

RESUMO DE DISSERTAÇÕES DE MESTRADO

desenvolvidas e defendidas nos Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais

Título: *O Complexo Granito-Gnáissico Moeda (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): petrologia de granitóides precambrianos da região de Moeda e Belo Vale*

Autora: Marilusa Pinto Coelho Lacerda

Orientador: Prof. Dr. José Marques Correia Neves

Resumo

O Complexo Granito-Gnáissico Moeda localiza-se na borda oeste da serra homônima, no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, representando o complexo metamórfico da porção centro-oeste desta região, designada informalmente de Terreno Granito - "Greenstone".

O mapeamento geológico em escala 1:25.000 realizado na região dos municípios de Moeda e Belo Vale, integradas a estudos petrográficos, possibilitaram a subdivisão e definição das litologias graníticas em três grandes domínios de ocorrência, denominados de Granitos Barra do Gentio (Domínio I), Granodioritos Santana do Paraopeba (Domínio II) e Associação Granito-Gnáissica-Migmatítica Belo Vale (Domínio III). Estabeleceu-se, também, o reconhecimento de três gerações de rochas máficas, além da ocorrência de xistos miloníticos. Estes últimos associam-se às zonas de cisalhamento que ocorrem em todo o Complexo, de orientação geral NNW, com maior expressão na faixa próxima ao contato tectônico com as unidades metassedimentares basais do Supergrupo Minas.

Os Granitos Barra do Gentio (Domínio I) são representados por granitóides de composição adaméltica a granítica, granulação grosseira, geralmente porfiríticos. Os Granodioritos Santana do Paraopeba (Domínio II) encontram-se constituídos por granitóides de composição granodiorítica a granítica, granulação média a fina, ocasionalmente porfiríticos. Ambos foram subdivididos em duas unidades petrográficas, especialmente em função da atuação de processos deformativos heterogêneos. Constituem um complexo granítico intrusivo nas litologias do Domínio III. Este último, designado de Associação Granito-Gnáissica-Migmatítica Belo Vale, foi considerado o mais antigo da área estudada, constituído por gnaisses e migmatitos, de composição tonalítica-granodiorítica predominante, além da ocorrência de porções anatólicas graníticas não mapeáveis no escopo deste trabalho.

Estudos petrológicos a partir de litogeoquímica, possibilitaram definir o conjunto formado pelos Domínio I (Granito Barra do Gentio) e Domínio II (Granodioritos Santana do Paraopeba) de ambiente tectônico intra-placas; enquanto que o Domínio III (Associação Granito-Gnáissica-Migmatítica Belo Vale) foi interpretado como associação granítica calcio-

alcalina (orogênica) de ambiente geotectônico de arco vulcânico.

A interpretação da evolução geológica deste Complexo leva a um cenário geológico compatível com um ambiente tectônico semelhante às margens continentais ativas. A exemplo da evolução geológica do Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, disposto imediatamente a norte da área estudada, as litologias da Associação Granito-Gnáissica-Migmatítica Belo Vale foram retrabalhadas e/ou colocadas na crosta sílica primitiva em idade mínima de 2,78 Ga (evento tectono-termal Rio das Velhas), enquanto o magmatismo alcalino dos Domínio I e II apresenta idade de cerca de 2.721 +/- 3 Ma, posicionado na crosta continental já em condições anorogênicas.

A partir do Proterozóico, este Complexo foi retomado tectonicamente sob condições da fácies metamórfica xisto verde, as litologias sofreram diaforesse, e o Quadrilátero Ferrífero assumiu a sua estrutura atual.

Título: *Estudo das inclusões fluidas em veios de quartzo da mina de ouro de São Bento, Santa Bárbara, MG*

Autor: James Vieira Alves

Orientador: Prof.^a Dr.^a Lydia Maria Lobato

Prof. Dr. Kazuo Fuzikawa

Resumo

A Mina de Ouro de São Bento localiza-se no município de Santa Bárbara, à nordeste do Quadrilátero Ferrífero (MG). Estratigraficamente posiciona-se no Grupo Nova Lima, base do Supergrupo Rio das Velhas, e consiste de uma sequência *greenstone belt*. Na área da mina a Formação Ferrífera São Bento é a unidade de maior importância econômica por conter as principais mineralizações auríferas. O ouro ocorre sob duas formas: um tipo associado aos veios de quartzo sulfetados e outro tipo associado aos sulfetos finamente laminados e bandados da Formação Ferrífera São Bento.

Os estudos petrográficos e a microscopia das inclusões fluidas, contidas tanto nas amostras dos veios mineralizados quanto nas amostras de veios estéreis, evidenciam a presença de veios de quartzo maciços e recristalizados, os quais estiveram submetidos a um regime de recristalização dinâmica, passando do tipo maciço, com inclusões fluidas associadas à deformação rúptil, para o tipo recristalizado, com inclusões associadas a deformação dúctil, indicando assim um regime de transição rúptil-dúctil para esses veios.

Nesses veios foram classificados três tipos de inclusões com fluidos: aquo-(nitro)-carbônico (tipo 1), nitro-carbônico (tipo 2) e aquoso (tipo 3). Esses fluidos são

semelhantes à maioria dos fluidos encontrados em diversos depósitos de ouro em sequências do tipo *greenstone belt* arqueano. Nesses ambientes, e também na Mina São Bento, os fluidos aquo-(nitro)-carbônico e nitro-carbônico são considerados contemporâneos à formação das jazidas e os fluidos aquosos posteriores à deposição do ouro.

As inclusões fluidas aquo-(nitro)-carbônicas (tipo 1 compõem-se de uma fase carbônica e de uma fase aquosa, ambas líquidas. A fase carbônica é constituída, basicamente, de CO_2 e CH_4 com proporções subordinadas e variáveis de N_2 e HS^- . A salinidade da fase aquosa, estimada através da Tfclatrato do CO_2 , varia entre o equivalente a 3,4 e 5,0% em peso de NaCl.

