3). Evidência para uma formação simultânea é também dada pelos padrões de eixo-c de quartzo: nas seções delgadas onde ocorrem cisalhamentos contrários (domínios intraestratais), obtêm-se padrões de eixo-c simétricos em relação a foliação principal "C" (Fig. 3). Já nas seções delgadas com predominância de apenas um sentido de cisalhamento (domínios interestratais), obtêm-se padrões oblíquos que retratam "strain" não-coaxial (Fig. 4).

REOLOGIA E CINEMÁTICA

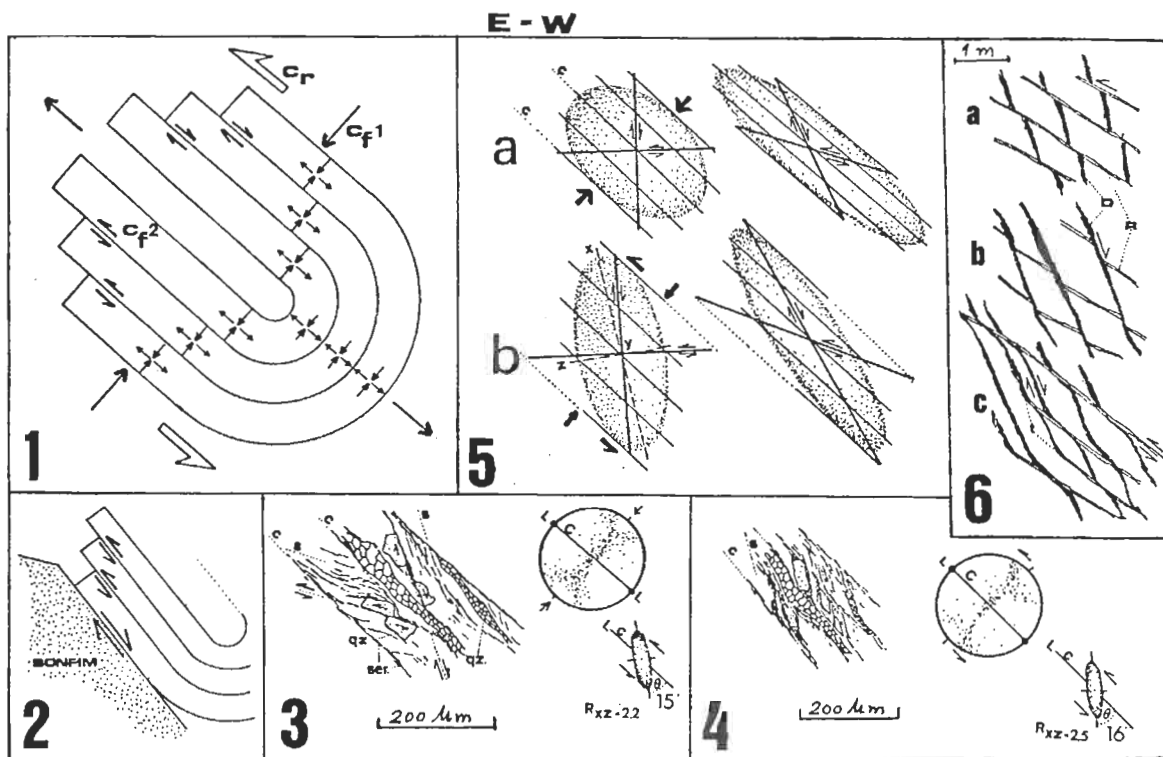
Esta associação de cisalhamentos contrários, aqui interpretados como componentes de um par conjugado originado pela componente coaxial de dobramento, está presente ao longo de toda a aba oeste do sinclinal. As mesofalhas normais e inversas descritas por Endo & Nalini Jr. (1991) são provavelmente uma manifestação mesoscópica deste par conjugado. Por outro lado, os horizontes interestratais retratam a componente não-coaxial do deslizamento flexural. O caráter mais rúptil das falhas inversas em relação as normais é um dos aspectos que parece sugerir que estas estruturas foram formadas em tempos diferentes. Entretanto, no caso de um arcabouço cinemático com componentes coaxiais e não-coaxiais, pode-se prever que um dos planos do par conjugado (exatamente aquele que corresponderia as falhas inversas) atingiria orientações favoráveis à formação de rupturas extensionais (alto ângulo com o eixo de máxima extensão). Tais planos devem ter apresentado uma maior tendência ao fraturamento nos estágios iniciais de deformação (ver Figs. 5 e 6).

CONCLUSÕES

1. A zona de cisalhamento normal na borda oeste do Sinclinal Moeda pode ser interpretada como resultado do deslizamento flexural dos estratos basais da seqüência supracrustal, sem necessariamente retratar um ambiente tectônico distensional; 2. A coexistência em todas as escalas de movimentos normais e inversos pode refletir um par de cisalhamentos conjugados (formação simultânea) originado pela componente de "strain" coaxial que atua no dobramento do sinclinal; 3. O dobramento e a inversão do Sinclinal Moeda podem ter ocorrido em um único evento tectônico, onde o principal fator propulsor foi a ascensão e transporte para oeste do Complexo de Bação.

REFERÊNCIAS

- Chemale Jr., F.; Rosiere, C. & Endo, I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero: um modelo. *Pesquisas UFRGS*, 18:104-127.
- Endo, I. & Nalini Jr., H. 1992. Geometria e cinemática das estruturas extensionais e compressionais na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, QF. In: VI Simpósio de Geologia - SBG Núcleo MG, p.15-17.
- Hippertt, J.; Borba, R. & Nalini Jr., H. 1991. O contato Formação Moeda- Complexo Bonfim: uma zona de cisalhamento normal na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero. In: VI Simpósio de Geologia - SBG Núcleo MG, p.32-34.
- Lister, G. & Williams, P. 1983. The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, 92:1-33.
- Marshak, S. & Alkmin, F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of southern São Francisco craton. *Tectonics*, 8:555-571.



LEGENDA (Todas as figuras com a mesma orientação. Referencial E-W no topo)

Fig.1 - Arcabouço cinemático do sinclinal Moeda constituído por três componentes de "strain": uma componente não-coaxial regional (C_r) e duas componentes flexurais, que são: componente coaxial intraestratal (C_{f1}) e componente não-coaxial interestratal (C_{f2}). **Fig.2** - Movimentos normais e inversos na aba oeste do sinclinal produzidos pelo mecanismo flexural. Note movimento normal no contato. **Fig.3** - Domínio intraestratal. Estruturas S-C e "microshears" opostos (par conjugado). Padrão simétrico de eixo-c de quartzo indica "strain" coaxial. **Fig.4** - Domínio interestratal. Microestrutura e padrão de eixo-c indicativos de deformação não-coaxial. **Fig.5** - (a) Par conjugado produzido por deformação coaxial ideal. (b) Par conjugado produzido por deformação com componentes coaxiais e não-coaxiais. Nos estágios iniciais de deformação, um dos planos do par tende a se orientar próximo ao plano YZ do elipsóide (sítios de clivagens extensionais), favorecendo a resposta mais rúptil ao longo destes planos. **Fig.6** - Relações temporais entre cisalhamentos dúcteis (D) e rúpteis (R): (a) Cisalhamento rúptil posterior. (b) Cisalhamento dúctil posterior. (c) Cisalhamentos simultâneos. Note geometria de "duplexes" e a terminação de algumas zonas rúpteis nas zonas dúcteis (t), como ocorre na aba oeste do sinclinal.

OS MODELOS PROPOSTOS PARA O DEPÓSITO AURÍFERO DE PASSAGEM DE MARIANA

FERNANDO R. OLIVEIRA - IG/UNICAMP
ALFONSO SCHRANK - IG/UNICAMP
ISSAMU ENDO - DEGEO/EM/UFOP
ROBERTO P. XAVIER - IG/UNICAMP

INTRODUÇÃO

A mina de Passagem de Mariana, situada na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, constitui-se em uma das mais antigas minas de ouro do Brasil, com uma longa história que se inicia no final do século XVII quando os bandeirantes alcançaram o Ribeirão do Carmo e encontraram ouro aluvionar. O

depósito situa-se no flanco sul do Anticlinal de Mariana (Fig. 1), está encaixado em litologias pertencentes ao Supergrupo Minas, embora existam autores que o considerem, pelo menos em parte, encaixado no Supergrupo Rio das Velhas (cf. Vial, 1988 e Duarte, 1991). Estima-se que sua produção tenha sido de pelo menos 60t de ouro (Fleischer & Vial, 1986).

