TECTÔNICA DE NAPPES NA REGIÃO DE OURO FINO, CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO, MG

PEDRO ÂNGELO ALMEIDA-ABREU*, NILZA HELENA QUINTÃO**, VASSILY KHOURY ROLIM**,
FRANCISCO ROBÉRIO DE ABREU* e PIERRE MUZZI MAGALHÃES***

ABSTRACT NAPPE TECTONICS IN OURO FINO REGION, CONCEIÇÃO DO MATO DENTRO, MG. The region around the District of Ouro Fino (Conceição do Mato Dentro, MG) is located on the southeastern border of the Espinhaço mountain range, where granite-gneissic (Basal Complex) and low grade metasedimentary rocks can be found (Metasedimentary Sequences I and II). Fine to coarse clastic rocks (phyllites, quartzites, metaconglomerates) dominate in these sequences. Basic metavolcanic rocks are less frequent. The rocks in this region are intensively deformed showing a strong tangencial, with mass transport from east to west shown by the general tectonic structures, syn-mylonitic foliation parallel to S_0 , and also by smaller structures like pressure shadows, grain rotation, S and C surfaces, stretching lineation, among others. The type of the deformation is non-coaxial and heterogeneous. The tectonic stacking of similar stratigraphic unities, individualized by slices of gneissic mylonitic rocks, characterize structures formed by nappe-tectonics.

INTRODUÇÃO Na região do Distrito de Ouro Fino (Conceição do Mato Dentro, MG, Fig. 1) afloram rochas de caráter cristalino (Complexo Basal) e rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, predominantemente quartzíticas (seqüências metassedimentares I e II; Machado *et al.* 1986).

Na área, assim como em toda a borda sudeste da Serra do Espinhaço Meridional, ressalta-se uma intensa deformação de caráter tangencial, com transporte de massa para W, regionalmente reconhecida por Guimarães (1951), Costa (1976), Braun & Batista (1978) e Herrgesell & Pflug (1985). Esta deformação é denotada pela geração de contatos anormais entre as unidades estratigráficas maiores, por meio de superfícies de cavalgamento de baixo a médio ângulo, e pelo desenvolvimento sincrônico de uma foliação subparalela a S_0 e uma lineação mineral ou de estiramento orientada segundo a direção do transporte tectônico.

GEOLOGIA REGIONAL Na borda leste do Espinhaço Meridional residem as discussões mais polêmicas sobre a geologia dessa cordilheira, especialmente no que tange às relações estratigráficas e tectônicas entre as unidades rochosas dos supergrupos Minas e Espinhaço.

Muitos trabalhos têm sido apresentados sobre esta questão (*e.g.* Assis 1982, Uhlein 1982, Assis & Marini 1983, Dossin *et al.* 1984), mas, sem dúvida, os mais abrangentes e detalhados foram promovidos pelo professor Pflug da Universidade de Freiburg, quer em trabalhos pessoais (Pflug 1965, Pflug 1968, Pflug *et al.* 1969, Pflug & Renger 1973), quer em trabalhos de tese sob sua orientação (Renger 1972, Hoppe, 1978, Paternoster 1979, Herrgesell 1985).

Este trabalho aborda a faixa centro-sul da Quadrícula de Ouro Fino (Fig. 1), onde podem ser reconhecidas três unidades estratigráficas maiores:

Complexo Basal Constitui o embasamento cristalino da região e foi assim denominado por Bastos Neto (1982). Congrega predominantemente rochas granito gnáissicas semelhantes ao "Granito de Gouveia" (Pflug & Carvalho 1964) e, subordinadamente, gnaisses de composição tonalítica. Produtos miloníticos dessas rochas são abundantes nas zonas

de cisalhamento, aflorando sob a forma de diferentes termos petrográficos, até "xistos sericíticos".

Seqüência Metassedimentar I É constituída por conjuntos de sericita xistos com quantidades variáveis de quartzo, intercalados com quartzitos laminados, puros e micáceos, destacando-se topograficamente sob a forma de pequenos *hog backs* alinhados na direção N-S. Essa unidade é correlacionável ao Supergrupo Rio Paraúna de Fogaça *et al.* (1984), considerando-se a similaridade litopetrográfica e a continuidade física em direção NNW até a região de Gouveia, conforme o mapa de Pflug & Renger (*op. cit.*).