As inclusões fluidas do tipo 1 foram divididas em três subtipos (1a, 1b e 1c). As inclusões do subtipo 1a são raras, aleatórias, de tamanhos reduzidos (3 a 10 μm) e de forma poligonizadas. A fase carbônica representa de 10 a 15% do volume da inclusão e a densidade, embora variável, pode atingir 1,05 g/cm^3 equiv. ao CO_2 , com concentrações elevadas de CH_4 (até 50% do volume molar da fase carbônica). Os valores de temperatura e pressão mínimas de formação estão em torno de +300 °C e 3,2 kb, respectivamente. As inclusões do subtipo 1b são mais frequentes do que as do subtipo anterior e associam-se a planos de inclusões nem sempre bem definidos. Apresentam tamanhos entre 10 e 30 μm e formas alongadas e irregulares. A fase carbônica representa de 5 a 10% do volume da inclusão. As inclusões do subtipo 1c são mais abundantes, maiores (até 40 μm) e mais irregulares do que as dos subtipos anteriores. Associam-se à planos de inclusões bem definidos. A fase carbônica ocupa cerca de 5% a 10% do volume da inclusão, chegando a constituir CO_2 puro, com baixa densidade da fase carbônica (0,76 g/cm^3 de CO_2), e temperatura e pressão mínimas de formação de 200 °C e 1 kb, respectivamente. As variações da densidade conjugadas com as variações da composição da fase carbônica das inclusões do subtipo 1a ao subtipo 1c indicam uma sequência de formação de 1a (mais antiga) para 1c (mais recente) e uma evolução de um fluido mais redutor para outro mais oxidante. O fluido aquo-(nitro)-carbônico pode ocorrer também aprisionado entre o quartzo hospedeiro e diminutas plaquetas de clorita.

As inclusões fluidas nitro-carbônicas do tipo 2 são raras, e associam-se a um único plano de inclusões monofásicas bem definido compondo-se, basicamente, de CH_4 e, subordinadamente, de N_2 e HS^- . A densidade estimada para essas inclusões é 0,025 g/cm^3 de CH_4 . A ocorrência desse fluido nitro-carbônico sugere a presença de um fluido redutor primário, constituído, essencialmente, por CH_4 ($\pm\text{N}_2$ $\pm\text{HS}^-$), que teria evoluído para o fluido aquo-(nitro)-carbônico, com características cada vez mais oxidantes, observadas nas inclusões fluidas do

subtipos 1a para 1c.

As inclusões fluidas aquosas (tipo 3) também foram subdivididas em três subtipos, as quais apresentam salinidades variáveis e baixas temperaturas de formação (< 180 °C).

A constatação da presença de H_2S , mesmo que restrita, juntamente com o HS^- , indica que o fluido teve, num certo momento, um pH próximo ao neutro. Isso sugere que a solubilização e/ou remobilização do ouro e sulfetos se deu por meio do complexo de enxofre-ouro do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2$. Nessas condições de pH neutro a solubilidade do ouro teria alcançado o seu valor máximo no intervalo do $\log f\text{O}_2 = -33$ e -35 .

Os fatores que contribuíram para a precipitação do ouro, indicados pelas inclusões fluidas dos tipos 1 e 2, podem ter sido o aumento da alcalinidade do fluido (presença mais frequente de HS^- sem H_2S), a oxidação do fluido, inicialmente mais redutor (+ CH_4) e o decréscimo da temperatura. O decréscimo da atividade de enxofre no fluido, decorrente da interação desse fluido com as rochas hospedeiras ricas em ferro, formando sulfetos, também deve ter contribuído para a precipitação do ouro.

Este trabalho mostra a notável semelhança na composição e nas condições termodinâmicas dos fluidos encontrados tanto nos veios de quartzo mineralizados quanto estéreis. Estudos na área da Mina São Bento indicam a ocorrência de ouro associada ao bandamento da Formação Ferrífera São Bento. Esses fatores permitem interpretar que houve remobilização do ouro sin-genético, pré-existente nessa formação, reprecipitando-o nos veios de quartzo sulfetados, por fluidos sin-metamórficos, durante uma fase de deformação rúptil-dúctil.

Título: *Erosão nas praias de Alcobaça, sul da Bahia*

Autor: João Addad

Orientador: Prof. Dr. Henri Dupont

Resumo

Foram realizadas observações diárias de parâmetros meteorológicos e oceanográficos em uma praia arenosa no litoral sul da Bahia, durante nove meses consecutivos. Estas observações revelaram que feições erosivas, como um degrau na face da praia associado à concentração de minerais pesados, apesar de serem derivadas de eventos de inversão e/ou intensificação eólicas, são possivelmente controladas por morfologias do fundo arenoso, resultantes de condições ondulatórias anteriores, que amplificam ou amortecem os efeitos erosivos.

A continuidade das observações permitiu, juntamente com uma sequência de perfis de praia diários no mês lunar de outubro, considerar perfilagens mensais como um método indeterminativo nestas praias. Verdadeiros desastres erosivos e recomposições da cunha arenosa perdida ocorriam entre os conjuntos de perfilagem mensal, não ficando registrados neste método.

Como determinante do momento erosivo que ocorre neste litoral, consideramos a intensificação do efeito

de molhe hidráulico pela desembocadura do rio Alcobaça, em resposta ao desmatamento de sua bacia, que aumenta a quantidade de sedimento do curso fluvial. Tal idéia se baseia em evidência de distribuição granulométrica e de minerais pesados das areias em torno da barra do estuário.

Título: *Petrogenese do corpo meta-ultramáfico do Córrego dos Boiadeiros, no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*

Autor: Celso Scalabrini Costa

Orientador: Prof. Dr. Antônio Gilberto Costa

Co-Orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

Resumo

O Corpo Meta-Ultramáfico do Córrego dos Boiadeiros (CCB), inicialmente considerado como um intrusivo no Grupo Nova Lima, foi posteriormente reinterpretado como uma sequência komatiítica pertencente ao *greenstone belt* Rio das Velhas.

Neste trabalho realizou-se o mapeamento geológico detalhado do CCB e adjacências, bem como o estudo petrológico dos litotipos ultramáficos. As unidades litoestratigráficas presentes na área estudada correspondem ao Supergrupo Rio das Velhas, representadas pelos xistos do Grupo Nova Lima, pelo CCB e metagabros associados, e ao Supergrupo Minas, caracterizado pelos metassedimentos da Formação Moeda (Grupo Caraça).

O Corpo Meta-Ultramáfico do Córrego dos Boiadeiros, metamorfoisado na fácies xisto verde, é constituído por três litotipos dominantes, quais sejam: serpentinitos, metapiroxenitos e talco xistos. Essas rochas preservam feições reliquiares que acentuam a morfologia original, como olivina e olivina-piroxênio cumulosos; os metapiroxenitos correspondem a piroxênio cumulosos. As características petrográficas, bem como as relações de campo, indicam que os talco xistos originaram-se da milonitização, em zonas de cisalhamento dúctil, preferencialmente dos cumulosos ultramáficos.

Os diagramas geoquímicos apontam para os ultramafitos do CCB, como também para os metabasaltos do Córrego Mostarda (Grupo Nova Lima), uma provável filiação komatiítica, ao passo que para o metagabro sugerem uma composição toleítica. Os grãos remanescentes de cromita assemelham-se quimicamente àqueles presentes em ultramafitos de intrusões acamadadas.

A estruturação das rochas estudadas relaciona-se, principalmente, a um evento tectônico compressivo E-W, formador do fold-thrust belt atuante após a deposição do Supreggrupo Minas. Este evento foi, provavelmente, o responsável pelo atual posicionamento do CCB e pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento, as quais configuram um padrão “amendoado” para o mesmo.