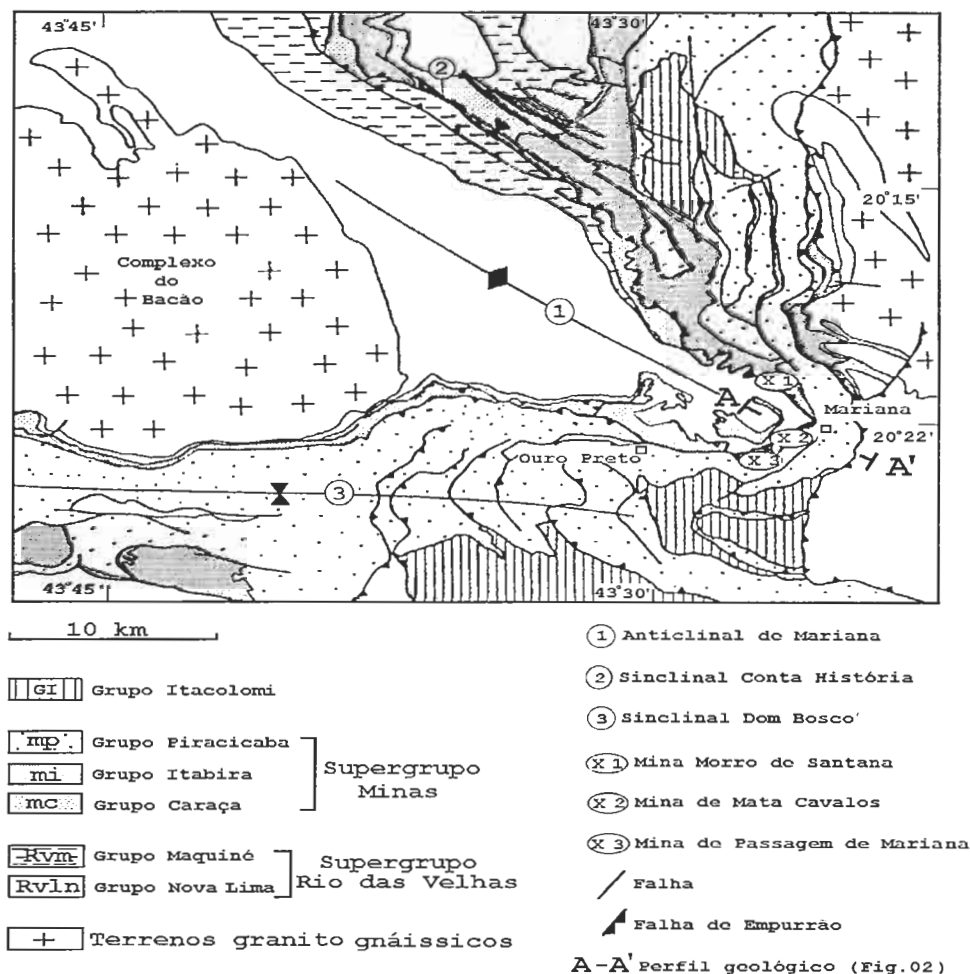


Fig. 1. Mapa geológico simplificado da região de Ouro Preto-Mariana. (adaptado de A.L.M. Barbosa, 1969 in Dorr, 1969).

MODELOS GENÉTICOS PROPOSTOS PARA O DEPÓSITO AURÍFERO DE PASSAGEM

Desde as primeiras considerações feitas por Eschwege (1815) *apud* Eschwege (1833) sobre do depósito de Passagem, diversos trabalhos versaram

sobre modelos genéticos para a formação desse depósito. Baseados em uma síntese detalhada Oliveira *et al.* (1995) propõem subdividir os modelos propostos em 4 grupos.

O primeiro grupo de modelos tem em comum a proposta de que a mineralização estaria relacionada,

direta ou indiretamente a atividade ígnea, além de ser epigenética, Hussak (1898), Derby (1911) e Guimarães (1965), estão entre os defensores desse modelo. O segundo grupo, compreende a hipótese de que a mineralização é epigenética mas relacionada a falhamentos de empurrão, com vergência para WNW (fig. 2), entre seus defensores estão Barbosa (1968), Vial (1988) e Duarte (1991). O terceiro grupo, compreende o modelo proposto por Fleischer (1971) e Fleischer & Routhier (1973) e traz como característica

fundamental a interpretação da mineralização como singenética à deposição do filito Batatal. As propostas recentes, de Chauvet *et al.* (1993/94), constituem o quarto grupo, propõem que a mineralização é controlada por estruturas de escorregamento tardias ("late gravity sliding") vergentes para ESE, o depósito seria epigenético mas associado a estruturas de escorregamento e não de cavalgamento como no segundo grupo.



Fig. 2. Seção na porção SE do Anticlinal de Mariana. (adaptado de Dorr, 1969).

COMENTÁRIOS

Apesar dos trabalhos realizados após a revisão feita por Ladeira (1988) (e.g. Duarte 1991, Nalini Jr. 1993 e Chauvet *et al.* 1993/94) ainda persistem questões em aberto, referentes ao depósito de Passagem, entre as quais destacam-se:

1- Com a existência demonstrada de pegmatitos no Complexo do Bação contendo monazita com 2030 Ma (Machado *et al.* 1992), portanto posteriores a deposição dos sedimentos do Supergrupo Minas, a possibilidade de uma relação das mineralizações a turmalina-arsenopirita com líquidos graníticos (grupo 1) torna-se plausível;

2- O controle estrutural da mineralização, proposto por diversos autores como sendo representado por falhamentos de empurrão, parece não se constituir na melhor alternativa, pois a deformação compressiva frontal, em princípio não é favorável a criação de grandes aberturas. Deve-se notar a ampla distribuição da mineralização, ao longo de 15km e com uma espessura que pode atingir até 15m. Alguns autores já abordaram o problema e propuseram soluções alternativas. Barbosa (1968) sugere que após o empurrão de E para W, ocorre o soergimento dômico da estrutura (Anticlinal de Mariana), gerando aberturas no plano de falha onde aloja-se a mineralização. Chauvet *et al.* (1993/94), propuseram que a mineralização teria se formado tardiamente ao empurrão, durante o relaxamento deste, quando seriam criadas estruturas extensionais onde a mineralização se aloja.

3- Ainda persistem dúvidas quanto a correlação estratigráfica das rochas que abrigam o depósito com aquelas encontradas regionalmente. Vial (1988) e Duarte (1991), afirmam que ocorrem litotipos do

Grupo Nova Lima que teriam sido colocados pela tectônica compressiva, especialmente as rochas carbonáticas que se encontram na porção SW da mina, abaixo do Itabirito Cauê. Não há fatos concludentes nessa afirmação, pois embora se conheça, no Supergrupo Minas, carbonatos estratigraficamente abaixo da Formação Cauê, a inversão tectônica nesta zona de falha é possível (vide as repetições tectônicas maiores ao longo do perfil geológico - figura 2).

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, A.L.M. 1968. Debates da VII Semana de Estudos Geológicos. Anais da SICEG Ouro Preto 7 p.226-228.
- CHAUVET, A.; FAURE, M.; DOSSIN, I.; CHARVET, J. & MENEZES, M. 1993. Structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero; consequences on the age and formation of the gold deposits of the Ouro Preto area (Minas Gerais, Brazil). SBG/ Núcleo de Minas Gerais. Anais do IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. B. Horizonte. Bol. 12.p.230-234.
- CHAUVET, A.; FAURE, M.; DOSSIN, I. & CHARVET, J. 1994. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: consequences for the Neoproterozoic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. Precambrian Research. 68: 139-167.
- CHEMALE, F.Jr.; ROSIÉRE, C.A. & ENDO, I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Um modelo. Rev. Pesquisas.UFRS. 18: p.107-127.
- DERBY, O.A. 1911. On the mineralization of the gold-bearing lode of Passagem, Minas Gerais, Brazil. Amer. J.Sc., 4th series, 32:185-190.
- DORR, J.V.N.1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington. USGS-Prof. Paper, 641-A.110p.
- DUARTE, B.P. 1991. Contribuição ao estudo da geologia do corpo de minério fundão do depósito de Passagem, Mariana, MG. IG/UFRJ, Diss. de Mestrado, 175 p.
- ESCHWEGE, W.L. von. 1833. Pluto Brasiliensis - In: Eschwege, W.L. von (1979) : Pluto Brasiliensis, 2 vols. Editora Itatiaia/Edusp. São Paulo, SP, 528 p.
- FLEISCHER, R. 1971. Le gisement aurifère a tourmaline de Passagem de Mariana (Minas Gerais/Brésil) et son cadre.

- Influence de l'évolution structurale et du métamorphisme sur une minéralisation syngénétique familiale. Fac. Sci. Paris, França. Tese de doutoramento, 154 p.
- FLEISCHER, R. & ROUTHIER, P. 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit; Passagem de Mariana (Brazil). *Econ. Geol.* 68:11-22.
- FLEISCHER, R & VIAL, D. S. 1986. Surface and underground geological field trip in the area of Passagem gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, IUGS/UNESCO/IBRAM, Braziliam workshop on gold related to greenstone belts and base metals associated with vulcanogenic rocks. *B.Horizonte.* p.55-65.
- GUIMARÃES, D. 1965. Princípios de metalogênese e geologia econômica do Brasil. DNPM/DFPM Boletim 121.625p.
- HUSSAK, E. 1898. Der goldführende, kiesige Quarzlagengang von Passagem in Minas Geraes, Brasilien. *Zeitsch. für Prakt. Geol.*, v.5, p.345-357.
- LADEIRA, E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. Coelho, C.E.S (1988), *Depósitos Mineraiis do Brasil*, v.III, p.301-375.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A. & BELO OLIVEIRA, O. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 104:1221-1227.
- OLIVEIRA, F.R.; SCHRANK, A. ; XAVIER, R.P. & ENDO, I. 1995. A mina de ouro de Passagem de Mariana: Uma revisão. no prelo, *Rev. Es. Min.*
- VIAL, D.S. 1988. Mina de ouro de Passagem, Mariana, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C.; Coelho, C.E.S (1988), *Depósitos Mineraiis do Brasil*, v. III, p.421-430.

DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO DA SEQÜÊNCIA LITOLÓGICA PRECÂMBRIANA DA REGIÃO DA SERRA DA PIEDADE, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

F.R.M. PIRES - UFRJ

A. GODOI - UFRJ

A geologia da região da Serra da Piedade (folhas LASA, Santa Luzia e Serra da Piedade em 1/25 000 e IGA, Caeté e Belo Horizonte em 1/50 000) tem sido reportada e discutida por diversos autores (Alves, 1961; Braun, 1980; Drake e Morgan, 1980; IGA, 1983). Recentemente, durante dois Estágios de Geologia de Campo III, em anos consecutivos, oferecidos pela UFRJ, novos dados sobre a geologia da área foram levantados. A forma fortemente recurvada da extremidade nordeste da Serra da Piedade, interpretada como sinclinal (Alves, 1961) constitui motivo principal deste trabalho.

Em termos litoestratigráficos a área pode ser subdividida de Sul para Norte em *greenstones* do SG Rio das Velhas, itabiritos do SG Minas, com raros remanescentes da forte tectônica, de metaconglomerados, quartzitos e filitos do Gr. Caraça comprimidos em lentes na vertente Sul da Serra, próximo a Capela, capeados por seqüência de micaxistos com intercalações irregulares e esparsas de quartzitos negros a cinzas, filito prata, filito cinza, considerados como pertencentes ao Gr. Piracicaba, aparentemente superpostos a espessa sucessão de micaxistos com esporádicos corpos de anfibolitos, ortoderivados, passando a biotita muscovita xistos com segregações lenticulares de quartzo, magnetita quartzitos, delgadas lentes de filito grafitoso, seguidos por pacote de biotita gnaiss de grã fina com corpos de anfibolito, turmalinito, quartzitos e xistos com muscovita verde.