Seqüência Metassedimentar II Compõe o principal acidente geográfico da área (a Serra de Ouro Fino), definindo expressivos e extensos *hog backs* orientados na direção NNW-SSE com escarpas e desníveis de até 300 m. Litologicamente, é constituída por quartzitos - às vezes metarenitos, geralmente de granulção fina a média, muitas vezes com grânulos e seixos esparsos. Comumente aparecem intercalações decimétricas até decamétricas de metaconglomerados, geralmente polimíticos, em horizontes, bancos ou camadas de extensão lateral da ordem de centenas de metros, às vezes com interdigitações evidentes, sendo as rochas dominantes no oeste da área, no vale do Rio Paraúna. A continuidade física para N e NW com as rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço é representada em todos os mapas geológicos regionais existentes (*e.g.* Pflug & Renger *op. cit.*). Isto é confirmado também pela similaridade entre os metaconglomerados da região de Ouro Fino com aqueles largamente conhecidos e descritos nos municípios de Diamantina e Datas, e agrupados na Formação Sopa-Brumadinho, até por seu caráter diamantífero. Outro aspecto similar às seqüências inferiores do Supergrupo Espinhaço é a presença de corpos decimétricos a métricos de filitos hematíticos (metavulcanitos sin-sedimentares).

Completem o quadro estratigráfico pré-cambriano da região de Ouro Fino corpos de rochas metaígneas básicas - metadiábasios e similares - na forma de extensos diques (de dezenas até a ordem de 1.000 m de extensão) ou de soleiras, consideradas como rochas intrusivas sin a tardi-tectônicas.

* Centro de Geologia Eschwege, IGC-UFMG, Rua da Glória 297, Caixa Postal 51, CEP 39100, Diamantina, MG, Brasil

** Departamento de Geologia, IGC-UFMG, Av. Antônio Carlos, 6627, CEP 31270, Belo Horizonte, MG, Brasil

*** Departamento de Geologia, Curso de Pós-Graduação/UFOP, Praça Tiradentes 20, CEP 35400, Ouro Preto, MG, Brasil

Figura 1 – Mapa geológico simplificado da região de Ouro Fino (Conceição do Mato Dentro, MG) e mapa de situação na Serra do Espinhaço

TECTÔNICA Análise Estrutural As rochas da região de Ouro Fino exibem evidências de dois episódios de deformação: um, de caráter dúctil-rúptil (D_1); e outro, de caráter essencialmente rúptil (D_2), desenvolvidas progressivamente em um mesmo evento de deformação (En).

A primeira, mais marcante, é responsável pela estruturação tectônica geral de toda a borda sudeste da Serra do Espinhaço Meridional (Herrgesell & Pflug *op. cit.*, Almeida Abreu *et al.* 1986, Hartmann *et al.* inédito), obliterando quase todas as estruturas primárias das seqüências metassedimentares, como também as estruturas deformacionais mais antigas do Complexo Basal.

Vestígios locais destas últimas podem ser reconhecidas pelo bandamento dos gnaisses. Mais raramente, observam-se também preservadas típicas estruturas fluidais.

Na Seqüência Metassedimentar I observam-se, como estruturas primárias preservadas, só ocorrências pontuais de estratificação plano-paralela denunciada por variações granulométricas e litológicas associadas a superfícies S_n . Na Seqüência Metassedimentar II são observadas estruturas primárias (estratificações plano-paralela e cruzadas) em domínios mais distantes das principais zonas de cisalhamento.

A estrutura de maior distribuição nas rochas da área é uma foliação (S_n), estrutura planar e penetrativa, paralela a sub-paralela ao acamamento. Aparece quase sempre de forma conspícua, especialmente nas litologias pelíticas e micáceas, e, de maneira mais discreta, nas rochas competentes (granitóides e quartzitos puros) quando nas proximidades das principais zonas de cisalhamento.

Esta foliação S_n pode ser chamada também de xistosidade no conceito de Hobbs *et al.* (1976) e, nas zonas de cisalhamento, assume o caráter de foliação milonítica frequentemente associada a estruturas do tipo "S-C" (Berthé *et al.* 1979) de ordem centimétrica a decimétrica. Estruturas semelhantes aparecem também em escala microscópica (Fig. 5), muitas vezes do tipo *mica fish* (Lister & Snoke 1984).

Invariavelmente, sobre a superfície S_n , observa-se uma pronunciada lineação de estiramento (L_n) ressaltada especialmente pelas micas brancas (sericita/muscovita) e por seixos fortemente estirados nas rochas conglomeráticas. Notável em L_n é sua regularidade quase sempre orientada aproximadamente na direção W-E, como mostrado na figura 2.

