

## O CRÁTON BRASILIANO DO SÃO FRANCISCO - UMA REVISÃO

ROLAND R. TROMPETTE\*, ALEXANDRE UHLEIN\*\*,  
MARCOS E. SILVA\*\*\* e IVO KARMANN\*\*\*\*

**ABSTRACT** THE BRAZILIAN SÃO FRANCISCO CRÁTON - A REVIEW. The Brazilian Paramirim belt divides the São Francisco Craton. At the west and southwest occurs the São Francisco Craton (*sensu strictu*), and to the East is present the Salvador Craton, separated from the Congo-Zaire Craton by the opening of the Atlantic Ocean during Early Mesozoic time. The Archean-Early Proterozoic basement of the Paramirim belt was intruded by subalkaline granites approximately 1,700 Ma old. The Espinhaço Supergroup is the most important unit of the Paramirim belt. It's made up of detritic metasediments (quartzites, metaconglomerates, phyllites) with acid metamagmatic rocks (rhyolites-rhyodacites) in the lower part. The Espinhaço Supergroup was deposited in a continental rift during the interval 1,700 to 1,100 Ma. The Espinhaço Supergroup deformation is roughly dated at 600 Ma (Brazilian Tectonic Cycle). It is characterized by major ductile north-south low-angle shear zones and asymmetric folds with westward vergence. A stretching or/and mineral lineation, transverse to the belt, indicates westward transport of materials. These ductile shear zones continue to the south, affecting the external units of the Aracuaí fold belt and older (Early Proterozoic) units of the Quadrilátero Ferrífero (MG).

*Keywords:* São Francisco Craton, Brazilian Paramirim belt, Bahia, Brasil.

**RESUMO** A faixa ou província brasileira do Paramirim divide o Craton do São Francisco em dois. A oeste e sudoeste ocorre o Craton de São Francisco (*sensu strictu*) e a leste, o Craton de Salvador, separado do Craton do Congo-Zaire pela abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Mesozóico. A infra-estrutura da Faixa do Paramirim, arqueana e proterozóica inferior, está intrudida por granitoides subalcalinos datados ao redor de 1.700 Ma. O Supergrupo Espinhaço compreende a superestrutura da Faixa do Paramirim e é constituído por metassedimentos detríticos (quartzitos, metaconglomerados, filitos) com rochas metamagmáticas ácidas na base. Foi depositado num rifte continental entre 1.700 e 1.100 Ma. A deformação do Supergrupo Espinhaço é de idade brasileira e datada ao redor de 600 Ma. Ela se manifesta por grandes cisalhamentos dúcteis orientados norte-sul, pouco inclinados, e dobras assimétricas com vergência oeste. Uma lineação mineral e/ou de estiramento, transversal à faixa, também indica um transporte tectônico para oeste. Estes cisalhamentos dúcteis se prolongam para o sul, afetando as unidades externas da Faixa Brasileira Aracuaí e as unidades mais antigas (Proterozóico Inferior) do Quadrilátero Ferrífero.

*Palavras-chaves:* Craton do São Francisco, Faixa Brasileira do Paramirim (BA).

**INTRODUÇÃO** O Craton do São Francisco, como as outras províncias geológicas brasileiras (~ 600 Ma), foi definido com o nome de plataforma do São Francisco por Almeida (1967,1969). Suas características geocronológicas foram resumidas principalmente por Cordani *et al.* (1968) e Almeida *et al.* (1973). Em sua definição original, o Craton do São Francisco englobava parte dos metassedimentos hoje atribuídos à Faixa Brasileira Aracuaí (Fig. 1). Apenas com a publicação de Almeida (1977) é que ele adquiriu seus limites atuais.

A província brasileira do Craton do São Francisco representa a apófise ocidental de um enorme cráton, ocupando a parte central do *Gondwana* Ocidental, o Cráton do Congo (ou Zaire) - São Francisco, cortado em dois quando ocorreu a abertura do Atlântico Sul (Fig.1). Inicialmente, Pflug *et al.* (1969) propõem fragmentar o Cráton do São Francisco num bloco sul-ocidental e num bloco oriental ou Cráton de Lençóis. A separação, passando ao longo do Vale do Paramirim (Fig. 2), corresponderia a uma 'faixa Minas', que os trabalhos geocronológicos mais recentes estão atribuindo à Orogênese Transamazônica (-2.000 Ma). A noção original de Cráton do São Francisco é, assim, abusivamente estendida aos tempos pré-brasileiros.