Gnaisses migmatíticos e corpos de granito limitam o conjunto a Norte. Aparentemente o metamorfismo da seqüência aumenta para NNE, com o aparecimento ou formação dos gnaisses e granitos.

Arenitos metaconglomeráticos, de coloração avermelhada a cinza, não deformados pertencentes ao Gr. Macaúbas (IGA, 1983) e restos de sedimentos argilosos, com ocasionais acumulações de seixos de hematita na base, de idade Fanerozóica (bacias intramontanas) que ocorrem com pequena expressão territorial, representam depósitos mais recentes.

A estrutura da região que consiste no prolongamento da Serra do Curral em sua parte nordeste, ocupa trecho entre Sabará e o Morro do Tapete em cerca de 25km de extensão, na direção NE. Coincidentemente a estrutura termina com o aparecimento de fortes zonas de cisalhamento de direção Norte-sul determinantes da faixa do Espinhaço. O encontro dessas duas estruturas, que

afetou sensivelmente as rochas do Embasamento tanto quanto as sucessões supracrustais produziu complexidade estrutural denunciada principalmente pelas zonas de cisalhamento.

A principal meso-estrutura encontrada nas rochas consiste no forte S_1 -plano, por vezes paralelo ao bandamento original S_0 que define o trend mega-estrutural alongado. A S_1 -foliação principal composta pelo arranjo cristalográfico dos minerais planares, filossilicatos e hematita, por vezes transposta por S_2 -planos de cisalhamento subconcordantes, visíveis tanto em micro quanto em meso escala frequentemente está fortemente milonitizada. Planos de crenulação nos metassedimentos também seguem as direções dos planos de cisalhamento.

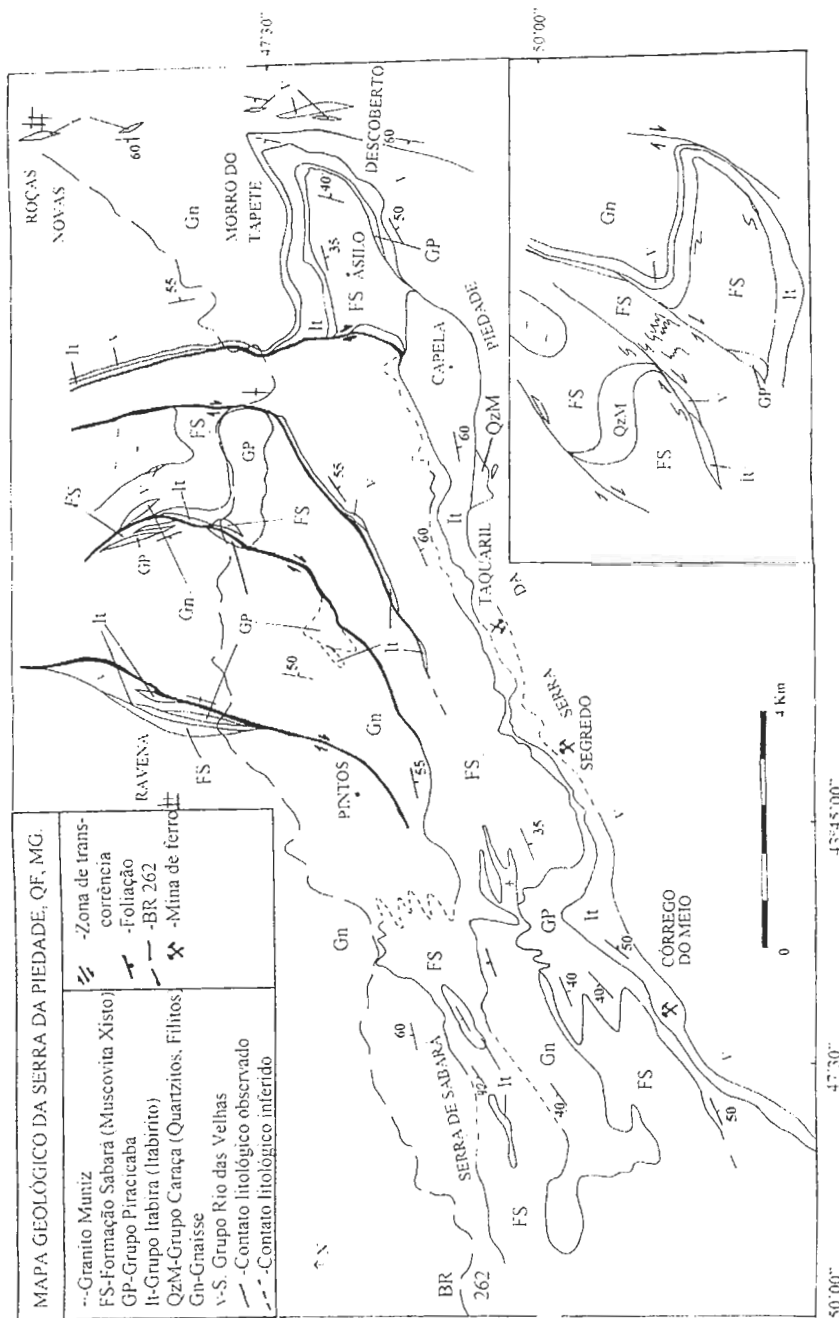
Os itabiritos registraram os efeitos dos cisalhamentos dúctil e dúctil-rúptil revelando espetacular sucessão de dobras similares e concêntricas, métricas, truncadas por S_t -planos nas zonas de flancos. Fortes lineações de estiramento mineral, as vezes recurvadas, apresentam caimentos nos intervalos 180° - 120° e 070° - 090° , em geral *downdip*. Microplaquetas de hematita orientam-se segundo os S_1 -planos axiais das dobras. São comuns *boxfolds*, *kink-bands* e *chevrons* com eixos caindo para 180° . O prolongamento das zonas de cisalhamento Norte-sul nos itabiritos produziu inúmeras falhas quase sempre com brechas, com fortes mergulhos para os *azimuths* 220° até 315° , caracterizando regime mais rúptil. Na mina do Córrego do Meio esses planos encontram-se paralelizados a S-foliação principal e geraram espetaculares bandas cataclásticas planares.

Na parte Norte da área o cisalhamento truncou severamente as seqüências, deslocando sinistralmente as rochas e produziu forte rotação separando setores de 3-4 km de dimensão. O bandamento, inicialmente paralelo ao flanco Sul da estrutura, foi girado e estirado para Norte e Sudeste. As zonas de cisalhamento ficam recurvadas para Sudeste resultando no desaparecimento e surgimento brusco de unidades. *Rafts* e fatias tectônicas são encontradas embutidas exoticamente em certas unidades ou são abandonadas e isoladas ao longo de contactos geológicos. Itabiritos e quartzitos se prestam bastante para esse tipo de feição estrutural. Aparentemente os itabiritos da Serra de Sabará e a delgada lente que ocupa a parte central da área representam essa estrutura. Os espessamentos dos metassedimentos a

Nordeste da mina do Córrego do Meio e nos arredores da Capela constituem claros efeitos dessa tectônica. A língua isolada de itabiritos tremolíticos próximo a Pintos está encaixada numa parte de zona de cisalhamento Norte-sul, antes de se recurvar para Sudeste. Aparentemente a forma fortemente recurvada da extremidade Nordeste da estrutura representa o truncamento por zona de cisalhamento que ao atingir a unidade itabirítica curvou drasticamente e englobou fatias exóticas de gnaiss. Fragmentos de rochas metaultramáficas xistificadas e de gnaisses nas zonas de contacto entre o Granito Muniz e os metassedimentos também constituem efeitos do cisalhamento atuante.

REFERÊNCIAS

- Alves, B.P.,(1961). Sumário sobre a estratigrafia e estrutura das quadrículas de Caeté e Serra da Piedade, SICEG, 1: 255-260.
- Braun, O.P.G. (1980). Algumas correções na geologia da quadrícula Serra da Piedade, no Quadrilátero Ferrífero. Inéd., 14p.
- Drake, Jr. A.A. e Morgan, B.A.,(1980) Precambrian plate tectonics in the Brazilian Shield-Evidence from the pre-Minas rocks of the Quadrilátero Ferrífero. U.S.G.S., Prof. Paper 1119, 19 p.
- IGA (1983). Mapas Geológicos das Folhas de Caeté e Belo Horizonte em 1/50.000, Secr. de Ciência e Tecnologia de Minas Gerais.
- Pires, F.R.M. et al.,(1993) A Estrutura Anticlinal Recumbente da Serra do Curral, QF, Minas Gerais. IV SNET, An., 156-165, BH.



MÉTODOS NÃO-CONVENCIONAIS NA EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA DA BACIA DO SÃO FRANCISCO: GEOQUÍMICA DE SUPERFÍCIE (GASOMETRIA) E PROSPECÇÃO MICROBIOLÓGICA

REGINA CÉLIA R. DOS SANTOS - PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/SEGEQ

NELSON A. BABINSKI - PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/SEGEQ

INTRODUÇÃO

O fundamento básico que caracteriza a aplicação dos métodos não-convencionais admite que, invariavelmente, de todas as significativas acumulações petrolíferas, as frações mais leves dos hidrocarbonetos emanam em direção à superfície. Este processo de exsudação ocorre através dos mecanismos de difusão, efusão, flotabilidade, falhas, fraturas e movimentos hidrodinâmicos. Estas exsudações, geralmente imperceptíveis, contaminam o solo causando efeitos químicos, físicos e biológicos, tornando-se assim indícios significativos e passíveis de detecção através de estudos específicos. Dentre os métodos não-convencionais destacam-se a geoquímica de superfície (gasometria) e a prospecção microbiológica (Babinski, 1986 e Santos et al., 1990).