Figura 2 – Diagramas de freqüência (hemisfério inferior) para pólos de: a) S_n (220 medidas) e b) para pólos de L_n (126 medidas), obtidas nas rochas da região de Ouro Fino

A foliação S_n , por sua vez, apresenta variações em sua orientação espacial, pois, sendo uma estrutura planar, acompanha as ondulações dos grandes cavalgamentos e também a reestruturação com o basculamento tardio de blocos. Assume da mesma forma as variações decorrentes das irregularidades dos planos dos grandes falhamentos (rampas laterais, por

ISOLINHAS - 0,4 - 2,38 - 4,28 - 5,24 - 8,09 - 10%

Figura 3 – Diagrama de isolinhas (hemisfério inferior) de lineações de crenulação da área de Ouro Fino e regiões adjacentes (quadrículas de São Sebastião do Bonfcesso, Alvorada de Minas e Itapanhoacanga, em rochas dos supergrupos Minas e Espinhaço)

exemplo), que podem ser controladas ou não pelas irregularidades morfológicas do embasamento (Fig. 2). Essas feições caracterizam, no conjunto, a heterogeneidade da deformação.

Eventualmente nos xistos da Seqüência Metassedimentar I, aparecem dobras apertadas - geralmente isoclinais assimétricas de ordem centimétrica. Essas dobras são intrafoliais, com ou sem raízes, e se encontram ressaltadas nos níveis que mostram variações composicionais (formações ferríferas bandadas, por exemplo). Seus eixos podem ser perpendiculares a L_n (dobra tipo y) ou paralelas à lineação (tipo x) e evidenciam o caráter interestratal da deformação.

Outra estrutura, que aparece impressa sobre a foliação S_n , é a crenulação. Apesar de não ser abundante, é uma estrutura muito freqüente, especialmente nas rochas incompetentes (filitos principalmente). Pode-se dizer que são diferentes tipos de crenulação, tanto no aspecto genético, quanto nas relações temporais com as demais estruturas tectônicas, e podem configurar lineações perpendiculares, oblíquas ou paralelas à lineação de estiramento (L_n), e serem penetrativas ou não (Fig. 3).

Sobre essas crenulações, deve-se destacar os seguintes pontos:

- O aparecimento dessas estruturas é ocasional e sua distribuição não mostra nenhuma regularidade.
- As crenulações enrugam a lineação de estiramento ou a recortam parcialmente.
- Essas crenulações são restritas a superfícies localizadas ou níveis de pequena espessura (filitos ou níveis micáceos).

Pelas observações de campo, é possível admitir três fenômenos principais geradores dessas crenulações:

- Variações locais na orientação do elipsóide de deformação finita determinando uma nova posição nos planos de cisalhamento que passam a cortar os antigos planos, isto é, o fluxo laminar dos planos de cisalhamento é modificado por hetero-

Figura 4 - a) Crenulações geradas por variações na orientação do elipsóide de deformação finita. As variações são causadas por heterogeneidades da seqüência rochosa que interceptam o fluxo laminar do cisalhamento. Notar as relações espaciais entre as lineações e as estruturas planares. b) Bloco-diagrama esquemático mostrando o desenvolvimento "pontual" de crenulações paralelas ao eixo X em rochas filíticas, a partir do confinamento parcial das camadas por veio de quartzo. Observar a constricção das camadas determinada pelo veio de quartzo e a relação dos planos de clivagem com a lineação de crenulação (que é paralela a L_n) que se desenvolve somente nas adjacências do elemento rígido

geneidades na rocha (veios ou bolsões de quartzo, por exemplo), que deslocam os antigos planos para posições onde passam a ser cortados pelos incrementos cisalhantes tardios da deformação (Fig. 4a). Estas crenulações fazem ângulo alto com os planos de cisalhamento.

2. Durante os processos de cisalhamento, os estratos em movimento são parcialmente confinados por elementos mais rígidos que interceptam sua trajetória (por exemplo, veios de quartzo; rápidas variações litológicas), gerando rugosidade ou mesmo crenulações verdadeiras orientadas segundo L_n (Fig. 4b).

3. O estiramento generalizado das rochas associado a movimentos interestratiais diferenciados (níveis quartzosos e micáceos), promovendo ondulações e rugosidades sobre as superfícies definidas por micas.

Pelo exposto, fica caracterizada sua relação genética com o desenvolvimento do cisalhamento em regime dúctil (Lacassin 1984), considerando que parte das crenulações observadas são rugosidades alinhadas sobre níveis milimétricos de micáceos e que não se impõem, em geral, às faixas quartzosas, denotando o estado de plasticidade do quartzo durante o processo de desenvolvimento das crenulações (considerando, neste caso, que se tenham desenvolvido por fluxo contracional tardio).

As microestruturas são também muito abundantes, especialmente nas rochas do Complexo Basal. Sombras de pressão aparecem nas bordas dos grãos de feldspatos, quartzo e minerais opacos, e são constituídas por quartzo (Fig. 6) e/ou micas (Fig. 7), finalmente recrystalizados. Em seções delgadas dos metassedimentos, as *micás fish* são freqüentes (Fig. 5). Destacam-se ainda fraturas antitéticas e o estiramento mineral generalizado.