Apoiando-se nos resultados geocronológicos de Távora *et al.* (1967), Cordani (1973a, b 1978) individualizou a província geocronológica do Paramirim. As idades K-Ar, obtidas tanto no embasamento como nos metassedimentos quartzo-xistosos do Supergrupo Espinhaço, estão compreendidas entre 620 e 450

Ma. Esta província geocronológica é interpretada como uma zona móvel brasileira, caracterizada por um metamorfismo epizonal e numerosas intrusões graníticas. Ela separa, a sudoeste, o Cráton do São Francisco (*s.s.*) e, a leste, o Cráton de Salvador, cujos limites são próximos àqueles do Cráton de Lençóis, proposto por Pflug *et al.* (1969). O Cráton de Salvador representa uma apófise sul-americana do Cráton do Congo (Zaire) (Fig. 1). A fragmentação do Cráton do São Francisco em dois já estava esboçada na reconstrução pré-deriva do *Gondwana* Ocidental (Hurley *et al.* 1967).

Para Almeida (1977), a província geocronológica do Paramirim não pode ser identificada como uma zona móvel brasileira, já que sua deformação e metamorfismo foram considerados como mais antigos, pré-brasileiros, e datados entre 1.300 e 1.100 Ma (Sá *et al.* 1976). As idades K-Ar compreendidas entre 620 e 450 Ma não possuiriam significado tectônico: elas traduziriam um simples reaquecimento. Isto é confirmado, no mapa geológico da Bahia (Inda & Barbosa 1978), pelo caráter subhorizontal dos sedimentos do Ciclo Brasileiro (Supergrupo São Francisco e Grupo Una) sobre as bordas cratônicas adjacentes à Província do Paramirim (Fig. 2). Na ausência de estudos estruturais mostrando a existência de uma deformação brasileira indiscutível, a noção de um único Cráton do São Francisco, no sentido de Almeida (1977), tem sido utilizada na literatura brasileira até estes últimos anos.

Torquato & Cordani (1981) sugerem que as Faixas Brasileiras Sergipana e Aracuaí (Figs. 1 e 2) se unem ao longo da

\* CNRS/ORTOM, França. Endereço atual: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 20899, CEP 01498-970, São Paulo, SP, Brasil

\*\* Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Avenida Antônio Carlos, 6627, CEP 31270-000, Belo Horizonte, MG, Brasil

\*\*\* Departamento de Geologia Geral, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 20899, CEP 01498-970, São Paulo, SP, Brasil



(Costa & Branco 1961). O Supergrupo Espinhaço, principalmente detrítico, é do Proterozóico Médio. O Grupo Una-Bambu é do Proterozóico Superior. Ele inicia com diamictitos que, ao norte de Belo Horizonte, na Serra do Cabral, são tilitos s.s. (Isotta *et al* 1969, Rocha-Campos & Hasui 1981) que estão superpostos por uma alternância de sedimentos detríticos finos e de carbonatos com raros estromatólitos.

Na Província do Paramirim, encontram-se apenas duas das entidades litoestratigráficas descritas sobre os crátons adjacentes. O Grupo Una está ausente. O embasamento, arqueano e proterozóico inferior, está injetado por numerosos granitóides de idade proterozóica média. Os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço são subdivididos em três grupos (Inda & Barbosa 1978, Costa & Inda 1982). O Grupo Rio dos Remédios, inferior, é lenticular e composto de rochas metavulcânicas ácidas, riolitos, riolacitos, dacitos, brechas e tufos associados com rochas detríticas grossas. O Grupo Paraguaçu, médio, é formado por metaconglomerados, quartzitos, metassiltitos e xistos. O Grupo Chapada Diamantina, superior, é composto de três formações da base para o topo; Tombador, quartzítica; Caboclo, com folhelhos e siltitos que passam a carbonatos, às vezes estromatolíticos; e Formação Morro do Chapéu, quartzítica.