GEOQUÍMICA DE SUPERFÍCIE (GASOMETRIA)

A gasometria baseia-se na detecção direta dos hidrocarbonetos adsorvidos ou absorvidos nas camadas superficiais do solo. Os indicadores normalmente utilizados são hidrocarbonetos gasosos leves (metano-C1) e gasosos pesados (etano, propano e butano-C2, C3 e C4, respectivamente), hidrocarbonetos líquidos leves ("range" gasolina C4-C7) e pesados (betumes). As determinações qualitativas e quantitativas são executadas por cromatografia em fase gasosa de alta resolução, com níveis de detecção na ordem de (ppb) partes por bilhão (Babinski, 1986 e Santos, 1991).

A partir da hipótese da lognormalidade das variáveis geoquímicas, calcula-se o "background" com a média dos logaritmos das concentrações de hidrocarbonetos; expurgando-se as assimetrias positivas e as binormalidades, que por si só, já representam anomalias. Os Cálculos estatísticos assim conduzidos permitem, quando somados os desvios padrão ao "background", estabelecer as concentrações padronizadas e o mapeamento das distribuições anômalas para cada tipo ou grupo de hidrocarbonetos analisados (Ferreira, 1985).

PROSPECÇÃO MICROBIOLÓGICA

Estas emanações de hidrocarbonetos, em fluxo contínuo em direção à superfície, estimulam e

selecionam microorganismos capazes de usá-los como fonte exclusiva de carbono e energia, constituindo o fundamento básico da prospecção microbiológica de petróleo (Linhares et al., 1989). Estas exsudações gasosas podem ser consumidas pelos microorganismos até concentrações abaixo do limite de detecção dos gases e seus vapores através da gasometria. Nestas circunstâncias os próprios microorganismos são os indicadores da ocorrência de geração e migração de hidrocarbonetos em sub-superfície. Dentre os microorganismos consumidores de hidrocarbonetos destacam-se os *Pseudomonas Organo* e *Chimolithothrophes*, além de algumas bactérias (*mycobacterium* e *micrococcus* - *gran+* e *gran-*) e fungos (*spreptomycetes*) (Seabra et al., 1987).

APLICAÇÃO EXPLORATÓRIA NA ÁREA PETROLÍFERA

Os métodos não-convencionais de exploração petrolífera foram aplicados, em conjunto com o mapeamento geológico convencional, em duas áreas distintas da Bacia do São Francisco: Montalvânia e Buritizeiro, ambas situadas na porção norte do estado de Minas Gerais. Na região de Montalvânia foi estudada a área de 150Km² (217 estações gasométricas e 17 microbiológicas) enquanto que na região norte de Buritizeiro a área levantada abrange 300Km² (594 estações gasométricas e 21 microbiológicas), sendo suas malhas irregulares e distribuídas ao longo de estradas e caminhos disponíveis e transitáveis à época dos trabalhos de amostragens.

A prospecção gasométrica evidenciou a presença de hidrocarbonetos gasosos leves e pesados (metano-C1 a butano-C4) em praticamente todas as amostras analisadas, enquanto que os vapores de hidrocarbonetos líquidos do "range gasolina" pentano a heptano (C5-C7) foram identificados somente em aproximadamente 15% das estações estudadas. Os estudos microbiológicos apresentaram resultados positivos e altas contagens de microorganismos em todas as estações analisadas, confirmando-se assim a presença de micro-exsudações constantes de hidrocarbonetos nas duas áreas estudadas.

As concentrações totais quantificadas e o "background" calculado para cada tipo de hidrocarbonetos são relativamente baixos, comparando-os aos determinados em outras bacias

sedimentares de idades paleozóicas e mesozóicas (Babinski & Santos, 1991).

O mapeamento das concentrações padronizadas “background” somado aos desvios padrão evidenciaram as áreas com anomalias geoquímicas, cuja distribuição areal é compatível com as estruturas geológicas mapeadas em superfície e portadoras de hidrocarbonetos gasosos de acordo com os resultados exploratórios dos poços petrolíferos perfurados nas duas áreas estudadas. Os resultados exploratórios confirmaram-se plenamente tanto no tipo de hidrocarboneto trapeado nas trapas geológicas (somente hidrocarbonetos gasosos leves e pesados) quanto na sua localização. Merece destacar que devido as peculiaridades exploratórias estas duas acumulações de gases naturais foram consideradas sub-comerciais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BABINSKI, N.A.; (1986). Boletim Técnico da PETROBRÁS, (29): 271-277.
- BABINSKI, N. A. & SANTOS, R.C.R. (1991). 3º Congr. Bras. e 1º Congr. de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa (2): 494-496.
- LINHARES, M,et al.; (1989). Boletim Técnico de Geociências (PETROBRÁS) (3): 124-125.
- FERREIRA, J.C.; (1985). 3º Simpósio Brasileiro de Geoquímica Resumos (1): 36.
- BABINSKI, N.A.; (1986). 3º Simpósio Brasileiro do Petróleo TT 77, 17 pág.
- BABINSKI, N. A. & SANTOS, R.C.R.; (1991). Rel. Téc.PETROBRÁS, 37 pág.
- SANTOS, R.C.R. et al.; (1990). 36º Congr. Bras. de Geologia (2): 967-973

ESTRUTURAÇÃO DA PORÇÃO MERIDIONAL DA BACIA ALTO - SANFRANCISCANA CRETÁCEO DO OESTE DE MINAS GERAIS

EDILSON YOSHIYUKI SAWASATO - DEGEO/EM/UFOP

FERNANDO F. DE ALKMIM - DEGEO/EM/UFOP

A seqüência de rochas cretácicas da porção meridional da Bacia Alto-Sanfranciscana (oeste de Minas Gerais) é representada por duas unidades principais: A Formação Areado, de natureza siliciclástica, posicionada na base e a Formação Mata da Corda, constituída por rochas intrusivas, efusivas e piroclásticas no topo (Barbosa 1965; Barcelos & Suguio 1980b e Kattah 1992).

O levantamento do arcabouço estrutural da bacia nas regiões de Galena, Arcado e Presidente Olegário, revelou a existência de um rico acervo de estruturas presentes tanto nas rochas da cobertura (Formação Areado), quanto em seu embasamento (Grupo Bambuí).

Uma análise estrutural, na qual os principais critérios utilizados foram a disposição espacial e temporal das estruturas e suas relações genéticas, permitiu a individualização de quatro grupos de estruturas. Esses grupos, conforme se verificou, constituem o registro dos diferentes eventos que se sucederam durante o processo evolutivo da bacia.

Os eventos interpretados a partir do registro estrutural contido sobretudo nas rochas da Formação Areado foram os seguintes:

a) Uma tectônica formadora da bacia, de natureza extensional, que provocou a reativação negativa da falha pré-cambriana de João Pinheiro e gerou uma série de falhas normais e fraturas de tração ambas com direção NNW - SSE. Esse evento de idade eo - cretácica foi responsável pela acumulação, pelo menos da parte inferior do pacote Areado na região estudada. A resposta estratigráfica a esse tectonismo, nas porções mais proximais à falha principal (falha de João Pinheiro), manifesta-se através de níveis sucessivos de conglomerados, enquanto nas posições mais distais ao falhamento uma espessa seqüência de folhelhos lacustres foi despositada. A seqüência de "coarsening upward" mostrada pelos níveis de conglomerados indica uma atenuação progressiva da atividade tectônica, a qual deve ter cessado na época da deposição da porção superior do pacote Areado (por volta do Cretáceo Médio).

Os indicadores de deformação, representados pelas fraturas de tração, revelaram um campo extensional com a seguinte composição: σ_1 = vertical, σ_2 = (horizontal) NW-SE e σ_3 = (horizontal) NE-SW.

b) Deformações pré-litificação, representadas por dobras convolutas interestratais, estruturas em "chama", "slumps" e deformações causadas por escape de fluidos. Acredita-se que as deformações pré-

litificação, tenham resultado de desestabilizações nos depósitos sedimentares induzidas pelos abalos sísmicos que acompanharam as atividades magmáticas na bacia possivelmente no limiar do Cretáceo Superior.

c) Deformações induzidas por intrusões de corpos ígneos relacionados ao magmatismo alcalino, neo - cretácico, da Formação Mata da Corda. As estruturas que caracterizam esse evento deformador são arqueamentos, dobras abertas e fechadas e falhas reversas. Além da ação mecânica, os corpos intrusivos desempenharam importante papel no processo de cimentação da rocha encaixante. Essa cimentação se deu na forma de opala. A participação das intrusivas se fez através do fornecimento de calor as encaixantes, o que possibilitou a solubilização e o aumento da concentração da sílica favorecendo sua posterior precipitação.

d) Uma tectônica deformadora transtrativa, de idade pós-Areado, de natureza extensional, caracterizada por fraturas e falhas normal - sinistral, ambas com direção NE-SW. Esse evento causou modificações na geometria original da bacia e foi especialmente importante na definição das características morfotectônicas atuais, tais como a distribuição rede de drenagem e o padrão de basculamentos de blocos. Observações em lâminas delgadas das rochas da Formação Areado afetadas pelas falhas oblíquas, permitiram reconhecer a posterioridade do tectonismo em relação à eo-diagênese da rocha. Esse fato indica uma idade mais recente que o Cretáceo médio para os referidos falhamentos.