Tendo em vista os dados obtidos, sugere-se que o Corpo Meta-Ultramáfico do Córrego dos Boiadeiros

corresponda a um corpo intrusivo na sequência basal do Greenstone Belt Rio das Velhas, na forma de um sill diferenciado, de provável afinidade komatiítica, semelhante às “intrusões komatiíticas” descritas em diversos *greenstones*.

Título: *Petrologia de rochas alcalinas, cálcio-alcalinas e toleíticas da Serra da Mantiqueira em Minas Gerais, Brasil*

Autor: Claiton Piva Pinto

Orientador: Prof. Dr. Antônio Gilberto Costa

Co-Orientador: Prof. João Henrique Grossi Sad

Resumo

As rochas objeto deste estudo ocorrem no limite entre a província (Cráton do) São Francisco e a Faixa Móvel (Cinturão) Ribeira, em corpos descontínuos observados desde Matola (a oeste) até Ubari (a leste), envolvidos por um polígono com dimensões aproximadas de 115 x 20 km, definindo o que chamamos de Faixa Matola-Ubari. São rochas alcalinas, cálcio-alcalinas e toleíticas, metamorfoisadas nas fácies anfíbolito ou granulito. As alcalinas são principalmente sienitos supersaturados, derivados de fonte mantélica, com altas concentrações de ETR, razões ETRL/ETRP elevadas e anomalias negativas de Eu, relacionadas a ambiente anorogênico do tipo soerguimento ou rifte continental. As cálcio-alcalinas estão representadas por granulitos intermediários/ácidos, principalmente enderbítos; por uma associação TTG e por uma associação granítica, metamorfoisadas na fácies anfíbolito. Os granulitos e a associação TTG são metaluminosos, plutônios, gerados provavelmente por processo de fusão parcial em dois estágios a partir de fonte metabasáltica em ambiente orogênico relacionado a subducção. Mostram perfis de ETR característicos. A associação granítica, embora com características químicas de rochas metaluminosas, mostra-se com moscovita e granada em alguns de seus exemplares, padrão de ETRP horizontalizado, anomalias negativas de Eu sugestivas da participação de granada, feldspatos e possivelmente hornblenda na fusão; as assinaturas dos ETR sugerem fusão parcial de fonte metassedimentar pelítica/grauvaquiana ou a contaminação de fonte granítica tipo I por crosta continental predominante em ambiente orogênico relacionado à subducção. As rochas toleíticas são granulitos básicos, principalmente periclasitos e pirobolitos, derivados de fonte basáltica tipo PMORB e continental relacionada a rifte. As interrelações entre todos estes tipos permanecem obscuras. As rochas alcalinas mostram xenólitos de granulitos básicos (corpo de Acácio, Fazenda Cachoeira) fortemente laminados, a exemplo dos observados no Complexo Juiz de Fora. Parte das rochas das associações TTG e Granítica mostram-se intimamente relacionadas, sendo de difícil distinção em observações de campo; em exposição na estrada Oliveira Fortes - Aracitaba, constatou-se contato intrusivo com os granulitos básicos. Os granulitos enderbíticos mostram relações complexas com os tipos básicos, predominantes.

As relações com os gnaisses bandados regionais (Complexo Mantiqueira), considerados de idade transamazônica em determinações Rb/Sr (idade da deformação/metamorfismo), sugerem para as rochas em estudo idade pré- a sintransamazônicas, visto apresentarem as mesmas deformações impressas nas rochas regionais. Admiti-las como brasileiras seria possível apenas na hipótese de o sistema Rb/Sr não ter sido recalibrado, o que parece improvável em função da forte deformação e metamorfismo que apresentam. Para a definição desta e de outras questões são recomendáveis estudos geocronológicos U/Pb em zircões e titanita, geotermobarmétricos, bem como trabalhos específicos visando caracterizar em maior profundidade cada um dos corpos referidos na Faixa Matola-Ubari. Sugere-se, também, investigar a relação com a Cunha (Síntaxe) de Guaxupé, em especial com a Zona Transcorrente Três Corações que pode ter aqui sua projeção para leste.

Título: *Controles litoestruturais da mineralização aurífera no Distrito de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, MG: Mina São Bento*

Autor: Sérgio Luiz Martins Pereira

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Antônio Ladeira

Co-Orientação: Prof. Dr^a. Lydia M. Lobato / Prof. João H. Grossi Sad

Resumo

A mina de ouro São Bento produz atualmente 3 toneladas de ouro por ano e tem reservas de 7.202.352 t com teor de 9,58 g/t de Au, localizada no município de Santa Bárbara, distrito de Barra Feliz, Minas Gerais, Brasil. O depósito de ouro São Bento está na porção NE do Quadrilátero Ferrífero, no cinturão de rochas verdes Rio das Velhas (2.776 a 2.721 Ma, método U/Pb). Três eventos deformacionais Pré-Cambrianos foram identificados na área da mina e são designados D₁, D₂ e D₃. O metamorfismo regional é da facies xisto verde.

Há uma íntima relação entre ouro e sulfetos no depósito de ouro São Bento. Os minerais da zona mineralizada são arsenopirita, pirrotita e pirita que estão associados a veios de quartzo, encaixados em formação ferrífera bandada (BIF). A correlação linear entre ouro e sulfetos é demonstrada pelo lançamento de ouro versus arsênio e ouro versus enxofre. Os minerais da zona de minério estão hospedados numa rocha quartzo-carbonática, de coloração bege, com proporções variáveis de magnetita. Esta rocha é comum em todas as zonas de minério. Estas zonas foram informalmente designadas de horizontes. Devido a estrutura na área da mina ser grosseiramente homoclinal, com atitude N30°-40°E/50°-60°E, os horizontes foram denominados de acordo com sua relativa posição geográfica no depósito. Assim sendo, o horizonte leste, da capa, ocorre na porção leste; os horizontes principais no centro e o horizonte oeste, da lapa, na porção oeste da mina. Em seção geológica transversal, os horizontes mostram tendência de se aproximarem ao longo de seu mergulho. Esta feição