Na Província do Paramirim (Fig. 3), o Supergrupo Espinhaço está completo e representado pelo Granito Santo Onofre na parte ocidental e pelos *ires* grupos acima definidos (Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina) na parte oriental. Sobre o Cráton adjacente de Salvador, o Supergrupo Espinhaço está completo, mas adelgaçada (Sá *et al.* 1976) ou incompleto e limitado principalmente pelo Grupo Chapada Diamantina (Costa & Inda 1982). Esta segunda interpretação é geralmente aceita.

Na parte oriental da Província do Paramirim (Fig. 3-P3), o magmatismo ácido do Grupo Rio dos Remédios é toleítico a subalcalino (Sighinolfi & Conceição 1974, Sá *et al* 1976, McReath *et al.* 1981). A intensidade das transformações secundárias induzidas pela tectônica e sobretudo por um forte hidrotermalismo (Fróes 1986) explica as dificuldades encontradas na caracterização geoquímica desse magmatismo. Concorda-se que ele é derivado da crosta continental por fusão parcial. Sua idade é incerta. A grande dispersão de pontos sobre os diagramas isocrônicos Rb-Sr conduziu a diferentes estimativas de idade. Brito Neves *et al* (1980) traçaram uma isócrona com uma idade de  $1.090 \pm 57$  Ma ( $R_i = 0,715 \pm 0,004$ ). Sá *et al.* (1976) e McReath *et al.* (1981) mostraram uma errócrona indicando uma idade de  $1.200 \pm 120$  Ma. Estas duas idades seriam de rehomogeneização isotópica, geralmente considerada como contemporânea de fenômenos tectônicos.

Na borda oriental da Serra de Santo Onofre (Fig. 3-P1), entre Boquira e Macaúbas, aflora um segundo complexo vulcânico pouco deformado e não-afetado por estas transformações hidrotermais. Ele é composto por riolitos, traquitos e traquitos quartzíticos e é de afinidade peralcalina (Sá *et al* 1976, McReath *et al.* 1981). Sua idade não é conhecida. Pouco deformado, ele é hipoteticamente considerado como mais jovem que o magmatismo do Grupo Rio dos Remédios.

O embasamento da Província do Paramirim e os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço são recortados por diques e sills básicos mais ou menos deformados, cujas idades K-Ar encontram-se entre 1.200 e 500 Ma (Távora *et al.* 1967, Brito Neves *et al.* 1980). Um corpo de gabro que corta os quartzitos do Supergrupo Espinhaço foi datado por Sá *et al.* (1976) em  $1.111 \pm 56$  Ma (K-Ar em plagioclásio).

**O MODELO DE UM RIFTE DO PROTEROZÓICO MÉDIO TECTONIZADO ENTRE 1.300 E 1.100 MA**

Este modelo foi ilustrado por Sá *et al.* (1976), Inda & Barbosa (1978), Brito Neves *et al.* (1979,1980), Sá (1981) e