É especulado, neste trabalho, a possibilidade de associação entre esse evento deformador e o processo de soerguimento do Arco do Alto Paranaíba

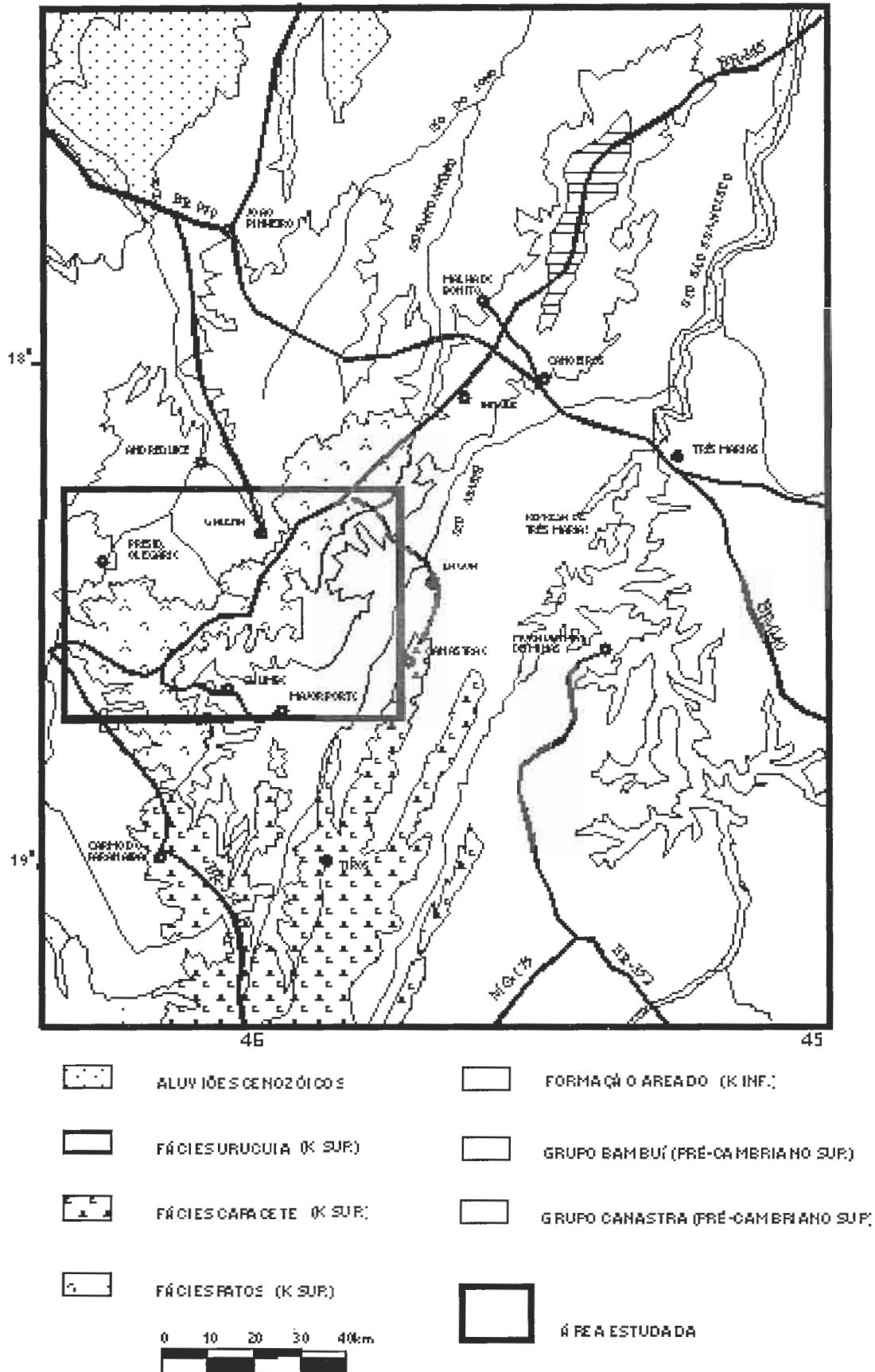
Com exceção do evento formador da bacia (evento a), os eventos deformadores (b, c e d) apresentam um maior grau de incerteza quanto à cronologia relativa. Admite-se a possibilidade de simultaneidade dos processos deformadores bem como uma causa comum para os mesmos: o magmatismo alcalino da Formação Mata da Corda.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, O. 1965. Formação Areado. In: CONGR. BRAS. GEOL., 19, Rio de Janeiro, 1965. Anais ... Rio de Janeiro, S.B.G.
- BARCELOS, J.H.; SUGUIO, K. 1980b. Distribuição regional e estratigráfica das formações cretácicas do oeste mineiro. In: CONG. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. Anais... S.B.G., Camboriú, v.2, p.683-690.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. Boletim de Geociências, São Paulo, v. 10, p. 57-77.

KATTAN, S.S. 1992. Análise faciológica e estratigrafia do Jurássico Superior / Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, oeste do Estado de Minas Gerais. Ouro Preto, 227p. (Dissertação de mestrado. UFOP).



PETROGRAFIA DO DEPÓSITO DE CROMITA DO MORRO DO CRUZEIRO, SERRO, MINAS GERAIS

ADRIANA DE CASSIA ZAPPAROLI - UNESP (Pós graduação)

NELSON ANGELI - UNESP/Departamento de Petrologia e Metalogenia

ADOLF HEINRICH HORN - CPMTC/IGC/UFMG

INTRODUÇÃO

A Sequência Serro, definida por Almeida Abreu et al. (1989), compreende rochas metamagmáticas e metasedimentos e que, por vezes, apresentam corpos de cromititos associados; são clorita xistos, esteatitos, talco xistos e serpentinitos (Renger, 1972) e, em sua porção superior, aparecem formações ferríferas bandadas e sericita xistos (Uhlein, 1982). Um esquema evolutivo para estas rochas foi proposto por Renger (1972): intrusão do corpo ultramáfico acompanhado de extrusões básicas e ácidas sin sedimentares; serpentização; metanorfismo regional; e metasomatismo. O depósito de cromita do Morro do Cruzeiro localiza-se dentro do perímetro urbano da cidade do Serro, estando encaixado numa sequência litológica que, regionalmente, apresenta contatos tectônicos com os gnaisses do embasamento à leste e com as rochas da Sequência Itapanhoacanga à oeste.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Três tipologias são reconhecidas neste depósito: lentes e/ou "pods" de clorita xistos e cromititos contidos em um pacote de talco carbonato xistos, onde os contatos geralmente são bruscos.

Os clorita xistos são compostos por clorita (50-80%), talco (15-30%), opacos (5-20%) e como secundários e acessórios rutilo, titanita, apatita e turmalina. Apresentam textura lepidoblástica e localmente nematoblástica a granolepidoblástica. As cloritas são magnesianas, na forma de palhetas com extinção ondulante, definindo uma foliação S_1 anastomosada ou interrescada com talco ou como cristais maiores envolvidos pela foliação. O talco ocorre como palhetas ou fibras subradiais, bem desenvolvidas, contidas nos planos de S_1 . Os opacos aparecem envolvidos pela foliação S_1 e são representados por: magnetita euédrica a subédrica, apresentando lamelas de alteração para hematita, zonada, fraturada, poiquilítica e apresentando estruturas coloidais e cavidades localmente preenchidas por calcopirita; pirita prismática goethitizada, livre ou aglomerada, apresentando estrias ortogonais típicas e não deformadas; e um terceiro grupo de opacos, goethitizados, com forma tabular, estrias ortogonais, livres ou interrescados, apresentando em suas bordas e em seus núcleos rutilo, que provavelmente trata-se de ilmenita. A titanita é

subédrica e fraturada. A apatita é subédrica, rica em inclusões e com extinção ondulante. A turmalina está restrita aos contatos com os talco carbonato xistos, é milimétrica a centimétrica, fraturada, corroída e com desenvolvimento de clorita sobre os cristais.

Os cromititos são compostos essencialmente por cromita imersa em uma matriz rica em talco, carbonato e kammerita, apresentando como acessórios rutilo, pirita e calcopirita. Texturas xenomórficas a hipidiomórficas, inequigranular e reliquiares são comuns, embora a textura dominante seja "pull apart". Apresentam-se como lentes e/ou "pods", circulares a ameboidais, com contatos bruscos e localmente transicionais com o talco carbonato xisto. A cromita é milimétrica, subédrica a anédrica, fraturada, por vezes arredondada, zonada, corroída, poiquilítica por apresentar inclusões orientadas e, através da densidade e frequência das inclusões, é possível classificá-la em quatro classes: livres de inclusões; inclusões somente nas bordas; inclusões por todo grão; e com distribuição aleatória; bandas de cisalhamento são observadas apresentando variado grau de cominuição. A clorita cromitífera (kammerita) aparece associada a cromita desenvolvendo localmente um bandamento metamórfico (concordante com S_2) ou substituindo seus núcleos. Cristais de talco e carbonato são concordantes com S_1 . Associados a cromita ou livres, aparecem cristais de pirita e calcopirita alterando para bornita. Cortando os cromititos, aparecem veios centimétricos a métricos de talco, carbonato e kammerita.

O talco carbonato xisto apresenta proporções variadas de talco (40-20%), carbonato (30-50%) e como acessórios e secundários clorita, kammerita, cromita, rutilo, apatita, pirita e magnetita. O talco apresenta na forma de palhetas que definem a foliação principal. Os carbonatos apresentam coloração verde a branca e são representados por magnetita, ankerita, siderita magnésifera e ferrodolomita, não maclados e não deformados. A kammerita ocorre associada aos grãos de cromita, nos contatos com os cromititos ou em veios. A cromita é euédrica a anaédrica, rica em inclusões e zonada. O rutilo é anaédrico e ocorre associado a cromita. A pirita e a magnetita são subédricas a euédricas, milimétricas, livres e sem orientação preferencial. Veios de talco são centimétricos a métricos, sigmoidais, com crescimento de lamelas das bordas para o centro e localmente ricos em cristais bem formados de hematita. Veios de

carbonatos milimétricos a centimétricos também estão presentes e apresentam associados a si uma assembléia de opacos representados por: magnetita apresentando lamelas de alteração para hematita, rica em inclusões e com alteração das bordas para goetita; covelita/calcocina e bornita; calcopirita livre ou associada a bornita e pirita.