sugere que eles seriam parte da mesma rocha hospedeira que foi dobrada durante o evento D₁. Os horizontes, assim como as rochas encaixantes, sofreram uma movimentação lateral de rejeito direcional, parte do sistema de cisalhamento imposto durante o evento D₁. Esta deformação ocorreu num regime dúctil-rúptil, causando fraturamento da formação ferrífera bandada quartzo-carbonática, onde se deu o posicionamento da associação aurífera sulfetada em fraturas num arranjo em *echelon*. Esta deformação, de idade arqueana, é designada D₁. A alteração hidrotermal, associada ao processo de mineralização, consiste de cloritização, sericitização, carbonatização, silicificação e sulfetação das lâminas ricas em magnetita. Au, As e S foram remobilizados e reconcentrados em porções da formação ferrífera, isto é, hospedeira comum a todos horizontes, já repetidas por dobramento anterior, cujo comportamento mecânico e químico foi favorável para que a mineralização ali ocorresse. A alteração hidrotermal foi responsável pela modificação da organização dos Elementos de Terras Raras. O sistema de veios *echelon* e estruturas associadas, assim como todo pacote rochoso, foram achatados durante um evento de deformação compressional D₂ de idade Proterozóica (2.060 Ma). Os veios de quartzo sulfetados, assim como toda a sucessão litológica, foram dobrados em bainha neste evento. Este processo acarretou um forte controle linear das zonas mineralizadas. As zonas de minério são controladas por cisalhamentos que intersectam a formação ferrífera, deslocando-a. Desta maneira, a geometria dos corpos de minério é consequência da interseção do dobramento com as zonas de cisalhamento que marcam o fechamento destes. Logo, este fechamento é variável, embora haja um controle linear dos horizontes mineralizados paralelo à lineação de estiramento mineral, segundo o mergulho da foliação. Fraturas e clivagem de crenulação são geradas numa etapa mais rúptil, e é denominada D₃, cortando todo o pacote rochoso com alto ângulo.

Título: *Formações ferríferas e metassedimentos químicos de áreas selecionadas do Quadrilátero Ferrífero e seu papel como possíveis fontes dos conglomerados da área*

Autor: Frederico Ozanam Raposo

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Antônio Ladeira

Resumo

As formações ferríferas no Quadrilátero Ferrífero se distribuem desde o Arqueano até o Proterozóico. As de maior importância econômica são as do Grupo Nova Lima do Superggrupo Rio das Velhas, Arqueano Superior e as da Formação Cauê do Grupo Itabira, Superggrupo Minas do Proterozóico Inferior. As primeiras, pelas jazidas de ouro e as últimas, pelas jazidas de ferro. No Grupo Nova Lima

predominam as formações ferríferas fácies óxido (subfácies magnetita) e silicato com ocorrência subordinada das fácies carbonato e sulfeto. Entretanto, muitas rochas com sulfeto foram geradas por deposição de sílica e sulfeto em ambiente de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas e posteriormente enriquecidos por soluções hidrotermais em zonas de cisalhamento. No Grupo Itabira, as formações ferríferas estão hoje transformadas em itabiritos e hematita compacta. O itabirito é uma rocha altamente deformada e composicionalmente modificada pelos processos tectônicos e metamórficos. Pequenos núcleos preservados de magnetita no interior dos cristais de hematita sugerem que a maior parte dessas rochas era originalmente formações ferríferas fácies óxido, subfácies magnetita, posteriormente oxidadas por soluções hidrotermais durante os processos de deformação. Os minerais mais comuns nas formações ferríferas arqueanas, além do quartzo, são: siderita, ankerita, dolomita ferroana, magnetita, martita e, localmente, clorita. A martita é produto de alteração da magnetita e a ankerita é muitas vezes secundária. Nos itabiritos do Proterozóico Inferior, além do quartzo, o mineral mais comum é a hematita (muitas vezes, com núcleos preservados de magnetita) e, localmente, dolomita pura. A dolomita ferrosa e ankerita podem ocorrer na base da Formação Cauê, associadas a níveis de cherte carbonático e filito dolomítico. Quanto aos óxidos de elementos maiores, os itabiritos do Proterozóico Inferior se distinguem principalmente pelos teores mais elevados em Fe_2O_3 . Quanto às assinaturas dos elementos terras raras, as formações ferríferas arqueanas exibem três padrões distintos, sendo dois deles relacionados a fontes submarinas hidrotermais. Os itabiritos apresentam dois padrões de assinaturas de elementos terras raras distintos dos padrões mais comuns nas formações ferríferas arqueanas e mais característicos de águas do mar com mais de 100 metros de profundidade. A correlação entre $\Sigma(\text{Co}+\text{Cu}+\text{Ni})$ e ΣETR permite inferir fontes exalativas hidrotermais submarinas, tanto para as formações ferríferas arqueanas, como para os itabiritos do Proterozóico Inferior. A partir da correlação entre elementos traços e alguns óxidos de elementos maiores é possível supor também uma fonte continental secundária para o ferro dos itabiritos da Formação Cauê. Análises químicas de seixos de formações ferríferas de metaconglomerados de três afloramentos considerados na literatura como do Grupo Maquiné (Arqueano Superior) e do Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio) exibem padrões similares aos das formações ferríferas do Grupo Nova Lima. Desta forma, a simples presença de seixos de formações ferríferas em metaconglomerados do Supergrupo Espinhaço, não é um critério seguro para posicioná-lo

estratigraficamente em relação ao Supergrupo Minas.

Título: *Os Pegmatitos Capoeira (RN): mineralogia, classificação e considerações genéticas*

Autora: Narla Sathler Musse de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Joachim Karfunkel

Resumo

O presente trabalho trata dos Pegmatitos Capoeira, localizados em Parelhas/RN da Província Pegmatítica da Borborema. São quatro corpos distintos, alojados de forma discordante nos metaconglomerados da Formação Equador do Grupo Seridó. O Grupo Seridó repousa discordantemente sobre o embasamento gnáissico-migmatítico. A sequência embasamento - Grupo Seridó é cortada por granitóides brasileiros e juntos formam a Faixa Seridó. Uma feição importante na área são as grandes e médias zonas de cisalhamento, condutores potentes na percolação de fluidos mineralizantes. Através do estudo comparativo dos aspectos mineralógicos, texturais, estruturais e dados bibliográficos, os pegmatitos foram classificados e sua gênese interpretada como sendo proveniente do fracionamento de granitos presentes na área, ao exemplo do granito Acari.

Os granitos Acari e Picuí foram estudados através de dados da literatura e comprovado o seu potencial quanto ao caráter de fertilidade para gerar pegmatitos mineralizados em elementos raros. Dados estruturais sobre pegmatitos na Província da Borborema, com ênfase na região de Parelhas, contribuíram para a elucidação do controle que as zonas de cisalhamento exerceram sobre o alojamento dos Pegmatitos Capoeira e de outros pegmatitos na região. Assim, a gênese dos Pegmatitos Capoeira foi interpretada como sendo ígnea e ligada possivelmente ao Granito Acari. Os Pegmatitos Capoeira são mineralizados em lítio, na forma de amblygonita, espodumênio, lepidolita e litiofilita. Além desses minerais, os pegmatitos são portadores de turmalinas coradas, particularmente as azuis, que devem sua cor ao elemento cromóforo cobre, similar às turmalinas da Paraíba. Sugere-se que o cobre já estava presente na fusão pegmatítica antes de seu posicionamento crustal e cristalização. Assim as elbaitas cupríferas teriam sua gênese ligada a estes fluidos enriquecidos em cobre, sendo este elemento incorporado à sua estrutura durante a cristalização. Os Pegmatitos Capoeira fazem parte de um *trend* de ocorrências de pegmatitos portadores de elbaitas cupríferas. Essas ocorrências estão adjacentes às zonas de cisalhamento e, via de regra, encaixados nos metaconglomerados e quartzitos da Formação Equador, discordantes com a foliação regional. Este fato poderá auxiliar futuramente na prospecção de novas áreas propícias à produção de tais turmalinas.