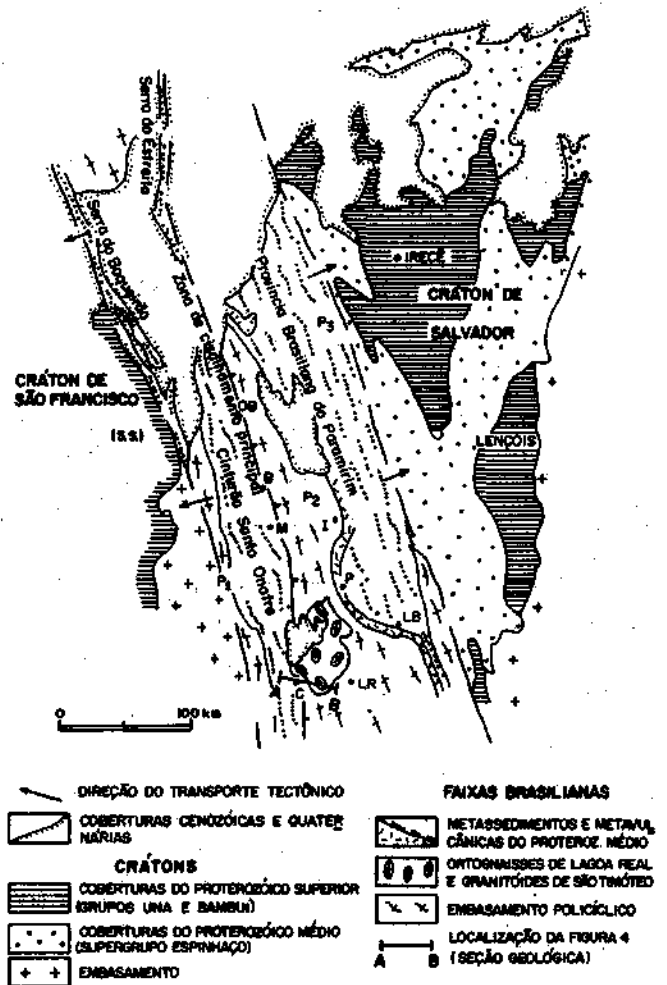


Figura 3 - Mapa geológico esquemático da faixa de dobramentos brasileiros do Paramirim, segundo Inda & Barbosa (1978), Caby & Arthaud (1987) e Uhlein (1991). A Faixa do Paramirim pode ser subdividida em três unidades estruturais: cinturão metassedimentar e subautoctone Santo Onofre (porção oeste - P1), a unidade do embasamento polícíclico intrudido por granitóides do Proterozóico Médio (P2); a unidade subautoctone metavulcânica metassedimentar na porção leste (P3), que grada para as coberturas cratônicas do Cráton de Salvador. B - Boquira; C - Caetité; I - Ibiajara; LB - Livramento do Brumado; LR - Lagoa Real; OB - Oliveira dos Brejinhos; P - Paramirim

Figure 3 - Schematic geological map of the Paramirim Brazilian fold belt, according to Inda & Barbosa (1978), Caby & Arthaud (1987) and Uhlein (1991). The Paramirim fold belt can be divided into three structural units: subautochthonous metasedimentary Santo Onofre belt (Western region - P1), polycyclic basement unit intruded by granites of Middle Proterozoic age (P2), subautochthonous metavulcanic and metasedimentary unit in the eastern region (P3) that grades laterally to the cratonic cover of the Salvador Craton

Costa & Inda (1982). Entre 1.800 e 1.700 Ma individualizaria-se um rifte continental alongado NNW-SSE. A idade da abertura do rifte foi deduzida a partir de uma correlação a longa distância entre o magmatismo ácido do Grupo Rio dos Remédios e intrusões riolíticas da região de Conceição do Mato Dentro, no Estado de Minas Gerais (Fig. 2). Estas supõem-se marcar o início da deposição do Supergrupo Espinhaço na região a norte de Belo Horizonte, e são datadas em 1.770 Ma pelo método U-Pb aplicado a duas frações de zircão (Brito Neves *et al.* 1979). Na Província do Paramirim, datações Rb-Sr convencionais das rochas metavulcânicas ácidas do

Grupo Rio dos Remédios, usando para Ri valores mínimos de 0,706 e 0,710, forneceram, respectivamente, idades em torno de 1.500 e 1.600 Ma (Sá *et al.* 1976, Brito Neves *et al.* 1980).