DISCUSSÃO

O mineral tipicamente parental observado é a cromita, onde características como zoneamento, fraturamento e inclusões orientadas indicam que esta foi afetada por processos deformacionais/metamórficos, onde suas bordas tem se “ferritcromita” representando uma segunda geração e apenas seus núcleos poderiam representar a composição primária. Duas gerações de magnetitas estão presentes: livres ou associadas aos veios de carbonato, apresentando nítido caráter respectivamente pré a sin tectônico e sin a pós tectônico. A pirita também aparece em duas gerações distintas: pré a sin deformacionais e tardi a pós deformacionais. Calcopirita, bornita, covelita e calcocina são nitidamente tardi a pós tectônicas. A clorita representa três fases: a primeira, representada por cristais maiores com extinção ondulante, provavelmente pré tectônica; a segunda representada por palhetas sin tectônicas; e a terceira, cromitífera, sin a tardi tectônica. O rutilo normalmente é metamórfico ou hidrotermal. Admitindo-se que a ilmenitas é pré deformacional, assim como a cromita, é assumido, para este mineral, caráter sin deformacional. A turmalina é sin deformação, não podendo ser descartada a hipótese de ser pré deformacional. O talco e carbonatos são tipicamente sin a tardi tectônicos. Embora, não sejam observados neste depósito, minerais dos grupos da serpentina e anfibólio, esses foram descritos em outras porções da faixa ultramáfica, e são indicativos de serpentinização e metamorfismo atingindo fácies anfibolito.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Devido a inexistência de estruturas primárias, não é possível definir estas rochas como intrusivas ou vulcânicas. É assumido que ocorreu um processo de serpentinização, embora não tenham sido observadas serpentinas. O metamorfismo foi responsável pela geração da maioria dos minerais presentes e provavelmente atingiu fácies xisto verde à anfibolito, evidenciada pela presença de antofilita descrita na literatura. Esta fase desencadeou cloritização generalizada e, localmente, turmalinização. A fase retrometamórfica é representada pela cloritização das turmalinas, dentro da fácies xisto verde. Concomitante ao metamorfismo, representando uma fase hidrotermal pervasiva sin a pós tectônica, ocorre a calcificação e carbonatação das rochas. A fase mais tardia foi responsável pela assembleia mineral rica em cobre e carbonatos, evidenciando fluidos ricos em CO₂. A última fase é representada pelo processo intempérico que gerou níveis manganésíferos, caoliníticos, goethitização e calcedônia/quartzo nos planos de foliação.

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento do trabalho foi possível graças ao financiamento da FAPESP (processo 93/2195-8). Agradecimentos especiais são devidos ao Centro de Geologia Eschwege (IGC-UFMG) e a seus funcionários pelo apoio fundamental prestado.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA ABREU, P.A.; KNAUER, L.G.; HARTMANN, M.B.; SANTOS, G.G.V.; GUIMARÃES, M.L.V.; ABREU, F.R. DE; SCHRANK, A. & PFLUG, R. 1989. Estratigrafia, faciologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região do Serro/Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. *Zbl. Geol. Paläont.*, 5(6):857-873.
- RENGER, F. 1972. As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço. *Rev. Bras. Geoc.*, (2):151-160p.
- UHLIN, A. 1982. Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região do Serro, Minas Gerais. M.Sc. thesis. Universidade de Brasília. 189p.

PAINEL SOBRE ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS DO ESTADO DE MINAS GERAIS

ANTÔNIO GILBERTO COSTA-CPMTC-IGC/UFMG
ANTÔNIO WILSON ROMANO-CPMTC-IGC/UFMG

INTRODUÇÃO

As rochas e minerais industriais estão presentes, desde as mais remotas épocas, no dia a dia da população. A utilização desses recursos minerais é extensiva, os métodos de extração são, na maioria das vezes, feitos de forma artesanal e predatória e o impacto sobre a economia nacional não é levado em conta, pois grande parte da produção foge ao controle do sistema tributário. Se corretamente avaliada, a produção brasileira global de bens minerais não metálicos deve seguramente suplantar aquela dos metálicos.

Um outro aspecto a ser considerado é que os minerais e rochas industriais são estigmatizados como produtos de segunda linha, não despertam o interesse técnico e científico dos profissionais e os métodos de lavra e beneficiamento não são adequados. Conseqüentemente, são pequenos os investimentos de pesquisa, de capacitação tecnológica e de pessoal técnico especializado empregado, desde a fase de prospecção e pesquisa até o beneficiamento. Mesmo nas grandes empresas, principalmente naquelas ligadas ao setor cerâmico, são ainda muito tímidos os investimentos.

A tendência de se relegar os minerais e rochas industriais a um segundo plano foi conseqüência do próprio desenvolvimento da pesquisa mineral brasileira, tradicionalmente dirigida aos bens minerais metálicos e aos combustíveis fósseis, o que seria de se esperar em um país com grandes reservas de ferro e ouro, com industrialização crescente e com carência energética. Uma primeira questão é levantada: conseguirão os profissionais especializados do setor mineral, principalmente os geólogos e engenheiros de minas, ainda se imporem neste segmento produtivo do setor mineral?

Pesquisando mais a fundo, descobre-se que existe uma série de preconceitos contra os recursos não metálicos. A idéia de que argila (barro) e areia não se prospectam e nem se pesquisam e que qualquer pessoa pode utilizar materiais de construção sem nenhum estudo técnico prévio, retratam o segundo plano em que o setor se encontra. Para agravar, o Código de Mineração é falho ao classificar grande parte do recursos minerais não metálicos na classe II, que dispensa quaisquer procedimentos técnicos de pesquisa e avaliação. Por outro lado, grande parte

destes recursos, que deveriam por imposição da legislação, ser destinados exclusivamente para a utilização definida no código, o são para outros fins mais nobres. Um exemplo pode ser citado no caso de britadoras que extraem blocos de rochas ornamentais.

Uma outra idéia errônea é de que não se agrega valor suficiente ao produto final, quando do beneficiamento, aos bens minerais não metálicos, de modo a justificar investimentos mais consistentes.

Nos países desenvolvidos o valor agregado ao produto beneficiado pode suplantar muitas vezes aquele do produto bruto, havendo diversas especificações para o mesmo material, oriundo da mesma lavra, o que diversifica o preço final.

No entanto, a posição atual do mercado pode ser revertida, em conseqüência de certos "acidentes de percurso" isolados, como o foi recentemente o *boom* do mercado de rochas ornamentais, notadamente referente aos granitos e gnaisses para exportação.

Analisando um outro aspecto, as próprias escolas de geologia não dão a devida importância aos minerais e rochas industriais, sendo poucos os cursos que oferecem disciplinas específicas nesse campo. A capacitação profissional para este segmento começaria com sólidos conhecimentos de Mineralogia, que é a ciência fundamental para a caracterização dos materiais, de Cristalografia para a pesquisa tecnológica, de Sedimentologia e Mapeamento Geológico, além das disciplinas básicas para a prospecção e pesquisa. Um profissional com este tipo de formação, fundamentalmente geológica, estaria capacitado a atuar tanto no setor de pesquisa de uma grande indústria cerâmica, quanto em uma frente de lavra para rochas ornamentais. Um outro problema sério no trato dos recursos minerais não metálicos é que o volume de produção sendo geralmente alto e a lavra quase sempre se processando de forma rudimentar, o impacto da atividade extrativa sobre o meio ambiente é muito mais acentuado, o que conseqüentemente desperta um maior clamor público. Porém este ponto é fundamentalmente de conscientização e controle por parte dos órgãos responsáveis, sendo que programas de recuperação de áreas degradadas poderão ser viabilizados a curto e médio prazo.

CONCEITUAÇÃO DE MINERAIS E ROCHAS INDUSTRIAIS

Afinal, que são minerais e rochas industriais?

São classificados como minerais e rochas industriais todos aqueles bens minerais que não são minérios, isto é, excluído aqueles minerais dos quais se pode extrair economicamente um ou mais metais e excluídos também os combustíveis fósseis, tais como o gás natural, petróleo e carvão. A classificação inclui também as gemas (diamante e pedras coradas), alguns minerais metálicos de uso industrial, tais como a cromita, bauxita, óxidos de titânio usados como pigmentos (rutílo, ilmenita, anatásio) e fertilizantes. Alguns produtos industrializados ou semi industrializados, tais como a cal virgem ou hidratada, carbonato de cálcio precipitado, sulfatos e hidróxidos industriais, quartzo cultivado, etc, têm sido incluídos na classificação, porém rigorosamente não o devem, pois já passaram por um processo industrial de transformação. A legislação mineral brasileira os diferencia em diversas classes, contrariamente ao bens minerais metálicos,

Os minerais e rochas industriais tem preços que variam de muito baixos a extremamente altos. No primeiro caso estão os produtos *in natura* para construção civil, tais como brita e areia. Os produtos beneficiados, sujeitos a especificações técnicas e destinados sobretudo às indústrias cerâmica, de tintas, papel e química de um modo geral, como é o caso do talco, caulim, cromita, e por outro lado aqueles do setor das rochas ornamentais, podem agregar valor muitas vezes superior ao do produto bruto. No caso das gemas, como diamante, esmeralda e algumas pedras coradas, o preço pode atingir valores extremamente altos. Para os produtos de mais baixo preço, o que conta, além do volume de produção, é a localização da sua área de extração em relação ao mercado consumidor. Por exemplo, areia para construção civil que abasteça o mercado de Belo Horizonte, é anti-econômica se situada a mais de 60km do distribuidor.

No aspecto geológico, os minerais e rochas industriais são encontrados em todos os ambientes geológicos, têm gêneses diversas que são ligadas à processos ígneos, metamórficos e sedimentares, e formam depósitos primários ou secundários.

A literatura especializada produzida no Brasil é ainda muito pequena, sendo fonte de referência as publicações do DNPM, algumas revistas técnicas, anais de eventos técnico-científicos e recentemente no estado de Minas Gerais, os mapas publicados pela Companhia Mineradora de Minas Gerais -COMIG

USOS E APLICAÇÕES INDUSTRIAIS

As aplicações dos minerais e rochas industriais estão praticamente afeitas à todos os ramos da atividade industrial, concentrando-se sobremaneira na indústria cerâmica, na química e no setor da construção civil.