Título: *Enxames de diques máficos proterozóicos da porção meridional do Cráton do São Francisco (MG, Brasil). Mapeamento, petrografia, geoquímica, geocronologia, petrogênese e geodinâmica de intrusão*

Autor: Alexandre de Oliveira Chaves

Orientador: Prof. Dr. José Marques Correia Neves

Resumo

Numa área de cerca de 7.000 Km² situada na porção meridional do Cráton do São Francisco (CSF), mais precisamente ao norte do Quadrilátero Ferrífero, aparecem dois enxames de diques máficos proterozóicos cortando o Complexo granito-gnáissico-migmatítico (CGGM) regional e o *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV), estes últimos arqueanos. O primeiro intruiu nas porções transtensionais de zonas de cisalhamento transcorrente de caráter dúctil (ZCT). Estas ZCT, que constituem pares conjugados de cisalhamento cujos componentes seguem as direções N10°-30°W (principais) e N50°-70°E (subordinadas), foram geradas no final do Ciclo Transamazônico em função de uma conhecida compressão regional de SE para NW. Seguindo exclusivamente ao longo das ZCT principais, estes diques sintectônicos com idade em torno de 2000 Ma (K-Ar em anfibólitos) encontram-se metamorfisados no fácies anfibolito alto (ostentam coronas de granadas metamórficas) e mostram margens cisalhadas, as quais são o registro dos movimentos horizontais das ZCT após a consolidação magmática dos diques. A composição química original destes diques praticamente não foi modificada pelo metamorfismo e eles representam basaltos toleíticos continentais primitivos, levemente diferenciados (Mg # entre 40 e 55).

A segunda geração de diques, com textura ígnea preservada, segue direções N50°-70°W e corta, além do CGGM e GBRV, o Supergrupo Minas de idade paleoproterozóica. Relativamente aos diques mais antigos, estes diques mais jovens, alguns dos quais alcançam 100 km de comprimento, mostram teores de MgO, Cr, Ni menores e conteúdos em ETR e outros elementos incompatíveis superiores. Também o grau de diferenciação magmática destes diques (Mg # entre 32 e 43), igualmente constituídos por basaltos de composição toleítica continental, porém com tendência alcalina, é maior que o dos mais antigos. Eles apresentam razões atuais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de cerca de 0,720, indicativas de alguma assimilação crustal durante a sua intrusão. O posicionamento crustal deste enxame mais jovem ocorreu antes da deposição da cobertura plataformar do Neoproterozóico (Grupo Bambuí) e sob condições diferentes das dos diques mais antigos.

O modelo de posicionamento proposto é: no início do Ciclo Brasileiro teria se desenvolvido, na região do Espinhaço Meridional do paleocontinente São Francisco-Congo, um centro de distensão com intrusão radial de diques (por fraturamento magmático) e rifteamento associados. Estas condições extensionais provavelmente teriam derivado da ascensão de uma

pluma mantélica, pois este fato era frequente por volta de 1000 Ma atrás, possibilitando a perda de calor por parte do interior da terra que era obstruída pelos continentes existentes. Além disso, estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética dos diques revelaram direções de fluxo magmático subhorizontais, compatíveis com o fluxo de magma da cabeça de uma pluma quando esta atinge a base da litosfera. Após este estágio de intrusão e rifteamento, parece ter havido o espalhamento oceânico (datado em 816 ± 72 Ma, isócrona Sm/Nd) e os diques radiais se agruparam em duas categorias, a primeira (906 ± 2 Ma, U-Pb) situada paralelamente às margens continentais desenvolvidas, seguindo as linhas de fraquezas N-S do Espinhaço, e a segunda correspondendo aos diques de “braço-falhado” (diques mais jovens deste estudo, datados em 882 ± 28,4 Ma, errócrona Rb-Sr, rocha total, e em 850-900 Ma, K-Ar em plagioclásios), aproximadamente perpendiculares aos diques da primeira. Neste estágio, teria ocorrido ampla subsidência na área continental, uma vez que o magmatismo ficou restrito à área oceânica, e as ZCT foram reativadas como falhas normais, seccionando os diques desta geração mais jovem que as cruzavam. Finalmente, no final do Ciclo Brasileiro (há cerca de 600 Ma), a colisão continental originária não somente a configuração atual do CSF, mas também a deformação dos diques paralelos à margem cratônica, os quais constituem-se atualmente nas metabásicas da região do Espinhaço Meridional. Os diques de “braço-falhado” permanecem indeformados dentro do CSF, cortando os diques metamorfisados da primeira geração.

Título: *Estudos morfo-neotectônicos na área do baixo curso do Rio Açu (Açu-Macau) - Rio Grande do Norte*

Autor: Vanildo Pereira da Fonseca

Orientador: Prof. Dr. Allaoua Saadi

Resumo

Esta dissertação de mestrado contempla um estudo sobre a dinâmica crustal neo-cenozóica de uma área situada em posição privilegiada: o Vale do Rio Açu, a jusante da Barragem Armando Ribeiro Gonçalves, entre as cidades de Açu e Macau, Rio Grande do Norte. A opção pela referida área geográfica para o desenvolvimento deste trabalho resultou da análise preliminar de diversos documentos disponíveis, os quais revelaram uma nítida variabilidade de aspectos geológicos e geomorfológicos, que poderiam atuar como marcadores da atividade neotectônica.

A abordagem metodológica levou em consideração a ocorrência de um campo de tensões global causado pela cinemática da Placa Sul-Americana, que interage com campos de tensões regionais associados às características geológicas locais. O campo de tensões resultante é responsável pela geração de falhas recentes e/ou reativação de falhas mais antigas. A integração entre estudos geomorfológicos, sedimentológicos e estruturais objetivou a caracterização da compartimentação morfo-tectônica e, conseqüentemente, a

proposição de um modelo morfo-tectônico aplicável à esta região, tendo como suporte a cartografia geológica-geomorfológica a nível regional e a cartografia morfo-estrutural de duas áreas chaves.

