

**GEOCRONOLOGIA Rb-Sr NO COMPLEXO BARRO ALTO, GOIÁS:  
EVIDÊNCIA DE METAMORFISMO DE ALTO GRAU E COLISÃO CONTINENTAL  
HÁ 1300 Ma NO BRASIL CENTRAL**

Reinhardt A. Fuçk<sup>1</sup>, Benjamin Bley Brito Neves<sup>2</sup>, Umberto G. Cordani<sup>2</sup>, Koji Kawashita<sup>2</sup>

1. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70910 Brasília, DF

2. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Caixa Postal 20899, 01498 São Paulo, SP

## ABSTRACT

Rb-Sr geochronologic investigation carried out on rocks from the Barro Alto Complex, Goiás, yielded isochronic ages of  $1266 \pm 17$  Ma,  $R_o = 0.73473 \pm 0.00057$  for felsic rocks from the granulite belt and  $1330 \pm 67$  Ma,  $R_o = 0.70819 \pm 0.00274$  for gneisses belonging to the Juscelândia Sequence. Rb-Sr isotope measurements suggest that Barro Alto rocks have undergone an important metamorphic event during middle Proterozoic times, around 1300 Ma ago. During that event, volcanic and sedimentary rocks of Juscelândia Sequence, as well as the underlying gabbro-anorthosite layered complex, underwent deformation and recrystallization under amphibolite facies conditions. At about the same time apparently older supracrustal and intrusive plutonic rocks have been isotopically homogenized under high-grade conditions within the middle-lower crust. Deformation and metamorphism took place during the collision of two continental blocks, which resulted in a southeastward directed thrust complex, allowing the exposure of granulite slices from the middle-lower crust of the overthrust block.

## RESUMO

Investigação geocronológica pelo método Rb-Sr realizada em rochas do Complexo Barro Alto obteve idades isocrônicas de  $1266 \pm 17$  Ma,  $R_o = 0,73473 \pm 0,00057$  para granulitos felsicos e  $1330 \pm 67$  Ma,  $R_o = 0,70819 \pm 0,00274$  para gnaisses da Seqüência Juscelândia. As determinações isotópicas Rb-Sr sugerem que as rochas de Barro Alto foram submetidas a importante evento metamórfico há cerca de 1300 Ma, durante o Mesoproterozóico. Durante esse evento, as rochas vulcânicas e sedimentares da Seqüência Juscelândia e os gabro-anortositos acamados subjacentes foram deformados e recristalizados sob condições de facies anfibolito. Aproximadamente na mesma época, rochas supracrustais e intrusivas plutônicas, aparentemente mais antigas, foram isotopicamente homogeneizadas sob condições de alto grau no interior da crosta média-inferior. Deformação e metamorfismo estão associados à colisão de dois blocos continentais, que resultou na formação de um complexo de cavagamento com vergência para SE, permitindo a exposição de fatias tectônicas de granulitos representativos da crosta médio-inferior do bloco cavalcante.

## INTRODUÇÃO

Apesar dos esforços desenvolvidos nos últimos anos, é ainda precário o conhecimento geocronológico dos terrenos precambrianos do Centro-Oeste brasileiro. O grande avanço resultante dos trabalhos de levantamento geológico e das investigações que permitiram aprofundar os conhecimentos da estratigrafia, da petrografia, da geoquímica, da evolução estrutural e metamórfica desses terrenos, não foi acompanhado pela realização de estudos isotópicos sistemáticos para a determinação da idade das diferentes unidades de rochas identificadas, visando o esclarecimento das relações entre elas e o estabelecimento de sua origem e evolução.

Uma das lacunas mais importantes no conhecimento geológico regional é a geocronologia dos complexos máfico-ultramáficos de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava. Dada a importância desses complexos na história geológica da região, medidas isotópicas realizadas em suas rochas podem contribuir de forma significativa pa-

ra diminuir as controvérsias existentes, levando a uma melhor compreensão do seu significado na evolução geológica dos terrenos precambrianos de Goiás.

No presente trabalho, são apresentados os resultados obtidos em investigação pelo método isocrônico Rb-Sr realizada sobre rochas do Complexo Barro Alto, situado na região central de Goiás. As determinações isotópicas foram realizadas principalmente em rochas granulíticas felsicas e em gnaisses, que fazem parte do segmento ocidental do complexo, entre as cidades de Ceres e Goianésia (Fig. 1).