Essas microestruturas comprovam a não-coaxialidade da deformação D_1 bem como a rotação sinistrogira de grãos, indicando o sentido de transporte de leste para oeste, utilizando-se os critérios de Berthé *et al.* (op. cit.) e Simpson & Schmid (1983).

A deformação D_2 é de caráter eminentemente rúptil e se manifesta espadamente como falhas inversas e normais de alto ângulo com direção aproximadamente N-S e E-W, respectivamente, e onde podem aparecer estrias de falha e rochas cataclásticas (brecha). Comum também é o aparecimento de uma clivagem de fratura (*stricto sensu*, no sentido de Hobbs *et al.* op. cit.), com planos orientados sistematicamente segundo a

direção N-S a NNE-SSW com mergulho forte (65° a 80°) para leste. As estruturas de D_2 cortam todas as estruturas dúcteis de D_1 .

As deformações D_1 e D_2 exibem polaridade idêntica (transporte de leste para oeste) marcada pela lineação de estiramento e estrias de falha, respectivamente, e representam dois episódios de um mesmo evento, sendo a fase D_2 uma manifestação tardia de uma deformação progressiva, quando as seqüências rochosas atingiram um nível crustal mais superior no perfil do edifício orogênico.

"Falhas" e Nappes As falhas de cavalgamento representam as principais estruturas da área e são responsáveis pela estruturação e distribuição das grandes entidades tectônicas da região. Mostram-se orientadas na direção NNW com vergência para W apresentando inclinação para ENE em torno de 30° .

A figura 1 ressalta bem o arranjo e a configuração estrutural da área de estudo. De oeste para leste destacam-se um conjunto de entidades tectônicas empilhadas e demarcadas por importantes zonas de cisalhamento, onde as rochas miloníticas, com suas estruturas características, são elementos bem definidos. A taxa de deformação diminui sensivelmente à medida que se afasta dessas zonas e é notada especialmente pelo aparecimento gradual ou esporádico de estruturas sedimentares quando nos metassedimentos, e o reaparecimento de textura granítica quando em rochas do Complexo Basal.

Deve-se mencionar mais uma vez que a foliação S_n representa a estrutura mais penetrativa das rochas e, quando diferenciável, é paralela a subparalela ao acamamento (S_0). Se a associação das estruturas tectônicas da região define um regime de tectônica tangencial, conforme já ressaltaram Herrgessell & Pflug (op. cit.), Almeida Abreu *et al.* (op. cit.), Tagliani *et al.* (no prelo), Hartmann *et al.* (s.d.), os nappes da área em estudo possuem o argumento estratigráfico irrefutável.

Ampla e espessas fatias do embasamento foram transportadas na base de conjuntos da Seqüência Metassedimentar II e posicionadas sobre espessos pacotes de metassedimentos da mesma seqüência. A espessura das rochas cristalinas transportadas varia da ordem de 1 a dezenas de metros. Localmente podem-se apresentar como "xenólitos tectônicos", ou seja, nas zonas de falha porções decimétricas a decamétricas de rochas do Complexo basal são removidas do pacote origi-

Figura 5 – Porfiroclastos sigmoidais de muscovita (mica fish) definindo as foliações do tipo S e C (assinaladas). Esses indicadores cinemáticos mostram o movimento de E para W. As micas estão envolvidas por massa de quartzo (Qz) recristalizada. Rocha: quartzo-sericita xisto da Sequência Metassedimentar I (para localização, ver mapa geológico)

Figura 6 – Porfiroclastos de feldspato (F) com sombra de pressão assimétrica composta por quartzo (Qz). O sentido do movimento é indicado pelas setas. Rocha: granito gnáissico milonitizado (para localização, ver mapa geológico)

nal e completamente envolvidas pelos metassedimentos milonitizados.

As mencionadas estruturas e mesmo seu arranjo espacial se expressam no mapa geológico, de forma clara (Fig. 1), e são mais ressaltadas ainda pelas atividades erosivas diferenciais que geram uma superfície bem irregular, provocando a formação de “janelas” e “tetos” estruturais.

Nas zonas dos principais cisalhamentos e planos dos empurrões desenvolve-se um conjunto de rochas miloníticas no sentido de Sibson (1977), que se mostram bem diferenciadas nos litótipos do Complexo Basal, determinando a formação de rochas reconhecidas em campo com a descrição genérica de milonito-xistos e filonitos. À primeira vista, assemelham-se a metassedimentos pelíticos imaturos do tipo metagrauvacas. Por isso Soares Filho *et al.* (1986), em trabalho na mesma região, relatam a presença de metassedimentos contendo feldspatos e apatita em contato direto com rochas granito

gnáissicas, quando na realidade as passagens entre um e outro são graduais por variação textural-petrográfica de termos miloníticos.