A tectogênese e o metamorfismo do rifte do Paramirim foram datados entre 1.200 e 1.100 Ma por Sá *et al.* (1976) e ao redor de 1.300 Ma por Brito Neves *et al.* (1979, 1981). O intervalo 1.200-1.100 Ma foi deduzido a partir das datações Rb-Sr efetuadas sobre as rochas metavulcânicas da parte leste da Província do Paramirim (Fig. 3-P3). Quanto à idade de 1.300 Ma, ela corresponde a uma datação Rb-Sr ( $1.290 \pm 52$  Ma, com Ri  $0,7360 \pm 0,002$ ) de folhelhos (cinco rochas totais e cinco frações finas) horizontais, não-metamórficos, da Formação Caboclo, cobertura cratônica. Esta idade é interpretada como a de uma diagênese no domínio cratônico, mas também refletindo a idade da tectogênese no domínio da Província do Paramirim. Macedo & Bonhomme (1984), utilizando dados próprios combinados com dados de Brito Neves *et al.* (1979), obtiveram uma idade aproximada de 960 Ma para folhelhos da Formação Caboclo. Esta idade foi interpretada como relacionada à diagênese, mas não foi associada a tectogênese da Província do Paramirim. O motor desta tectogênese, de idade proterozóica média é, segundo Sá *et al.* (1976), Sá (1981), McReath *et al.* (1981) e Costa & Inda (1982), o jogo vertical de blocos do embasamento (unidade P2, Fig. 3), que gera uma estrutura em leque. A oeste, na região da Serra Santo Onofre (Fig. 3, unidade PI), a vergência está dirigida para oeste, em direção ao Cráton do São Francisco (*s.s.*). A leste, na unidade P3 (Fig. 3), ela está em sentido oposto.

A deposição do Supergrupo Espinhaço teria se realizado, portanto, entre 1.770 e 1.300 Ma ou entre 1.770 e 1.200-1.100 Ma. As idades mais jovens refletem diferentes interpretações quanto a idade da tectogênese do Supergrupo Espinhaço.

Nesse modelo, a importância do evento brasileiro (~ 600 Ma) é minimizada: simples homogeneização isotópica de origem térmica, acompanhada de uma deformação pouco intensa, em relação ao evento principal de idade proterozóica média. O evento brasileiro está datado por uma isócrona feita a partir de três xistos do Supergrupo Espinhaço da Serra ou Cinturão Santo Onofre, indicando uma idade de  $600 \pm 63$  Ma, com Ri  $0,733 \pm 0,06$  (Sá *et al.* 1976, Brito Neves *et al.* 1979, 1980). Ele é tido como responsável pela dispersão das idades Rb-Sr do magmatismo do Grupo Rio dos Remédios e das idades K-Ar medidas entre as diversas rochas encontradas na Província do Paramirim, e compreendidas entre 620 e 450 Ma (Távora *et al.* 1967).

### O MODELO DE UM RIFTE DO PROTEROZÓICO MÉDIO TECTONIZADO NO BRASILIANO (-600 MA)

O modelo de um rifte ou aulacógeno proposto por Sá *et al.* (1976), Inda & Barbosa (1978), Brito Neves *et al.* (1979, 1980), Jardim de Sá (1981) e Costa & Inda (1982) é geralmente aceito. As principais diferenças ficam na idade e no estilo da deformação. A nova arquitetura proposta para a Província do Paramirim tem como origem os trabalhos realizados nos últimos anos sobre as mineralizações de urânio encontradas nas proximidades de Lagoa Real (Fig. 3). Estas mineralizações estão associadas a lentes de albitos com piroxênio e granada, dispersas entre os ortognaisses Lagoa Real (unidade P2, Fig. 3). Estes provêm da deformação dos granitóides de São Timóteo, subalcalinos, ricos em ferro.

O estudo dessas mineralizações e de seu contexto levou a colocar em evidência cisalhamentos dúcteis, norte-sul, de inclinações suaves para leste (Lobato *et al.* 1983, Souza *et al.* 1986), cuja geometria não está em acordo com os modelos verticalistas de Jardim de Sá (1981) e Costa & Inda (1982).

Segundo Caby & Arthaud (1987), uma única e mesma tectogênese polifásica afeta os ortognaisses de Lagoa Real e os metassedimentos do Grupo Espinhaço da Serra ou Cinturão Santo Onofre. Uma deformação D1 gera os cisalhamentos

dúcteis norte-sul e desenvolve a foliação dos gnaisses portadores de uma lineação mineral (biotita e anfíbólio) e/ou de estiramento. Esta foliação recorta, segundo um ângulo pequeno, o bandamento magmático dos ortognaisses e albitos. Nos xistos e quartzitos do Supergrupo Espinhaço da Serra ou Cinturão Santo Onofre, D1 está associada a um metamorfismo da fácies xisto verde. Em S1, tem-se uma lineação mineral ou de estiramento idêntica em atitude àquela descrita anteriormente. Os ortognaisses de Lagoa Real, como os metassedimentos Espinhaço, são transportados de leste para oeste. D2 está representada por cisalhamentos dúcteis subverticais, norte-sul, e com uma L2 subhorizontal. D3 se manifesta por amplas ondulações igualmente de eixo norte-sul.