Os estudos isotópicos foram efetuados no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo e no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da Universidade Federal do Pará. Após minucioso exame petrográfico, a seleção das amostras para datação foi feita com base em análises semi-quantitativas de Rb e Sr total por fluorescência de raios-X, utilizando tubo Phillips de molibdênio. As

amostras escolhidas foram dosadas quantitativamente, com correções específicas de *background*, baseadas no efeito Compton de Mo. Para valores entre 50 e 500 ppm, o erro estimado é da ordem de 2%. Nas amostras com teores de Rb e Sr fora desse intervalo, foram feitas determinações por diluição isotópica (Kawashita, 1972).

No CPGeo, as análises espectrométricas de Rb e Sr foram obtidas em aparelho Varian Mat TH-5, de fonte sólida, acoplado *on line* a micro-computador HP 9825B, enquanto no LGI, as análises foram processadas em espectrômetro de massa VG-ISMOMASS 54E, de fonte sólida, acoplado *on line* a computador HP 9845A. Todos os valores da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtidos foram normalizados para a relação  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ . Nos cálculos foram utilizadas as constantes  $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$  e  $(^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb})_N = 2,5076 \pm 0,0037$  (Steiger & Jäger, 1977).

## GEOLOGIA DO COMPLEXO BARRO ALTO

O Complexo Barro Alto comprehende uma associação deformada e metamorfizada de rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, que se expõem em um corpo encurvado, com a forma de bumerangue, medindo cerca de 150 km de comprimento por aproximadamente 25 km de largura. Constitui a extremidade sul de extensa, porém descontínua, faixa de rochas metamórficas de fácies granulito e anfibolito, que, para norte, inclui os complexos de Niquelândia e Cana Brava. Na borda leste e sul, o complexo apresenta-se empurrado por sobre granodiorito gnaisses miloníticos; enquanto a norte e a oeste, é recoberto, em parte, tectonicamente, por metassedimentos protorozóicos de baixo grau, originalmente classificados como Grupo Araxá (Barbosa et al., 1969).

Trabalhos de levantamento geológico em escala 1:50000 (Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984) levaram à divisão longitudinal do complexo em duas unidades distintas: rochas de fácies granulito formam a porção meridional/oriente; rochas de fácies anfibolito, em parte empurradas por sobre as primeiras, constituem a metade setentrional/ocidental do complexo (Fig. 1).

Duas associações de rochas são distinguidas na faixa granulítica. A mais antiga comprehende uma seqüência de granulitos

máficos finos, hiperstênio granulitos ricos em quartzo e feldspatos, leptinitos, silimanita-granada quartzitos, rochas cálcio-silicáticas e formação ferrífera rica em magnetita. O conjunto representa uma pretérita sucessão supracrustal, constituída de rochas vulcânicas maficas, intercaladas com sedimentos químicos e prováveis rochas vulcânicas félsicas, sedimentos vulcanoclásticos e pelíticos. Quimicamente, os granulitos maficos finos, constituídos de andesina/labradorita, clinopiroxênio, hiperstênio, minerais opacos, além de hornblenda, biotita e granada eventuais, apresentam tendência toleítica, com os elementos menores mostrando relações similares às dos toleitos oceânicos (Fuck et al., 1985). Os granulitos félsicos são ricos em sílica ( $\text{SiO}_2 > 65\%$  em peso), com altas razões K/Na e K/Rb, similares às de típica crosta continental; os elementos traços mostram dispersão considerável, mas os teores de Ba, Zr e Rb são consistentemente elevados (Fuck et al., 1985). Os granulitos de Barro Alto não se mostram, portanto, empobrecidos em elementos LIL, como verificado em muitos terrenos granulíticos de todos os continentes (Heier, 1973) e são, assim, similares aos granulitos da Bahia (Iyer et al., 1984) e da região de Guaxupé (Fernandes et al., 1987), em Minas Gerais.