Na indústria cerâmica, são usadas tanto na cerâmica vermelha, na branca, nas especiais, e na de refratárias. Na indústria química a gama de produtos

minerais utilizados é muito vasta, havendo um grau elevado de substituição, como por exemplo na indústria de tintas, que aceita os mais diversos tipos de *fillers*, por exemplo, caulim, carbonato de cálcio, agalmatolito e talco. No setor da construção civil observa-se o uso ou aplicação de minerais e rochas industriais, com ou sem nenhum beneficiamento. Podem ser utilizados desde a fundação, passando pela alvenaria até a fase final de acabamentos interno e externo.

A enorme gama de usos e aplicações inclui:

- Cerâmica vermelha, branca, especial e refratários
- Indústria química (fabricação de insumos químicos)
- Indústria de tintas, plásticos, borracha, pigmentos, papel
- Indústria farmacêutica e de cosméticos
- Materiais para construção civil
- Rochas ornamentais
- Gemas lapidadas e beneficiadas artesanalmente
- Indústria vidreira
- Indústria de cal, cimento e de agregados
- Fertilizantes e corretivos de solos
- Fundentes, aglomerantes e moldes fundição para siderurgia e metalurgia
- Indústria ótica e eletrônica
- Abrasivos
- Lamas de perfuração
- Clarificantes e filtrantes
- Isolantes acústicos e térmicos
- Lubrificantes

Além destas aplicações industriais, as rochas e minerais são a base do artesanato, como são os casos da pedra-sabão nas imediações de Congonhas do Campo e Ouro Preto e da argila no Vale do Rio Jequitinhonha, uma atividade de profundas raízes fincadas na tradição popular e que sustenta uma considerável parcela da chamada economia informal. Também deve-se fazer referência aos minerais de coleção e gemas, se inexpressiva há algumas décadas, hoje é de grande importância regional, como é o caso da região abrangida pela Província Pegmatítica Oriental e dos quais o estado de Minas Gerais é reconhecidamente o maior produtor brasileiro e um dos mais importantes fornecedores mundiais.

ESPECIFICAÇÕES TÉCNICAS

As especificações técnicas para o emprego destes materiais variam conforme a destinação do produto e são extremamente rígidas para alguns segmentos industriais, principalmente no setor químico, de tintas e de papeis. No que diz respeito ao mercado interno consumidor de rochas ornamentais, ao contrário do que ocorre em outros países, só recentemente teve início um processo maior de conscientização por parte dos produtores, profissionais do setor e de parte do mercado consumidor, para a importância destas especificações.

Para carga mineral são especificações rígidas, por exemplo: inércia química, alvura, reflectância, faixas

definidas de granulometria baixa, abrasividade, poder de absorção, etc.

Para a cerâmica branca, especial e de refratários exige-se, conforme os tipos, matérias primas com teores de sílica, alumina, álcalis, MgO, CaO, etc, dentro de faixas que podem ser extremamente rígidas.

O talco para indústria farmacêutica e cosmética deve ser absolutamente isento de anfíbios fibrosos, calcário para cimento deve ter baixo teor em MgO. O quartzo usado atualmente em indústria ótica e eletrônica tem sido substituído por quartzo cultivado, exigindo para sua fabricação de lascas de alta pureza.

De um modo geral, um grande inimigo dos minerais e rochas industriais, quando usados para fins industriais mais nobres, é o teor em hidróxidos de ferro, o que limita a quantidade dos depósitos de boa qualidade.

Para as rochas ornamentais são especificações importantes as seguintes:

- Homogeneidade
- Resistência à abrasão
- Resistência à flexão
- Resistência à compressão
- Alterabilidade
- Brilho

ZONEAMENTO DOS RECURSOS MINERAIS NÃO METÁLICOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS

O estado de Minas Gerais, por ser o segundo estado mais industrializado do país, absorve uma gama extremamente variada de bens minerais não metálicos e sustenta de matéria prima parte das indústrias de São Paulo, Rio de Janeiro e outros estados, principalmente aquelas do setor químico e cerâmico.

Dado o alto grau de substituição praticado na indústria, é difícil dizer qual o produto mais nobre disponível no mercado, porém é fácil dizer que o mineral que encontra o mais largo leque de aplicações industriais é o caulim, seguido pelo carbonato de cálcio natural ou precipitado e o talco. Alguns materiais nobres, quase que restritos ao estado de Minas Gerais, como por exemplo o agalmatolito, não têm portanto, peso frente à totalidade da produção brasileira dos que lhe são substitutos. A listagem seguinte, não é completa, focalizando apenas os minerais e rochas industriais, nos quais o estado se destaca na produção. Não são citados igualmente os materiais destinados à construção civil (brita, areia, argilas para cerâmica vermelha) de distribuição extremamente variada e sujeitos à regras regionalizadas de mercado. Da mesma forma não serão mencionadas as gemas e o diamante, que são objeto de estudos a parte.

Polimorfos de Al_2SiO_5

O estado de Minas Gerais possui consideráveis reservas de polimorfos Al_2SiO_5 , principalmente de cianita. A maior parte destes depósitos situa-se no

norte do estado associado à Formação Salinas, no médio Rio Jequitinhonha e também em ocorrências isoladas ao longo da Serra do Espinhaço. Outros depósitos são encontrados no sul, em toda a área de afloramento do Grupo Andrelândia, principalmente à nordeste da cidade homônima. Neste último caso são depósitos residuais, do tipo eluvial e coluvial, associados à granada e rutilo. A cianita, em ambas regiões de ocorrência, tem qualidade muito variável, por vezes contendo grande quantidade de óxidos de ferro e grafita, inviabilizando seu uso na indústria de refratários aluminosos ou sílico-aluminosos. Tentativas locais de beneficiamento têm sido feitas nos últimos anos, porém com êxito duvidoso, principalmente pela má qualidade do material.

Caulim

Entende-se por caulim, qualquer argila que contenha no mínimo 75% do argilo mineral denominado caulinita, ou de minerais deste grupo, tais como dickita, halloysita, etc. Os depósitos que fornecem o material mais puro, são os relacionados à alteração intempérica dos feldspatos dos pegmatitos, sendo por isso considerados, impropriamente como depósitos primários. O estado de Minas Gerais possui uma vasta região produtora de caulim deste tipo, que se estende desde o sul do estado, região de Juiz de Fora e Mar de Espanha, até o nordeste, ao longo da Província Pegmatítica Oriental. O material necessita de beneficiamento para separação dos componentes indesejáveis, principalmente quartzo. Os depósitos ditos secundários, são os de caulim sedimentar, em aluviões ao longo dos rios. Neste caso o caulim é geralmente escuro e contém matéria orgânica, que não é contudo, indesejável ao processo industrial, contrariamente à presença de hidróxidos de ferro. Uma grande parte do caulim para indústria cerâmica tem sido, nos últimos anos, substituído por filitos caulínicos, com teor variável em caulinita, quartzo e sericita, e encontrados nos grupos Bambuí e Canastra e no Supergrupo Espinhaço.

Agalmatolito

O agalmatolito é uma rocha industrial de utilização nobre em refratários sílico-aluminosos e como carga mineral. O estado de Minas Gerais é o único que dispõe de reservas importantes deste material, que tem sido lavradas ininterruptamente desde os anos 30, na faixa de rochas arqueanas do Supergrupo Rio das Velhas entre Mateus Leme e Pitangui. O agalmatolito desta região provém de alteração hidrotermal de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias e tem aplicações tanto como material refratário quanto como carga mineral para indústria de plásticos, tintas, borracha e outras. A utilização depende da mineralogia, que é variada tanto de depósito para depósito, quanto no mesmo depósito. Ela é constituída por proporções desiguais de muscovita (que aumenta o teor em álcalis), pirofilita (diminui o teor em álcalis), cianita-andaluzita, diásporo e coríndon (aumentam o

teor em alumínio). Como minerais indesejáveis encontram-se os hidróxidos de ferro, rutilo, turmalina e outros menores. Em geral, o material rico em alumínio e pobre em álcalis é do tipo refratário e o rico em álcalis (muscovita) é do tipo carga mineral. A faixa Mateus Leme-Pitangui, apesar de intensamente lavrada, ainda dispõe de depósitos de porte considerável que estão em mãos de companhias mineradoras de grande, médio e pequeno portes. Uma outra região promissora para a prospecção de agalmatolitos é a de Passatempo, Desterro de Entre Rios, Oliveira, Carmo da Mata, com pequenos depósitos, sobretudo do tipo carga mineral.

Serpentinito e talco

Como produtos de alteração metassomática de rochas ultramáficas, esses materiais são abundantes no estado de Minas Gerais, associados ao Supergrupo Rio das Velhas no sul e parte central do Quadrilátero Ferrífero, na região de Serro-Conceição do Mato Dentro, na região de São João del Rei-Carandai e em outras com depósitos menos importantes. O material é utilizado geralmente como carga mineral para indústria de tintas, borracha, farmacêutica, cosméticos, etc, e tem problemas com minerais contaminantes (anfíbolios fibrosos). O serpentinito associado aos depósitos de talco tem sido, de maneira crescente, empregado como fundente e escorificante em siderurgia, substituindo o dolomito. Seu beneficiamento (britagem e classificação) é realizado na própria lavra.

Feldspato e outros minerais industriais de pegmatitos

Toda a produção de feldspato do estado de Minas Gerais é proveniente de pegmatitos da região de Governador Valadares, Galiléia, Conselheiro Pena e destina-se às indústrias cerâmicas e vidreira. O material é sujeito à especificações químicas, conforme a destinação industrial. Outros minerais industriais de pegmatitos são lavrados no restante da Província Pegmatítica Oriental, principalmente os minerais de lítio da região de Araçuaí-Itinga, que se destinam à fabricação de vidros especiais. Ensaio de beneficiamento tem sido realizados nos últimos anos, e visam sobretudo o aproveitamento racional e econômico de todo corpo pegmatítico.