Os produtos de deformação dos granitos gnáissicos geram três tipos petrográficos principais, todos eles graduais entre si e para rochas pouco deformadas.

PROTOMILONITOS Exibem uma granulação grossa, foliação incipiente e os feldspatos aparecem como porfiroclastos de maior ou menor tamanho. Este mineral apresenta extinção ondulante e às vezes maclas tectônicas ou em “chama”. O quartzo aparece como porfiroclastos com forte extinção ondulante, às vezes total ou parcialmente cominuídos e também formando subgrãos com estreitos bordos recristalizados de granulação fina determinando a textura do tipo *core and mantle* (White *et al.* 1980). As mica-muscovita/sericita são em sua maioria geradas a partir da desestabilização dos feldspatos e formam pequenos caudais envolvendo os clastos maiores. O predomínio dos clastos sobre a recristalização é amplo. Ainda assim, verifica-se uma forte mudança das proporções minerais da rocha original para os protomilonitos, quando os 30% de microclina, 30% de plagioclásio e 30% de quartzo passam para cerca de 75% de microclina, 15% de quartzo e 10% de sericita-muscovita (Fig. 8), denotando uma diminuição nas quantidades de quartzo e o aparecimento das micas (Beach 1980).

MILONITOS Nestas rochas, a foliação é a estrutura mais marcante, determinada principalmente pelos minerais micáceos em faixas onduladas e anastomosadas em torno dos porfiroclastos de quartzo e feldspatos. Estes últimos se apresentam como clastos de granulação fina a média, estirados, indicando a lineação e frequentemente com maclas tectônicas. Alterações do feldspato para micas é distinguível em muitos grãos. O quartzo mostra-se também, em geral, fortemente estirado e com extinção ondulante. As caudas alongadas são frequentes e muitas vezes sem extinção ondulante, o que evidencia sua recristalização total (Figs. 5 e 7a e b).

As sombras de pressão são abundantes e crescentes com o aumento da deformação, constituídas por quartzo e/ou sericita, esta última dominando nas rochas com grau de milonitização mais acentuado. As fraturas dos grãos maiores são preenchidas também por micas e quartzo.

FILONITOS Nestas rochas, a granulação é muito fina. Os processos de milonitização são extremos, alterando quase totalmente a mineralogia original da rocha, quando passa a predominar amplamente a sericita-muscovita em bandas ou níveis, definindo a foliação e também a lineação de estiramento. O quartzo aparece em pequenas quantidades, totalmente recristalizado, concentrando-se em lâminas e filmes descontínuos. O feldspato é raro, aparecendo somente como pequenos clastos reliquiais de forma ocelar. Minerais opacos aparecem em pequenas manchas ou como porfiroclastos fraturados e estirados, exibindo sombras de pressão preenchidas pela sericita (Fig. 9).

Além dos processos de deformação impostos para a geração das rochas miloníticas, associa-se a eles um pronunciado processo de microclinizacão. Enquanto nas rochas granito-gnáissicas do Complexo Basal da área microclina e plagioclásio coexistem em proporções similares na ordem de 30%, em seus produtos miloníticos a microclina compõe praticamente a totalidade dos feldspatos.

Esse fato sugere uma importante percolação de fluidos ricos em potássio. A relação de tempo da mobilização e a origem dessas soluções são dimensionáveis pelo menos parcialmente, conforme os parâmetros descritos a seguir.

A microclina representa o único feldspato das rochas com avançado processo de deformação, ou seja, foi preservada dos processos de sericitização. Ao mesmo tempo apresentam diferentes feições de mineral deformado. Nas rochas metabási-

Figura 7 – a e b Estágios intermediários de milonitização das rochas granito-gnáissicas. Os feldspatos (F) vão-se reduzindo a clastos de granulação menor. O quartzo (Qz) se recrystaliza totalmente formando ribbons, sombras de pressão e preenchendo fraturas. As micas (M) formam “caudais” envolvendo os porfiroclastos, definindo a foliação e substituindo total ou parcialmente os feldspatos (para localização, ver mapa geológico)

Figura 8 – Protomilonitos de rocha granito-gnáissica do Complexo Basal. Evidencia o estágio inicial da deformação. O feldspato (F) mostra-se fraturado e são microclinas. O quartzo (Qz) mostra-se como porfiroclastos com extinção ondulante e recrystalizados em pequenos grãos. Muscovita-sericita (M) começam a aparecer nos bordos dos feldspatos (para localização, ver mapa geológico)

Figura 9 – Filonito: estágio final de milonitização. As micas (M) compõem grande parte da rocha, isolando porfiroclastos de opacos (O). O quartzo (Qz) se concentra em pequenas bandas e o feldspato (F) é reliquiar, formando pequenos clastos oclares (5% microclina; 10% quartzo, e 85% sericita) (para localização, ver mapa geológico)

cas - suíte de rochas subvulcânicas do tipo diabásios e equivalentes, que aparecem cortando todas as seqüências da região sob a forma de diques ou *sillis* - ressaltam-se com microclinas com inclusões de epídotos sugerindo a potassificação de plagioclásios.