A segunda associação é largamente constituída de rochas maficas de granulometria média, às vezes grossa, compostas por andesina/labradorita, hiperstênio e clinopiroxênio salítico, contendo menores proporções de minerais opacos, hornblenda, biotita, granada e, eventualmente, quartzo. A textura é granoblástica e freqüentemente milonítica. Relíquias de origem ígnea são representadas por grãos encurvados de ortopiroxênio ricos em lamelas de exsolução e por cristais zonados de plagioclásio com geminação complexa (Girardi et al., 1981; Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984). O aparecimento esporádico de actinolita, clorita, epídoto, carbonato, albíta e zoisita é consequência de evento metamórfico superimposto de mais baixo grau. Associados a esses granulitos enderbíticos, com conspícuas estruturas e texturas metamórficas, foram observadas lentes ou bandas total ou parcialmente recristalizadas de plagioclásio piroxenito, websterito, olivina piroxenito e peridotito. Rochas ultramáficas (principalmente harzburgito, dunito e ortopiroxenito serpentinizados) formam importante fatia tectônica, com 20

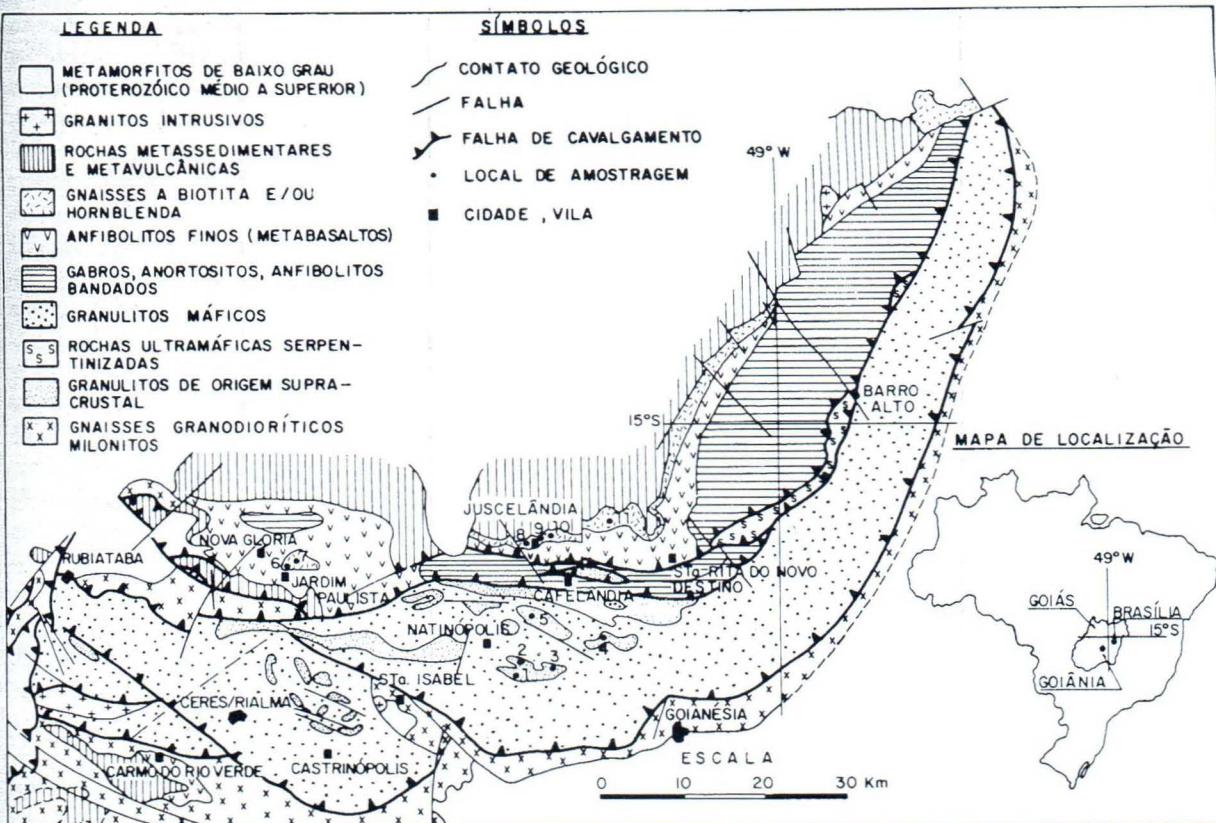


Figura 1 – Esboço geológico do Complexo Barro Alto (compilado de Stache, 1976; Figueiredo, 1978; Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984).