Rochas ornamentais

Embora possa ser considerada inexpressiva, em termos de produção mundial, o estado de Minas Gerais ocupa, com relação aos demais estados brasileiros, posição de destaque no setor de rochas ornamentais, com a extração predominantemente de rochas graníticas. A considerar o seu grande potencial, é certo que o estado poderia ter ampliada a sua capacidade de extração e com muito mais justificativa, mostrar melhor desempenho no que diz respeito ao beneficiamento destes materiais. Atualmente o estado ainda exporta a maior parte da sua produção sem

nenhum beneficiamento. Com a aplicação de técnicas corretas e reduzindo os desperdícios (perdas na extração e no beneficiamento) poderia aumentar consideravelmente o volume de material produzido.

Ao contrário de outros estados brasileiros, como Espírito Santo, São Paulo e Bahia, Minas Gerais mostra grande diversidade de tipos de rochas e apresenta um conjunto de fatores que, aliados às suas reservas, o colocam em posição privilegiada.

Aos já tradicional e internacionalmente conhecidos granitos mineiros, devem ser acrescentados os inúmeros tipos gnáissicos, que na nomenclatura comercial são conhecidos por “*tipos movimentados*”, não podendo ser esquecidas as inúmeras variedades de quartzitos e ardósias, todas estas com boas chances de competitividade no mercado externo ou facilmente comercializadas no mercado interno, em função da razoável malha rododiferroviária existente no estado.

Em termos regionais, o nordeste do estado caracteriza-se pela ocorrência de uma grande variedade de granitos, de coloração variando dos tipos esbranquiçados aos acinzentados, isotrópicos, equigranulares ou ainda do tipo porfíricos. Destacam-se os granitos porfíricos das regiões de Comarcinho e André Fernandes, os charnockitos de Padre Paraíso e ainda os cordierita-granada-granitos das regiões de Itinga, Itaobim e Águas Formosas. Gnaisses migmatíticos ou não, mostrando os mais diversos padrões de “movimentação”, têm nesta região grande distribuição areal.

A porção leste do estado, ainda muito pouco pesquisada, caracteriza-se pela presença dos tipos graníticos, como os das regiões de Carlos Chagas, Mangalô e Teófilo Otoni, alguns destes mostrando padrões porfíricos de rara beleza e portadores ou não de granada. Em termos de coloração, estes granitos mostram variações desde os tipos esbranquiçados até aqueles rosados. Os tipos charnockíticos do vale do Mucuri, de granulação mais fina e de composição tonalítica, mostram variações de cores, que gradam do negro absoluto ao tons esverdeados e a estes encontram-se associados granitos esbranquiçados, porfíricos ou não. Com distribuição restrita à região situada a leste dos municípios de Águas Formosas ao norte e Carlos Chagas ao sul, encontram-se os cordierita-granada-gnaisses, mostrando diversos padrões de movimentação e de cor, destacando-se aqueles portadores de cordieritas de coloração azul. Ao sul de Governador Valadares até a região de Carangola, ainda na porção leste do estado, encontram-se predominantemente, os tipos gnáissicos de composição para ou ortoderivada. Esporadicamente, são encontradas rochas gabróicas, que mostram texturas e estruturas ígneas bem preservadas. Ainda nesta região, ocorrem gnaisses com texturas miloníticas, mostrando grande variação de cores.

Rochas graníticas, mostrando padrões “movimentados” ou não, são encontradas a leste, entre Mutum e Lajinha, já próximas à divisa com o Espírito Santo.

Nas regiões sudeste e sul do estado, concentram-se os principais polos de extração de rochas ornamentais

e estes caracterizam-se, essencialmente, pela produção e beneficiamento de gnaisses, mostrando diversificados padrões texturais e de cores. Destacam-se nestas regiões os centros produtores de Candeias, Campo Belo, Itapeçerica, Lavras e Formiga, dentre outros.

Os mais expressivos centros de extração e beneficiamento de rochas quartzíticas, comumente utilizadas em revestimentos e pisos, localizam-se nas regiões de São Tomé das Letras, Luminárias e Cachoeira do Campo. Embora ocorram em grande volume nas regiões leste e Espinhaço mineiros, estes não foram ainda estudados para esta finalidade. Em alguns casos, estes poderiam ser aproveitados pela indústria da construção civil ou como fonte de matéria prima para a confecção de ligas ou ainda serem utilizados como fundente na indústria siderúrgica.

As regiões de Mar de Espanha, Cachoeira do Campo, Campos Altos, Cardeal Mota e Monjolos, dispersas no estado, caracterizam-se pela ocorrência de mármore e calcários, não competindo, no entanto, com outros grandes centros produtores, como os capixabas.

Argilas especiais

Apesar das argilas comuns, bem entendido as argilas com baixo teor de caulinita e teores variáveis de quartzo, óxidos e hidróxidos de ferro e destinadas à fabricação de produtos cerâmicos, representarem um recurso mineral relativamente abundante, as argilas mais nobres, ditas aqui argilas especiais, não o são. Como argilas mais nobres citam-se principalmente aquelas do grupo das smectitas e das bentonitas comerciais. As principais regiões produtoras têm sido as de Poços de Caldas, com argilas derivadas da alteração intempérica de rochas vulcânicas alcalinas, região do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, derivadas da alteração de tufos vulcânicos alcalinos e zeólitas dos basaltos. A produção em algumas regiões tem sido intermitente, frente às alterações de mercado. A produção desta argilas supre o mercado fabricante de lamas de perfuração, aglomerantes, filtrantes e clarificantes.

Calcário e dolomito

São recursos minerais abundantes e fartamente distribuídos em toda a extensão do território mineiro. O Grupo Bambuí tem fornecido a maior parte da produção, destacando-se os polos industriais de Pains-Arcos para produção de cal, calcário agrícola e químico (carbonato de cálcio precipitado), o de Pedro Leopoldo-Matozinhos-Sete Lagoas para a indústria cimenteira e de calcinação e o de Montes Claros também para a indústria cimenteira, além de dolomito na faixa Unai-Paracatu-Vazante. Destacam-se ainda os polos cimenteiros de Carandai-Barroso (Grupo São João Del Rei), Itaú de Minas (Grupo Araxá), além de ocorrências isoladas em Poté, Mar de Espanha (mármore), Triângulo Mineiro (Grupo Baurú), dolomitos da Formação Gandarela e Fecho do Funil

no Quadrilátero Ferrífero e outras menores. Como trata-se de um recurso mineral extremamente abundante, sua produção é setorizada e atende somente aos apelos locais de mercado.

Grafita

O estado se destaca na produção de grafita com dois polos consolidados que são os de Itapeçerica e o de Pedra Azul. Em ambos os casos trata-se de grafita associada aos gnaisses e xistos de grau metamórfico alto, sendo produzido material fino e do tipo *flake* de uso industrial mais nobre e destinada à fabricação de lubrificantes especiais, refratários e carga mineral. Várias ocorrências de xistos e filitos grafitosos são encontradas nas seqüências arqueanas e paleo-proterozoicas do estado. Muitas delas são lavradas, o material é concentrado e vendido para as indústrias siderúrgicas.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Tradicionalmente, em função das grandes reservas de minério de ferro e ouro disponíveis no estado, a pesquisa voltada para os minerais e rochas industriais não metálicos, não tem merecido igual atenção por parte das instituições de ensino e pesquisa geológicas. O ensino restringe-se às disciplinas optativas de cursos, especialmente na área da engenharia. Prova inequívoca dessa realidade constitui a ausência no mercado de trabalho de profissionais especializados e de infraestrutura laboratorial voltada para a caracterização destes bens minerais.

Este quadro resulta da inexistência de política voltada para o setor e da falta de entrosamento entre os órgãos públicos, dentre os quais as universidades e o setor privado, entrosamento este, que em outros casos tem demonstrado ser a fórmula ideal para a resolução de problemas nos mais diversos setores envolvendo a produção de outros bens minerais.

Dentro dos inúmeros programas de pesquisa e mapeamento, com participação direta ou indireta de pesquisadores das nossas instituições e levados a efeito no estado, constata-se que estes bens tiveram sempre uma abordagem pouco expressiva. Afora iniciativas desta natureza, poucos têm sido os profissionais a demonstrar interesse pelo assunto e, por diversos motivos não têm conseguido sensibilizar a comunidade e os órgãos do estado.

Cabe ressaltar que estes dados representam uma pequena parcela do conhecimento adquirido através do desenvolvimento de inúmeros projetos que contaram com financiamento por parte de agências financiadoras públicas.

Sendo assim, entendemos que aos setores do estado, que tradicionalmente desenvolvem pesquisa na área das geociências e, principalmente, às instituições de ensino e pesquisa das Universidades mineiras, caberia o papel de fomentar conjuntamente a pesquisa no setor. Naqueles Centros, cujas infraestruturas laboratoriais foram montadas com suporte financeiro do estado, deveriam-se processar redirecionamentos e

redimensionamentos de parte dos seus potenciais de pesquisa, visando o desenvolvimento de novas técnicas de extração e de beneficiamento, mas adaptadas às nossas realidades.

Em especial, aos cursos de Geologia caberiam a tarefa de promover desde a graduação o envolvimento dos futuros geólogos com a problemática do setor, lembrando que este profissional tem papel importante a desempenhar não só na fase de pesquisa, mas também na de extração e beneficiamento. Esta participação implicaria na criação de disciplinas

específicas em seus cursos de graduação e na implantação dos de Pós-Graduação (*sensu lato*), visando a formação de geólogos e de outros profissionais capacitados para uma correta atuação no setor, seja de rochas ornamentais, seja no de minerais industriais não metálicos.

As professoras Vitória R. Marciano e Maria Lurdes Fernandes integram o grupo de professores envolvidos com o estudo dos Minerais e Rochas Industriais do Departamento de Geologia e cooperaram na montagem do painel.

CRÉDITOS

Diagramação eletrônica - CIRRUS Informática e Geologia Ltda

Geração dos "laserfilms" - CPMTC/IGC/UFMG (Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa)

Logomarca - Fernando Azevedo

Retrato em bico de pena - João Henrique Grossi Sad Junior

Gráfica - Editora Gráfica Ribeiro Grego Ltda