Admitir processos de triclização de outro feldspato potássico (White & Mawer 1986) é inviável, pois não são observadas espécies diferentes de K-feldspato nas rochas granito-gnáissicas pouco ou não deformadas.

Completa este quadro a presença freqüente de veios pegmatóides compostos por microclina rósea, quartzo e, subordinadamente, hematita, associados aos milonitos e suas regiões de contato.

Por tudo isso, é razoável admitir-se que, nas zonas de cisalhamento que envolvem o transporte de fatias de rochas granito-gnáissicas, ocorreu uma constante mobilização de

fluidos enriquecidos em soluções potássicas sin-tectônicas, persistindo até os estágios finais de deformação; cumpre lembrar, ainda, que a ambiência metamórfica dessas zonas é favorável à geração desses mobilizados. Admitir que essas soluções são oriundas de fontes externas não tem sustentação, considerando-se que nos grandes cisalhamentos e planos de cavalgamento que envolvem somente metassedimentos elas não estão presentes.

CONCLUSÕES A região do Distrito de Ouro Fino exhibe pelo menos dois grandes *nappes* empilhados tectonicamente, com transporte de leste para oeste.

A associação de estruturas menores indicam bem o sentido do transporte tectônico, assim como um regime de deformação contínua e dúctil a que foram submetidas as rochas da região, denunciando também a heterogeneidade e a não-coaxialidade da deformação (Berthé *et al. op. cit.*, Lister &

Snoke *op. cit.*).

Distante cerca de 2 km do *front* atual dos *nappes*, para W, afloram espessas seqüências de rochas metassedimentares pertencentes ao Supergrupo Espinhaço, exibindo arranjo e estruturação de entidades autóctones (camadas sub-horizontais e deformação incipiente); tal fato evidencia a interceptação, no local, de seqüências de dois níveis crustais diferentes e pode indicar também que os *nappes* de Ouro Fino sejam os mais ocidentais, preservados da erosão, no contexto da borda leste do Espinhaço Meridional.

As fatias de rochas cristalinas do Complexo-Basal representam um importante controle estratigráfico para a definição dos *nappes* e se constituem em fato inusitado na tectônica de toda a borda SE da Serra do Espinhaço Meridional. Essas "lascas" de infracrustais devem ter sido arrancadas de altos topográficos ou estruturais do embasamento durante a propagação dos planos de cavalgamento na forma descrita por Hatcher Jr. & Williams (1986). A microclinação generalizada indica a presença de fluidos ligados à tectônica.

As relações da foliação Sn e da lineação de estiramento Ln indicam a polaridade constante do transporte tectônico, com manifestações tardias de acomodação de blocos por basculamento ou a formação de rampas laterais.

É importante destacar também que o arranjo estrutural observado, assim como os elementos estruturais menores presentes nas rochas da região, é semelhante aos descritos em

toda a borda sudeste do Espinhaço Meridional (Herrgesell & Pflug *op. cit.*, Almeida Abreu *et al. op. cit.*, Hartmann *et al. inédito*, até nas seqüências caracterizadas pelos mencionados autores como pertencentes ao Supergrupo Minas, o que sugere, ou mesmo indica, a contemporaneidade com as seqüências do Supergrupo Espinhaço, conforme proposto por Pflug (1965). Considere-se para esta assertiva os elementos descritos pelos mencionados autores, como a ausência de estruturas de fases ou episódios específicos a um ou outro conjunto, e as evidências de variações litofaciológicas entre unidades dos dois supergrupos.

Faz-se necessário mencionar, ainda, que várias das estruturas reconhecidas nesta região são observadas também em diferentes porções da Serra do Espinhaço como ocorrência pontual, e seu tratamento diferenciado pode levar à suposição de diferentes fases de deformação na edificação da cadeia orogênica.