Mais ao sul, na região de Diamantina (Fig. 2), uma tectônica polifásica, tendo os mesmos caracteres, foi identificada no prolongamento meridional do Supergrupo Espinhaço (Uhlein *et al.* 1986, Marshak & Alkmim 1989, Uhlein 1991). A deformação principal Dp ou D1 é um cisalhamento simples com transporte de material para oeste, em direção ao Cráton do São Francisco. L1 ou Lp, orientada N90 e mergulhando, de maneira geral, suavemente para leste, está registrada pelo alongamento de minerais metamórficos ou por estiramento de seixos. A oeste de Diamantina, Dp ou D1 dobra o Bambuí, sendo assim, de idade brasileira (Uhlein *et al.* 1986). Esta tectônica brasileira pode ser seguida com características idênticas (Uhlein & Pedreira 1989, Uhlein 1991), desde Diamantina até a Província do Paramirim onde, por comparação com a região Sul, atribui-se uma idade brasileira.

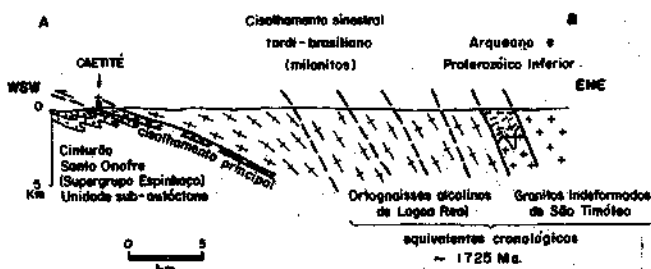
Os ortognaisses de Lagoa Real foram datados pelo método U-Pb em zircão, com resultado de  $1.725 \pm 5$  Ma, e pelo método Rb-Sr, dando  $1.629 \pm 30$  Ma, com Ri  $0,7104$  (Turpin *et al.* 1988). Os granitóides de São Timóteo foram datados em  $1.710 \pm 45$  Ma, pelo método Rb-Sr, com Ri  $0,715$  (Cordani *et al.* 1989). Enfim, uma mistura formada de cinco amostras de ortognaisses e de cinco amostras de granitóides indicou uma idade Pb/Pb de  $1.710 \pm 100$  Ma (Cordani *et al.* 1989). Os albitos e a mineralização uranífera estão associados a um fenômeno hidrotermal posterior à colocação dos granitóides de São Timóteo. As mineralizações uraníferas associadas aos albitos foram datadas pelo método U-Pb em  $1.397 \pm 9$  Ma (Turpin *et al.* 1988).

Além disso, as concórdias obtidas para os ortognaisses de Lagoa Real e a mineralização em urânio sugerem provável rehomogeneização isotópica em torno de 525 - 480 Ma. Estas idades são interpretadas por Turpin *et al.* (1988) como aquelas da tectogênese brasileira e, principalmente, a da deformação D1.

O dobramento da Província do Paramirim no Ciclo Brasileiro possui vergência para oeste, constatada no Cinturão Santo Onofre, como no embasamento situado imediatamente a teste dele (Fig. 4). A vergência para leste, descrita na parte oriental da Província do Paramirim (unidade P3, Fig. 3), permanece mal explicada. Pode estar associada aos cisalhamentos dúcteis verticais (D2?). A deformação brasileira, intensa na Província do Paramirim, desaparece rapidamente para leste e oeste. Os Grupos Una e Bambuí estão suavemente ondulados sobre as bordas cratônicas imediatamente adjacentes.