O mapeamento geológico e geomorfológico, em escala 1:250.000, abrangeu a área continental compreendida entre os paralelos 4° 45'S e 5° 45'S e meridianos 36° 30'W e 37°00'W. Nesta etapa do trabalho foi realizada a compilação de mapas disponíveis juntamente com a interpretação analógica de produtos de sensoriamento remoto e efetuados os trabalhos de campo, cujo objetivo foi a caracterização dos elementos mapeáveis: lito-estratigrafia e aloestratigrafia, morfologia e estrutura. A análise conjunta dos produtos gerados permitiu definir a compartimentação morfo-tectônica regional. A partir desses resultados, foram selecionadas duas áreas para investigações sistemáticas na escala 1:40.000, Pataxós e Macau, integrando estudos geomorfológicos e estruturais, inclusive determinação de direções de paleotensões.

Dentre os aspectos geomorfológicos, destacam-se a ocorrência de feições costeiras abandonadas tais como as falésias e paleopraias que ocorrem na região entre Ponta do Mel e Logradouro, a existência de uma bacia de drenagem com abundantes exemplos de anomalias, principalmente na região situada entre Açú e Pendências, bem como a caracterização de um mínimo de quatro eventos de terracamento associados à evolução quaternária do Rio Açú.

Com respeito ao arcabouço estratigráfico, ocorrem na região rochas cretáceas da Bacia Potiguar, as formações Açú e Jandaíra, cujo embasamento pré-cambriano, compreendendo predominantemente gnaisses (Complexo Caicó) e xistos (Grupo Seridó) acha-se exposto na porção sul. Intrusivos no embasamento ocorrem diques de diabásio representando do Magmatismo Rio Ceará Mirim, de idade juro-cretácea. O registro cenozóico comporta os basaltos da Formação Macau, que constituem uma importante fase de magmatismo alcalino terciário. Os sedimentos clásticos do sistema fluvial do Grupo Barreiras, que ocorrem a oeste (Serra do Mel), capeiam os carbonatos cretáceos. As coberturas quaternárias são recorrentes, estando representadas por sedimentos dos sistemas fluvial, deltáico, costeiro e eólico.

As investigações estruturais permitiam a obtenção de um importante acervo de dados neotectônicos. Foram caracterizadas fraturas, falhas e sistemas de falhas definindo mini-graben, dobras extensionais e estruturas de fluidização indicativas de paleossismicidade. A partir de dados microtectônicos, o campo de tensões pôde ser definido pelo método de Angelier & Mechler, tendo sido caracterizados eixos de máxima compressão nos quadrantes NE-SW, superpostos por um evento principal de compressão NW-SE, correlacionáveis às feições geométricas descritas. Esses estudos permitiram a proposição de um modelo de compartimentação morfo-tectônica compreendendo a identificação de cinco blocos (Açú, Afonso Bezerra, Itajá, Macau e Serra

do Mel), estando a deformação neotectônica fortemente impressa nos blocos Açú (Graben do Rio Açú) e Macau (Delta do Rio Açú).

A Falha de Afonso Bezerra foi reconhecida como um elemento fundamental na definição desses compartimentos, pelo controle geométrico-estrutural que exerce sobre vários elementos morfo-tectônicos da região, quais sejam: o Delta do Rio Açú, o paralelismo da drenagem segundo a orientação dos lineamentos regionais, as falésias recuadas e a orientação das feições deformacionais impressas nos sedimentos mais jovens. Também foram utilizados dados de poços como critério auxiliar na interpretação de aspectos estruturais e morfológicos. No conjunto, estes aspectos também permitiram o reconhecimento no domínio do Rio Açú, de um modelo de basculamento de blocos no sentido leste, definido pela migração do leito deste rio, testemunhado pelos níveis de terracamento e pela ocorrência de uma ampla rede de canais abandonados, desde a região de Panón até Pendências. Por outro lado, o basculamento do Bloco Macau no sentido noroeste está marcado pelo espessamento das sequências holocênicas no Delta do Rio Açú neste sentido.

Título: *Estudo da alteração hidrotermal do corpo SE-2, Nível 5, da Mina de Ouro Juca Vieira, Quadrilátero Ferrífero, MG*

Autora: Ludmila Maria Motta Pereira

Orientadora: Prof. Dr^a Lydia Maria Lobato

Co-Orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

Resumo

O estudo realizado no corpo mineralizado SE-2, Nível 5, da Mina de Ouro Juca Vieira, demonstram que rochas metabasálticas, pertencentes à Unidade basal do Grupo Nova Lima, sofreram alteração hidrotermal durante cisalhamento. Estes favoreceram o desenvolvimento de profundas transformações mineralógicas, com geração de um zonamento hidrotermal clássico, caracterizado por rochas cloríticas próximo à encaixante, e rochas carbonáticas e sericíticas como envelopes de alteração em volta do minério (veios de quartzo).

A principal estrutura responsável pela circulação de fluidos hidrotermais é uma zona de cisalhamento essencialmente dúctil, de direção NNW e desenvolvida em um sistema do tipo transcorrência. Associa-se a esta zona de cisalhamento uma foliação milonítica de atitude N75°W / 43° SW, com estruturas do tipo S-C onde a deformação é mais intensa. Sobre esta foliação desenvolve-se uma lineação de alongamento mineral de atitude S66°E / 10°.

Ouro aparece em diminutos cristais inclusos principalmente em cristais de arsenopirita e pirita. Mostra, também relações de intercrescimento com pirrotita e calcopirita, rutilo e sulfossais. Ouro livre aparece em venulações essencialmente de quartzo. Dados micro-analíticos indicam, ainda, que o ouro contém 12,5% de prata.

Sob o ponto de vista geoquímico, cálculos de balanço de massa, em condições praticamente isovolumétricas,

apontam uma tendência de perda de SiO_2 e acréscimo de CaO , CO_2 , K_2O , H_2O , S e As, principalmente na zona onde a carbonatação e sericitização preponderam. Estudos de elementos traço sugerem presença original de dois tipos distintos de rochas de filiação basáltica. Perfis normalizados dos ETR, mesmo levando em consideração grupos diferentes de rochas metabasálticas, são semelhantes entre si. Tais perfis, quando comparados com a média dos padrões de basaltos toleíticos arqueanos, enquadram-se no tipo TH2 descritos por Condie (1976 e 1981), ou seja, pertencem à série magmática cálcio-alcálica moderna. Os diagramas disponíveis na literatura, usando elementos traços, mostram também que as rochas estudadas foram geradas em ambiente do tipo arco de ilha.

Os principais componentes químicos do fluido hidrotermal mineralizante são H_2O e CO_2 . No estágio clorítico ocorreu predomínio da razão $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$. Nos estágios carbonáticos e sericitítico, ao contrário, verificou-se predomínio da razão $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$. Além disso, as transformações mineralógicas da rocha encaixante ocorreram em condições de pH essencialmente neutro. Entretanto, a partir da zona do carbonato tais reações ocorreram em condições não tamponadas e o fluido assumiu condições de pH levemente ácido. Isto favoreceu, em parte, a precipitação do ouro.