Agradecimentos Expressamos nossos agradecimentos aos professores L.G. Kanuer (C.G. Eschwege), A. Schrank (Unicamp) e M.B. Hartmann (Unifor), pelas críticas e sugestões. Às senhoritas Marta Maria Couto e Maria Helena Seabra, pela datilografia; e ao senhor Geraldo Dupim, pelos desenhos. Para a realização deste trabalho, foi utilizada a infraestrutura do Centro de Geologia Eschwege com o apoio direto ou indireto de seus funcionários.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA-ABREU, P.A.; FERNANDES, P.C. de O.; KANUER, L.G.; HARTMANN, M.B.; DONATO, M.T.R.; SCHORSCHER, H.D. 1986. Elementos da zona de cisalhamento dúctil da borda oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 2, p. 1219-1231.
- ALVES, C.J.; MARIANO, J.V.F.; PLESCHETTE, C. 1986. *Geologia da Porção Sul da Quadrícula de São Sebastião do Bonsucesso, Conceição do Mato Dentro-MG*. Belo Horizonte, 84 p. (Relatório de Graduação, Dep. Geol. Univ. Fed. Minas Gerais).
- ASSIS, L.C. de. 1982. *Estratigrafia, tectônica e potencialidade mineral das unidades Pré-Cambrianas da região de Serro-MG (Quadrícula de Mato Grosso)*. Brasília, 149 p. (Dissertação de Mestrado, Dep. Geoc. Univ. de Brasília, UnB).
- BARBOSA, O. 1954. Evolution du Geosynclinal Espinhaço. In: GEOL. INTERN. CONGR., 19, Alger, 1954. *Annals...* Alger, Sect. XIII, Fasc. 14, p. 17-36.
- BASTOS NETO, A.C. 1982. *Geologia das Quadrículas de Dom Joaquim e parte sul de Ribeirão da Barra - borda leste da Serra do Espinhaço Meridional-MG*. Rio de Janeiro, 111 p. (Dissertação de Mestrado, Inst. Geoc., UFRJ).
- BEACH, A. 1980. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *J. Struct. Geol.*, 2(1/2):257-263.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South American shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1:31-42.
- BOYER, S.E. & ELLIOT, D. 1982. Thrust systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 66(9):1190-1230.
- BRAUN, O.P.G. & BAPTISTA, M.M. 1978. Considerações sobre a geologia do Pré-Cambriano da Região Sudeste e parte da Região Centro-oeste do Brasil. In: REUNIAO PREPARATORIA SIMP. CRATON SÃO FRANCISCO, Salvador, 1978. *Anais...* Salvador, SBG, p. 225-350. (Publicação Especial 3).
- BURG, J.P. & LAURENT, Ph. 1978. Strain analyses of a shear zone in a granulite. *Tectonophysics*, 47:15-42.
- CARVALHO, A.S. de. 1982. *Geologia e gênese das mineralizações de quartzo no Espinhaço Meridional (MG Brasil)*. Brasília 94p. (Dissertação de Mestrado, Dep. Geoc., UnB).
- COSTA, M.T. da. 1976. *Nota explicativa sobre o Mapa Geológico de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Publ. IGA-MG.
- DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *J. Geol.*, 14:374-401.
- ESCHWEGE, W.L.v. 1822. *Geognostisches Gemälde von Brasilien und Wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten*. Berlin (Weimar Jägers-Industrie-Comptoir). 44p.
- ESCHWEGE, W.L.v. 1832. *Breitage Zür Gebirgs-Kunde Brasilien*. Berlin Reimer. 488p.
- ESCHWEGE, W.L.v. 1833. *Pluto Brasilienses - São Paulo*. Livraria Edit. Itatiaia (tradução português Domício F. Murta, 1979). 2 v., 306 + 222p.
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA-ABREU, P.A. 1982. Depósitos de planícies de marés na Formação Sopa-Brumadinho (Proterozóico Inferior), Cordilheira do Espinhaço, Estado de Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. LATINOAM. GEOL., 5, Buenos Aires, 1982. *Anais...* Buenos Aires. t. 2, p. 373-388.
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA-ABREU, P.A.; SCHORSCHER, H.D. 1984. Estratigrafia da Seqüência Supracrustal Arqueana 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.
- FREYBERG, B.V. 1932. Ergebnisse Geologischer Forschungen in Minas Gerais Brasilien. Stuttgart. *N. Jb. Geol. Min. Palaont., Sonderbd.*, 2: 403p.
- FREYBERG, B.V. 1934. *Die Bodenschätze des Staates Minas Gerais*, Brasilien. Stuttgart (schweitzerbart). 453p.
- GUIMARAES, D. 1951. *Arqui-Brasil e sua evolução geológica*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. (Boletim 88).
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.J. 1915. The Geology of Central Minas Gerais, Brazil. *J. Geol.*, 13:341-378 + 385-424.
- HARTMANN, M.B.; TAGLIANI, T.R.; ALMEIDA-ABREU, P.A. s.d. Characterization of the tangential tectonics at the eastern edge of the Espinhaço Meridional Range (Itapanhoacanga-Conceição do Mato Dentro, MG.) (inédito).
- HATCHER Jr., R.D. & WILLIAMS, R.T. 1986. Mechanical model for single thrust sheets Part I: Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97:975-985.
- HERRGESELL, G. 1985. Uma margem continental proterozóica na Serra do Cipó Setentrional (Serra do Espinhaço Meridional) In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. Bol. 5, p. 1-15.
- HERRGESELL, G. & PFLUG, R. 1985. The thrust belt of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil, Stuttgart, *Zbl. Geol. Palaont., Teil I*(9/10):1405-1414.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons, Inc. 572p.
- HOFFMANN, C. 1981. *Geologische Geschichte, Metamorphose und Petrologie des Archaischen Kontinentalkernes (Prä-Espinhaço-Gesteine) der Südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien*. Freiburg. (Habil. Erlang. Ven. Lag. Miner. Petrol. Geowiss. Univ. Freiburg) 233p.
- HOPPE A. 1978. *Beiträge zur Geologie und Paläogeographie der Südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien)*. Freiburg. (Dissertação These Doct. Univ. Freiburg.) 102p.
- LACASSIN, R. 1984. *Etude des mécanismes de deformation dans le versant nord de la nappe du Mont Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements*. Montpellier. (Thèse Doct., Univ. Scie. Tech.) 221p.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6(6):617-638.
- MACHADO, A.F.; MUZZI-MAGALHÃES, P.; QUINTÃO, N.H.