**DISCUSSÕES E CONCLUSÕES** A Província do Paramirim está caracterizada pelo Supergrupo Espinhaço completo e espesso, que se inicia por um magmatismo de difícil caracterização, devido às alterações secundárias, mas provavelmente alcaúno.

A abertura do rifte continental do Paramirim está mal datada. Se se deixarem de lado as correlações a longa distância, pouco confiáveis, duas hipóteses são possíveis: o rifteamento é contemporâneo à colocação dos granitóides de São Timóteo (Caby & Arthaud 1987) e teria se iniciado ao



**Figura 4 – Seção geológica esquemática de parte do cinturão Santo Onofre (P1) e da unidade do embasamento policíclico (P2). Ligeiramente modificada de Caby & Arthaud (1987). A localização da seção está indicada na figura 3**

**Figure 4 – Schematic geological section of part of the Santo Onofre Belt (P1) and the polycyclic basement unit (P2). Based on Caby & Arthaud (1987). Location of the section in figure 3**

redor de 1.725 Ma, ou então seria grosseiramente síncrono aos fenômenos hidrotermais que acompanham a mineralização uranífera ao redor de 1400 Ma. As afinidades geoquímicas constatadas entre o magmatismo do Grupo Rio dos Remédios e os granitóides de São Timóteo são em favor da primeira hipótese.

A atribuição de uma idade proterozóica média à tectogenese que afeta a Província do Paramirim repousa principalmente sobre dados radiométricos pouco confiáveis e de interpretação difícil. Trata-se de datação pelo método Rb-Sr, seja de material sedimentar, seja de rochas metavulcânicas ácidas, que sofreram uma forte alteração hidrotermal. Os pontos representativos estão espalhados sobre os diagramas isocronicos (isócronas). As R<sub>i</sub> são sempre muito elevadas, sugerindo rehomogeneização isotópica tardia.

A atribuição de uma idade brasileira à tectogenese que afeta a Província do Paramirim é baseada essencialmente sobre dados estruturais. O padrão de dobramento do Paramirim pode ser correlacionado ao da Faixa Brasileira Araçuai. Mais precisamente, a primeira fase de deformação apresenta-se, nas partes ocidentais dessas duas províncias estruturais, como um cisalhamento simples com transporte do material em direção do Cráton do São Francisco. Sugerimos, como hipótese de trabalho, a existência, ao longo da borda oriental do Cráton do São Francisco (s.s.), de um corredor de cisalhamento brasileiro, orientado norte-sul e com mergulho para leste (Fig. 2). Bem caracterizado nas unidades estruturais externas da Faixa Araçuai, esse cisalhamento entra na Província do Paramirim e, no sul, retrabalha o embasamento de idade proterozóica inferior do Quadrilátero Ferrífero. Na Faixa Araçuai, região de Salinas (Fig. 2), esta tectogenese está datada em 630±30 Ma pelo método Rb-Sr aplicado aos gnaisses das unidades externas, em 590 ± 28 Ma pelo método U-Pb aplicado em zircão de gnaisses provenientes das unidades internas (Siga et al 1988). As idades de 525 e 480 Ma, obtidas sobre o Complexo de Lagoa Real e interpretadas por Turpin et al. (1988) como datando a deformação brasileira, correspondem mais provavelmente a re-homogeneização tardia a pós-brasiliana.

O redobramento da extremidade setentrional das Serras do Estreito e do Boqueirão, bem visível sobre o mapa geológico da Bahia (Inda & Barbosa 1978), tem sido freqüentemente interpretado como a prova da existência de uma tectônica pré-brasiliana. As estruturas norte-sul destas serras, dobradas no Proterozóico Médio, teriam sido redobradas pela orogênese brasileira da Província do NE do Brasil. Trata-se mais provavelmente da interferência entre duas tectogêneses brasileiras: aquela norte-sul, precoce, da Província do Paramirim e outra quase este-oeste, mais jovem, do NE do Brasil. Esta interpretação verifica-se no Cráton de Salvador, mais precisamente