Título: *Caracterização geológica e geoquímica dos metamagmatitos e metassedimentos da região de Planalto de Minas, município de Diamantina, MG*

Autora: Ana Maria Dias Chula

Orientador: Prof. Dr. Pedro Angelo Almeida Abreu

Co-Orientador: Prof. Msc. Luiz Guilherme Knauer

Resumo

Na região de Planalto de Minas - Desembargador Otoni afloram rochas pertencentes a duas unidades tectonoestratigráficas pré-cambrianas: o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas, além de coberturas de idade Terciária / Quaternária, principalmente representadas por carapaças limoníticas.

O Grupo Macaúbas é representado por metapelitos (ritmitos), frequentemente com seixos esparsos (*dropstones*) e intercalações menores de metarenitos. Recobrem as unidades do Supergrupo Espinhaço em discordância angular e erosiva.

O Supergrupo Espinhaço ocupa a maior parte da superfície da área mapeada e é representado por três formações litoestratigráficas distintas, assim empilhadas da base para o topo: Formação Planalto de Minas, Tapera e Serra do Atalho.

A Formação Planalto de Minas é composta principalmente por xistos verdes (metabasaltos) que podem ser separados em maciços, bandados e amigdaloidais, ocorrendo também raras intercalações de quartzitos e filitos.

A Formação Tapera é representada por metarenitos finos, micáceos, laminados, com intercalações milimétricas a decamétricas de sericita-quartzo xistos, localmente com intercalações de xistos verdes e, mais raramente, de filitos e metaconglomerados.

A Formação Serra do Atalho é caracterizada por espessos pacotes de metarenitos puros ou micáceos,

finos a médios, frequentemente com grânulos de quartzo e, muitas vezes, ricos em estratificações cruzadas. É comum a presença de intercalações de sericita-quartzo xistos e eventualmente de metaconglomerados monomíticos e polimíticos, filitos hematíticos e xistos verdes. Corpo pouco espesso (mas de grande continuidade lateral) de metariolito pode aparecer próximo à base desta formação ou na região de contato com a formação subjacente, e possui idade de 1752 ± 2 Ma (Machado et al. 1989).

A composição química dos xistos verdes analisados permitiu a verificação de que eles correspondem a metabasaltos toleíticos subalcalino, cujos padrões das curvas de ETR e diagramas de elementos higromagmáticos indicam formação em ambiente de rift continental. As metavulcânicas ácidas correspondem a metariolitos de caráter subalcalino e ambiente intra-placa.

A organização estrutural das unidades pré-cambrianas da área é relativamente simples, conformando faixas alinhadas na direção geral N-S, eventualmente com imbricações tectônicas, definindo no conjunto, homoclinais com mergulhos para leste. Na parte nordeste da área mapeada as unidades infletem para nordeste. A associação das estruturas tectônicas menores (dobras assimétricas, sigmoides de quartzo, estruturas S-C, lineação mineral, entre outras) indicam um evento deformacional principal com transportes de leste para oeste.

Tendo em vista os dados obtidos, sugere-se que a área mapeada possui uma evolução geológica marcada por um vulcanismo bimodal continental (representando pelos xistos verdes e metariolitos), o qual, aliado às características de depósitos aluviais dos metassedimentos das formações Tapera e Serra do Atalho, tipifica um ambiente de *rift*.

Título: *Caracterização mineralógica da região de Divino das Laranjeiras - Mendes Pimentel (MG) com ênfase a seus depósitos gemíferos e minerais de coleção*

Autor: Sérgio Henrique Ribeiro

Orientador: Prof. Dr. Joachim Karfunkel

Co-Orientador: Prof. Odúlio J. M. de Moura

Resumo

As unidades litológicas situadas na Faixa de Dobramento Araçuaí e áreas circundantes, referentes a porção leste do Cráton do São Francisco, compreendem na região do Médio Rio Doce (Divino das Laranjeiras - Mendes Pimentel) rochas granitóides e xistosas de idade pré-Cambriana.

Diversos corpos pegmatíticos pertencentes à Província Pegmatítica Oriental são encaixados nesses litotipos. Classificou-se tais corpos levando em consideração aspectos mineralógicos, texturais e estruturais, sendo que os mais representativos são os heterogêneos, zonados, do tipo sódico e ricos em minerais raros. Grande parte desses pegmatitos englobam inúmeros minerais fosfáticos com características gemológicas, entre os mais importantes a eosforita - childrenita e brasilianita.

As propriedades de quarenta e oito minerais

abrangendo ainda espécimes de colação de outras classes foram analisadas detalhadamente, a exemplo da mangano siderita, escorodita, columbita/tantalita, cassiterita, berilo, espodumênio, do grupo das turmalinas e das granadas.

Além dos métodos convencionais foram empregados ainda a difração de raios-X, estudos de índice de refração através de refratômetro gemológico e por imersão, densidade relativa mediante balança hidrostática e por suspensão, determinação química quantitativa, espectrometria de absorção infra-vermelho, fluorescência de raios ultra-violetas e estudo de inclusões.

Métodos de prospecção aluvionar e radiométrico foram utilizados na área em questão com o intuito de registrar possíveis ocorrências secundárias e delimitar corpos parcialmente encobertos contendo minerais radioativos.

Os principais resultados do presente trabalho constam de um levantamento de pegmatitos contendo brasilianita e outros fosfatos como apatita, ambligonita e trifilita com qualidades geomológicas relevantes; do aproveitamento de minerais presentes na área, como novas peças de coleção, a exemplo da mangano siderita, gormanita e hureaulita e do estudo analítico bem detalhado referente à série eosforita-childrenita e seus produtos de alteração bem como a respeito da terminologia que deva ser corretamente empregada a esses minerais na região. Dos métodos de prospecção destaca-se como resultado a descoberta de brasilianita em uma área na qual não se encontram pegmatitos explorados contendo tal mineral-gema. A scheelita foi detectada pela primeira vez no Córrego Indaiá em concentrados de sedimentos de corrente. Através do método da radiometria determinou-se o tamanho do pegmatito Gentil.

A vasta gama de minerais gemológicos e de coleção da área compreendida entre Divino das Laranjeiras e Mendes Pimentel, apesar da maioria ser conhecida há décadas, representa um meio de sobrevivência da atividade garimpeira e de pequenos mineradores nesta região.