1986. *Geologia da porção centro-sul da Quadrícula de Ouro Fino, Conceição do Mato Dentro, MG.* Belo Horizonte (Relatório de Graduação, Dep. Geol. Univ. Fed. Minas Gerais.) 92p.
- MATTAUER, M. & MERCIER, J.L. 1980. Microtectonique et grande tectonique. *Mén. h. Sér. Soc. Géol. de France*, Paris (10):153-186.
- MORAES, L.J. de & GUIMARÃES, D. 1930. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Cienc.*, II:153-186.
- NICOLAS, A. 1984. *Principes de Tectonique*. Paris, Ed. Masson. 199p.
- PATERNOSTER, K. 1979. *Faziesvrszahnung zwischen diamant-führenden Freiburg*. 85p.
- PFLUG, R. 1965. *A Geologia da parte Meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM: 55p. (Boletim 226).
- PFLUG, R. 1968. *Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, MG.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 20p. (Notas Preliminares 142).
- PFLUG, R. & CARVALHO, R.T. de. 1964. *A evolução estrutural da região de Gouveia, Serra do Espinhaço, Minas Gerais.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 37p. (Boletim 213).
- PFLUG, R.; SCHOBENHAUS, C.; RINGER, F. 1969. *Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental.* Recife, Sudene/Div. Geol. 59p. (Série Especial 9).
- PFLUG, R. & RINGER, F. 1973. Estratigrafia e evolução da margem SE do Craton Sanfranciscano. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, 1973. *Anais...* Aracaju, SBG. v. 2, p. 5-19.
- RENGER, F. 1972. As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 2(3):151-160.
- RENGER, F. 1979. Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 1, Diamantina, 1979. *Atas...* Belo Horizonte, SBG. Bol. 1, p. 9-27.
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina (MG). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 1, Diamantina, 1979. *Atas...* Belo Horizonte, SBG. Bol. 1, p. 55-73.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanism. *Struct. Geol.* *Soc. London*, 133:191-213.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. 1983. An Evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94:1281-1283.
- SOARES FILHO, B.S.; PINHEIRO, S.A.; SOUZA COSTA, M.N. 1986. Contribuição ao estudo de Geologia da Região de Conceição do Mato Dentro, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG v. 2.
- TAGLIANI, T.R.; HARTMANN, M.B.; ALMEIDA-ABREU, P.A.; FERNANDES, P.C. de O. 1988. Estudo da deformação em metavulcanitos ácidos na Serra do Sapo (Cordilheira do Espinhaço Meridional-MG). *Rev. Bras. Geoc.* 18(1): (in press).
- UHLEIN, A. 1982. *Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da Região de Serro, MG.* Brasília (Tese Mestrado, Dep. Geocien. UnB.) 189 p.
- WHITE, J.C. & MAWER, C.K. 1986. Extreme ductility of feldspars from a mylonite, Parry Sound, Canada. *J. Struct. Geol.*, 8(2):133-143.
- WHITE, S.H.; BURROW, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2(2):175-187.

MANUSCRITO 514

Recebido em 17 de dezembro de 1987

Revisão aceita em 07 de abril de 1988