na Bacia de Irecê (Fig. 3), onde são encontradas duas fases de dobramentos superpostas. A primeira e mais antiga gera dobras suaves de eixo NS a NNW-SSE (Inda & Barbosa 1978). Elas são paralelas e síncronas às Serras do Boqueirão e do Estreito na parte setentrional da Província do Paramirim. A segunda fase, mais jovem, manifesta-se na Bacia do Irecê pelo *decollement* geral do Grupo Una. As dobras suaves têm eixos E-W (Brito Neves 1967) e estão associadas às falhas inversas e/ou pequenos empurrões, indicando um transporte para o sul (Lagoeiro 1990). Esta segunda fase representa uma manifestação distai da tectogenese brasileira na Província do NE Brasil ou Borborema. Tem-se aqui, na escala regional, um exemplo de heterocronismo da tectogenese brasileira.

A existência de uma deformação de idade proterozóica média, inteiramente apagada pela tectogenese brasileira, ainda que possível, não é sustentada por nenhuma observação estrutural. Entretanto, a presença de tal deformação de idade pré-brasiliana não interfere na questão da separação em dois do Cráton do São Francisco, província geológica de idade brasileira. A Província do Paramirim corta em dois o Cráton do São Francisco, conforme definido por Almeida (1967, 1969): a oeste e a sudoeste, o Cráton do São Francisco (s.s.) e a teste, o Cráton de Salvador, apófise do Cráton do Congo (Zaire). Esta subdivisão, sugerida no início da década de 1970, mas rejeitada devido à falta de argumentos convincentes (Almeida 1977), está hoje voltando como hipótese mais provável, sustentada por um conjunto de dados estruturais e geocronológicos.

Comparado às faixas brasileiras-panafricanas do *Gondwana* Oddental, a Província do Paramirim apresenta duas particularidades. Nenhum depósito de idade proterozóica superior-equivalente do Grupo Una - é conhecido, seja porque ele não foi depositado, seja porque ele foi erodido. Uma situação similar encontra-se nas faixas brasileiras do Sul do Brasil: norte da Faixa Dom Feliciano ou Faixa Tijucas (Basei 1990) e talvez na Faixa Ribeira. A segunda particularidade é que a deformação brasileira é distal dos alinhamentos simples com transporte para oeste.

A Faixa Brasileira do Paramirim é interpretada seja como uma faixa intracontinental decorrente do fechamento de um rifte estreito com empurrões em direção à borda do Cráton do São Francisco (s.s.), seja como uma faixa de colisão do tipo Himalaia (Caby & Arthaud 1987, Uhlein & Pedreira 1989). A pequena largura da zona de deformação (150 km), a ausência de sutura e a relativa semelhança das coberturas cratônicas do Proterozóico Superior nos dois lados da faixa direcionam em favor do primeiro modelo.

Na parte meridional da Província do Paramirim, entre Caetité e Oliveira dos Brejinhos (Fig. 3), observa-se uma anomalia gravimétrica negativa que atinge - 50 mgals, alongada NNW-SSE. Segundo Ussami & Bott (1989), a fonte da anomalia é superficial e localizada a -8 ou -13 km de profundidade, de acordo com o contraste de densidade utilizado. Tratar-se-ia de um corpo granítico, trapezoidal, de mergulho suave para oeste e forte mergulho para leste. Esta geometria é pouco compatível com as estruturas brasileiras, que mergulham suavemente para leste. Por outro lado, as novas interpretações tectônicas propostas para a Província do Paramirim (Caby & Arthaud 1987, Uhlein 1991) sugerem que pelo menos uma parte da anomalia gravimétrica poderia ser relacionada ao espessamento crustal induzido pelo cisalhamento brasileiro.

**Agradecimentos** Os trabalhos de campo de M. E. Silva, I. Karmann e R. Trompette, na Bahia, foram financiados pela Secretaria de Minas e Energia daquele Estado. Aqueles realizados por A. Uhlein e R. Trompette, na faixa Araçuai, nordeste de Minas Gerais, foram parcialmente financiados pela FAPESP, CNPq e PETROBRAS. Os profs. drs. B.B. de Brito Neves, E. F. Jardim de Sá e um revisor anônimo fizeram a leitura crítica do texto.