km de comprimento e cerca de 2 km de largura, que se expõe a sul de Barro Alto, entre os granulitos maficos e a unidade superposta de anfibolitos e meta-anortositos (Fig. 1). Termos mais diferenciados, representados por quartzo dioritos e granodioritos gnáissicos, portadores de hiperstênio, estendem-se do noroeste de Goianésia até ao norte de Rialma. A despeito das feições metamórficas superimpostas, expressas nos afloramentos e nas amostras por foliação, fino bandamento e lineação mineral, texturas ígneas estão freqüentemente bem preservadas, levando o observador apressado a desconhecer os importantes processos de recristalização metamórfica de alto grau sofridos por essas rochas. Xenólitos de material supracrustal, especialmente granulitos maficos finos, granada quartzitos e rochas cálcio-silicáticas, são abundantes em muitos afloramentos, principalmente nas vizinhanças de Castrinópolis e Natinópolis. Em conjunto, as feições texturais reliquias, a natureza das rochas e as relações de campo provêm evidência de que essa associação é de origem plutônica, representando provavelmente um complexo ígneo acamulado, em parte desmembrado por importantes fa-

lhas de cavalgamento, intrusivo num teto de rochas supracrustais, que se acha parcialmente preservado em remanescentes espalhados na faixa granulítica de Barro Alto, especialmente entre Goianésia e Rubiataba (Fig. 1).

Com base em relações de fases minerais analisadas com auxílio de microssonda eletrônica, Girardi et al. (1981) estimaram as condições de metamorfismo em 800°C de temperatura e 5-6 Kb de pressão. Acima da faixa de granulitos, expõem-se anfibolitos, gabros e anortositos acamados e uma seqüência vulcano-sedimentar (Fig. 1). Esse conjunto de rochas, separado dos granulitos por extensa zona de falha, foi deformado e metamorfizado sob condições de fácies anfibolito. As rochas maficas acamadas formam estruturas dômicas com troctolito, olivina gabro e anortosito envolvidos por rochas gabróicas, usualmente convertidas em anfibolitos bandados de granulação grossa (Figueiredo, 1978; Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984). Estudos litogeoquímicos confirmam os dados de campo e petrográficos, sugerindo uma origem magmática comum para essas rochas. Segundo Girardi et al. (1981), o padrão de

fracionamento foi dominado por plagioclálio como fase *liquidus* precoce. Essa inférfencia, somada à composição dos minerais constituintes, sugere ainda que a intrusão e cristalização do magma se deram sob regime de baixa pressão, inferior a 5 Kb (Girardi et al., 1981). Em direção ao topo, os anfibolitos bandados passam para anfibolitos finos, localmente através de metadiabásio com textura diabásica reliquiar (Danni et al., 1984). Os anfibolitos finos, que constituem a base da seqüência metavulcano-sedimentar de Juscelândia (Fuck et al., 1981), contêm intercalações centimétricas a métricas de quartzito e granada quartzito fino (metachert) e mostram afinidade química com basaltos toleíticos de dorsais oceânicas (Danni & Kuyumjian, 1984). Os metabasaltos apresentam-se intercamadados com rochas gnáissicas, que, para o topo, passam a ser os tipos litológicos dominantes. Alguns dos gnaisses mostram texturas reliquias, lembrando feições típicas de rochas vulcânicas félscicas. Caracterizam-se por tendência cálcio-alcalina, com teores de sílica acima de 65% e conteúdo elevado de Ba, Zr, Rb e Sr (Fuck et al., 1985). A parte superior da seqüência é representada por pacote espesso de mica-xistos, freqüentemente portadores de granada, cianita e estaurolita, com intercalações numerosas de anfibolito, gnaisse, formação ferrífera, gondito, rocha cálcio-silicática, quartzito e quartzo xisto. Na Serra do João Baiano, a nordeste de Juscelândia, encontram-se quartzo xistos e xistos feldspáticos com grãos lenticulares de quartzo, provavelmente derivados de rochas vulcânicas félscicas, nas quais foi encontrado pequeno depósito de sulfeto maciço, rico em zinco.