Título: *O minério de ferro da Mina do Andrade: características geológicas, texturais e metalúrgicas*

Autora: Maria Cristina Domingues Ramos

Orientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

Co-Orientador: Prof. Dr. Peter C. Hackspacher

Resumo

Na área da Mina do Andrade, localizada em João Monlevade (NE do Quadrilátero Ferrífero), foram identificados diversos litotipos agrupados no Complexo Gnáissico (gnaisses e anfibolitos), Supergrupo Minas (representado pelos grupos Caraça e Itabira) e rochas básicas, metamorfasadas ou não. O Grupo Caraça é caracterizado pelas formações Moeda (que compreende quartzitos e, localmente, quartzitos micáceos e ferruginosos, e até mesmo quartzito-moscovita xistos) e Batatal (formada por quartzito-biotita xistos granatíferos, apresentando, em menor proporção, cianita, cordierita e estauroilita).

O Grupo Itabira é constituído por itabiritos friáveis e minérios ricos. As rochas básicas compreendem um diabásio, não deformado que corta o minério e quartzo clorita xistos.

Todas essas sequências foram metamorfasadas em condições de facies anfibolito, marcada principalmente pela presença de hornblenda + plagioclásio nos anfibolitos e de estauroilita e assembléias minerais com biotita, granada, cianita e cordierita nos xistos da Fm. Batatal. Retrometamorfismo a facies xisto verde pode ser caracterizado pela sericitização do plagioclásio nos gnaisses e alteração de cordierita, biotita e cianita para clorita + sericita, clorita e moscovita, respectivamente, nos xistos.

Os minérios ricos foram divididos em quatro tipos, definidos com base em suas características físicas, e que possuem também feições microscópicas distintas:

- hematita compacta foliada: possui textura granoblástica e granolepidoblástica, com foliação não muito bem definida e lineação mineral bem marcada.

- hematita xistosa semi-compacta: mostra textura predominantemente lepidoblástica com foliação e lineação mineral muito bem definidas.

- hematita xistosa friável: mostra feições microscópicas semelhantes às dos minérios semi-compactos, mas possui granulação mais fina.

- hematita pulverulenta: minério sem consistência e granulação muito fina.

Os minérios apresentam, de modo geral, estrutura plano-linear a planar, caracterizada pela diferença na morfologia dos cristais de hematita entre as seções paralela (cristais lamelares a tabulares) e perpendicular à lineação mineral (cristais granulares a lamelares).

A análise das estruturas observadas na Mina do Andrade (foliações S_1 e S_2 , lineação mineral, dobras e etc) e da cinemática envolvida na deformação do minério e rochas encaixantes mostra que a evolução tectônica desse depósito deu-se em duas fases de deformação: a primeira caracterizada por cavalgamentos que promoveram o desenvolvimento de uma zona transpressiva de direção NE-SW, à qual estão relacionadas dobras normais e abertas e a foliação S_2 .

Os estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) revelaram que, no conjunto, as amostras têm anisotropia prolata (com k_1 fixo, como eixo de rotação), mas, individualmente, possuem anisotropia triaxial oblata, com k_1 um pouco maior que k_2 , ambos orientados no plano da foliação S_1 , e k_3 perpendicular a esse plano. Os principais gráficos utilizados nas análises de ASM mostram que a anisotropia da maioria das amostras varia de oblata a triaxial. No entanto, as amostras AC-28, AC-45 (hematitas compactas foliadas), AC-04 e AC-21B (hematitas xistosas semi-compactas), apresentaram anisotropia com tendência a prolata ou efetivamente prolata. Quando comparadas com as amostras de outros depósitos do Quadrilátero Ferrífero, os minérios da

Mina do Andrade mostram maior intensidade de anisotropia, destacando-se ainda mais em relação às amostras dos depósitos situados na porção oeste do QF. Os diagramas de textura, obtidos com goniômetros de raios-X e de nêutros, mostraram que os polos dos planos {00.3}, {10.4} e {11.0} formam guirlandas que apresentam maior intensidade nos minérios friáveis e semi-compactos. Além disso, como no caso das análises de ASM, observa-se que os planos do pinacóide basal dos cristais de hematita estão bem orientados segundo a foliação S1. A comparação entre os dois métodos de análise de textura (ASM e goniômetros de raios-X e de nêutros) demonstra que as amostras com anisotropia oblata possuem guirlandas de maior intensidade e melhor definidas, isto é, nessas amostras os planos do pinacóide basal estão muito bem orientados segundo a foliação.

Os ensaios de redução direta indicam que apenas uma amostra (AC-34B - hematita xistosa semi-compacta) apresentou, simultaneamente, bons resultados de grau de metalização (91,6%) e de finos gerados (3,08%). No caso dos testes para alto forno, as amostras apresentam valores compatíveis com os esperados para amostras com alto grau de orientação, isto é, alto índice de RDI. Apenas duas amostras apresentam valores de RDI aceitáveis: AC-39B (hematita compacta foliada) e AC-08 (hematita xistosa semi-compacta).

Título: *A evolução tectônica das Bacias de Rio das Mortes e São Sebastião da Vitória - São João del Rei, MG*

Autora: Elba Caldeira Leite

Orientador: Prof. Dr. Allaoua Saadi

Co-Orientador: Prof. Msc. Ricardo Diniz da Costa

Resumo

As bacias de Rio das Mortes e São Sebastião da Vitória, localizadas na porção sudoeste do Município de São João del Rei, situam-se numa faixa alongada, com cerca

de 50 km de extensão, limitada por grandes lineamentos estruturais pré-cambrianos, de direção geral ENE-WSW.

As bacias foram preenchidas por sedimentos continentais, de provável idade terciária. Nestes sedimentos foi observado um grande número de falhas e diáclases recentes.

A partir de uma análise estrutural foi possível estabelecer, de forma tentativa, uma evolução tectônica para estas bacias, definida em dois estágios:

- o primeiro estágio, correspondente à formação das bacias, resultou da atuação de esforços distensivos, de direção aproximada NW-SE. Neste estágio ocorreu a reativação de falhamentos transcorrentes pré-cambrianos de direção geral ENE-WSW, com formação de bacias tipo *pull-apart*, associadas a esforços transtracionais. Esta reativação definiu uma zona de transcorrência sinistral;

- o segundo estágio, marcado por uma inversão do campo de tensões, foi definido pela atuação de esforços compressivos, de direção aproximada NW-SE. Neste estágio ocorreu a inversão estrutural das bacias, associada a esforços transpressionais, definindo neste momento, uma zona de transcorrência dextral. A atuação dos esforços compressivos foi bem marcada pelo grande número de estruturas compressivas, bem como pelo posicionamento dos sedimentos em cotas elevadas. A análise estrutural foi baseada inicialmente numa análise geométrica, possibilitando separar as estruturas em dois conjuntos, relativos aos dois estágios evolutivos. A partir desta análise geométrica foram determinadas as orientações dos eixos da deformação rúptil e dos eixos de tensões determinantes desta deformação, para cada estágio evolutivo das bacias.

A evolução aqui proposta foi apoiada ainda na análise da geomorfologia da área e nas características dos depósitos sedimentares.