Intrusões de rochas graníticas foram cartografadas ao norte de Barro Alto (Figueiredo, 1978), onde cortam a seqüência vulcano-sedimentar, e a oeste de Ceres (Danni et al., 1984), seccionando granulitos maficos (Fig. 1). Além disso, granítoides gnaissificados foram registrados em associação com os gnaisses e anfibolitos da Seqüência Juscelândia, a noroeste de Santa Rita, e com os granulitos félscicos no leito do córrego Guará, a nordeste de Natinópolis.

A estrutura interna do complexo é o resultado de pronunciada imbricação tectônica, responsável pela disposição longitudinal das diferentes unidades litológicas, colocando lado a lado granulitos, anfiboli-

tos e outras rochas, formadas sob condições distintas de metamorfismo no interior da crosta. Como consequência da estrutura imbricada, é registrada a omissão e repetição de camadas e o desmembramento e inversão da faixa granulítica, ilustrados pela superposição tectônica dos ultramafitos serpentinizados aos granulitos maficos e pela presença de fatia de granulitos em meio aos anfibolitos nas vizinhanças de Cafelândia. A imbricação tectônica é também indicada pela fatia de gnaisses granodioríticos introduzida entre os granulitos e os anfibolitos e rochas associadas a leste de Rubiataba (Fig. 1).

As relações do Complexo Barro Alto com as rochas vizinhas são igualmente de natureza tectônica. Na sua base, granulitos milonitizados do complexo assentam-se sobre milonito gnaisses e protomilonito gnaisses granodioríticos através de zona de cisalhamento, com indicações de transporte tectônico para sudeste. Ao norte, quanto não de todo esclarecidas, as relações de contato com metassedimentos de baixo grau e rochas granito-gnáissicas são expressas por zonas de cisalhamento, em parte relacionadas com falhas de cavalcamento (Danni et al., 1984).

As observações de campo são corroboradas pelos dados de levantamentos gravimétricos. O mapa de anomalias de Bouguer mostra que o limite sul-oriental do complexo é acompanhado por um forte gradiente gravimétrico de até mais de 4 mgal por quilômetro, culminando num alto gravimétrico de aproximadamente -55 mgal, situado a noroeste de uma planície gravimétrica com anomalia de Bouguer entre -110 mgal e -120 mgal (Assumpção et al., 1985). De acordo com os autores referidos, essa feição gravimétrica caracteriza a obdução de bloco crustal situado a oeste por sobre outro situado a leste, respectivamente denominados Porangatu e Brasília (Hasui & Haralyi, 1986). Segundo o modelo bidimensional construído, o aumento da anomalia de Bouguer de -115 mgal para -55 mgal requer uma espessura da ordem de 5 km para o Complexo Barro Alto, considerando-se um diferencial de 0,3 g/cm<sup>3</sup> na densidade de suas rochas em relação às vizinhas (Assumpção et al., 1985).

A zona de alto gradiente gravimétrico estende-se para além do Complexo Barro Alto, em direção a Niquelândia e Cana Brava, e também para o sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (ver Lesquer et al.,

1981; Haralyi & Hasui, 1981; Hasui & Haralyi, 1986). Essa zona sugere uma importante descontinuidade lateral da crosta, semelhante às feições lineares registradas no limite de províncias tectônicas no Canadá, onde têm sido interpretadas como geossuturas causadas por colisão de continentes ou blocos continentais (Gibb et al., 1978, 1983). Nessas condições, por analogia, e pelas demais feições geológico-geotectônicas regionais, o Complexo Barro Alto faz parte de extensa feição gravimétrica linear característica de zona de convergência de blocos continentais. Integra, dessa forma, o complexo de cavalcamento frontal de zona de colisão, correspondendo à exposição da porção crustal média-inferior do bloco cavalcante.

## DADOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

A informação geocronológica disponível até o momento para o Complexo Barro Alto compreende 19 determinações K-Ar em minerais de diversos tipos litológicos (Hasui & Almeida, 1970; Souza, 1973) e seis determinações Rb-Sr em rocha total (Souza, 1973; Drago et al., 1981). Além disso, cinco determinações Rb-Sr adicionais, ainda inéditas, foram realizadas no CPGeo/USP em amostras coletadas por J.M. Reis Neto e U.G. Cordani na pedreira situada à margem da rodovia BR-153, cerca de 10 km ao norte de Ceres/Rialma.

Os dados relativos às determinações K-Ar encontram-se transcritos na Tabela 1. Por ela, verifica-se que as idades aparentes obtidas mostram elevada dispersão, situando-se entre 650 e 4000 Ma. Apesar de um certo grau de incerteza quanto à localização precisa dos pontos de coleta das amostras analisadas, com base no mapa constante de Souza (1973), é possível agrupá-las em termos dos resultados dos trabalhos de mapeamento geológico realizados no Complexo Barro Alto por Figueiredo (1978), Fuck et al. (1981) e Danni et al. (1984).

Três das amostras estudadas (OB-13, BA-401, PC-20) provêm da faixa granulítica, que se estende em rumo leste-oeste, na porção meridional do complexo. Os plagioclásios OB-13 e PC-20 (ambas amostras coletadas junto à ponte sobre o Rio das Almas, entre Ceres e Rialma) mostram idades aparentes de  $3700 \pm 54$  e  $3867 \pm 34$  Ma, respectivamente. O teor em K desses

minerais é baixo (cerca de 0,1% K), e o valor elevado da idade aparente pode refletir presença de Ar radiogênico em excesso nos plagioclásios analisados. Já o plagioclásio BA-401, oriundo das vizinhanças de Goianésia, possui idade aparente de  $1173 \pm 76$  Ma, enquanto a biotita PC-20 foi datada em  $710 \pm 11$  Ma.

Nove determinações K-Ar foram feitas em amostras de rochas pertencentes à seqüência gabbro-anortosítica, colhidas entre Cafelândia, Santa Rita do Novo Destino e Barro Alto (Souza, 1973). As idades aparentes obtidas são dispersas. Quatro valores de anfibólio e um de plagioclásio de anfibolitos e de anortosito situam-se entre 1001 e 1432 Ma. Fogem desse intervalo as idades aparentes do plagioclásio BA-503 ( $2450 \pm 154$  Ma) e do anfibólio BA-627 (dois valores com  $3968 \pm 101$  e  $4010 \pm 36$  Ma), indicando a possibilidade de excesso de Ar radiogênico. A biotita do gnaisse BA-626 mostra idade aparente de  $775 \pm 40$  Ma. Pela localização indicada por Souza (1973), esse gnaisse parece corresponder a quartzo diorito gnaissificado, que aflora a NE de Santa Rita, associado a granada anfibolito bandado da seqüência gabbro-anortosítica.

Pela localização reportada por Hasui & Almeida (1970) e por Souza (1973), as amostras GO-311, GO-276, BA-424 e BA-820 correspondem a rochas incluídas na Seqüência Juscelândia. Dois dos valores obtidos (anfibólios GO-311 com  $2897 \pm 145$  Ma e GO-276 com  $3067 \pm 216$  Ma) parecem também consequência de excesso de argônio radiogênico. O anfibólio BA-424 mostra idade aparente de  $1118 \pm 39$  Ma, e a muscovita BA-820 foi datada em  $650 \pm 151$  Ma.

Finalmente, são registradas idades de  $885 \pm 27$  Ma (Hasui & Almeida, 1970) e  $779 \pm 35$  Ma (Souza, 1973), obtidas em muscovitas de pegmatitos que cortam a faixa granulítica do complexo a nordeste de Barro Alto.

A grande variação de idades K-Ar obtidas nas rochas do Complexo Barro Alto tem sido objeto de discussões reiteradas, porém inconclusivas quanto ao significado geológico dos valores determinados (Souza, 1973; Cordani & Hasui, 1975; Tassinari et al., 1981; Drago et al., 1981). Nos trabalhos referidos, os autores acreditam que as rochas datadas são pré-brasilianas, remontando talvez ao Arqueano, e atribuem as idades mais jovens a eventos geodinâmicos.

cos regionais subseqüentes, que teriam afetado seu sistema isotópico K-Ar. Assinalam, no entanto, que a possibilidade de idades anômalas, por excesso de argônio, não pode ser descartada, visto que, na maior parte dos casos, as análises referem-se a anfibólios e plagioclásios metamórficos, com teores muito baixos de potássio (Cordani & Hasui, 1975).

O exame dos dados constantes da Tabela 1, à parte a dispersão dos valores das idades aparentes e a possibilidade de excesso de Ar radiogênico, permite algumas considerações adicionais. Conforme já registrado por Cordani & Hasui (1975), excetuado o resultado da muscovita de Juscelândia, todas as idades K-Ar obtidas no Complexo Barro Alto são maiores que 650 Ma, considerada a fase principal, sintetônica, do Ciclo Brasiliense (Cordani et al., 1973). Este fato indicaria que as rochas estudadas são pré-brasilienses. Descartados os valores aparentemente anômalos (2450 Ma ou mais), verifica-se que as idades K-Ar obtidas em plagioclásios e anfibólios de diferentes tipos petrográficos de Barro Alto concentram-se entre 1000 e 1200 Ma.

Levando em consideração os resultados Rb-Sr reportados no presente trabalho, que apontam para um evento metamórfico importante ocorrido ao redor de 1300 Ma atrás, as idades K-Ar entre 1000 e 1200 Ma obtidas nas rochas do complexo poderiam corresponder ao registro do resfriamento que se seguiu ao metamorfismo. Nesse caso, as idades aparentes menores registradas em micas, com valores entre 650 e 885 Ma (Tabela 1), provavelmente são o resultado de perda parcial de argônio devida a eventos termo-tectônicos do final do Proterozóico, indicando que o Complexo Barro Alto foi movimentado durante o Ciclo Brasiliense, provocando perturbações no seu sistema isotópico K-Ar.

A Tabela 2 foi confeccionada com os dados analíticos Rb-Sr em rocha total preeexistentes para amostras oriundas do Complexo Barro Alto. Os baixos teores de Rb indicam que praticamente só foram analisados granulitos maficos. A dispersão das determinações isotópicas feitas por Souza (1973) impede quaisquer inferências quanto à idade das rochas analisadas. Os dados relativos às amostras CO-33A, CO-33C e CO-34, provenientes das vizinhanças de Ceres e Rialma, foram indevidamente incluídos na isócrona construída com os valores obtidos em rochas granito-gnáissicas

de Rubiataba-Nova América (Tassinari et al., 1981; Drago et al., 1981). Na Tabela 2, foram também incluídos dados inéditos do CPGeo/USP, relativos a granulitos coletados por J.M. Reis e U.G. Cordani ao norte de Ceres/Rialma. As amostras analisadas permitem a construção de isócrona com  $727 \pm 15$  Ma, razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71790 \pm 0,00007$  (MSWD = 5,23).

## GEOCRONOLOGIA Rb-Sr DE BARRO ALTO

A investigação geocronológica aqui relatada, em parte anteriormente apresentada (Fuck et al., 1988), refere-se à determinações Rb-Sr em rocha total. As análises isotópicas foram realizadas em amostras representativas da faixa granulítica, a noroeste de Goianésia, e em gnaisses pertencentes à Seqüência Juscelândia. Os pontos de coleta estão indicados na Fig. 1.

Os dados analíticos relativos às rochas granulíticas estão listados na Tabela 3. As amostras analisadas correspondem principalmente a granulitos felsicos. Os minerais essenciais dessas rochas são quartzo e andesina, quase sempre secundados pela presença de hiperstênio. Ortoclásio microperítico comparece em proporções variáveis, podendo, em alguns casos, superar o plagioclásio na composição modal da rocha. Granada está freqüentemente presente; sillimanita, cianita, biotita e hornblenda foram observadas em algumas amostras. Zircão e opacos são os principais acessórios. Os teores de rubídio variam entre 59,7 e 176,1 ppm, e os de estrôncio entre 35 e 145,9 ppm. Algumas amostras analisadas representam granulitos maficos. Contém caracteristicamente baixos teores de Rb, inferiores a 20 ppm, e teores de Sr entre 77,4 e 327,6 ppm. Essas rochas são constituídas de andesina/labradorita, hiperstênio, clinopiroxênio, minerais opacos, além de pequenas proporções de hornblenda e biotita.

Os dados analíticos das amostras coletadas na Serra da Gameleira (Fig. 1, ponto 1), situada a cerca de 20 km WNW de Goianésia, definem uma isócrona de afloamento com idade de  $1266 \pm 17$  Ma, e razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,73473 \pm 0,00051$  (Fig. 2). Vale ressaltar a excelência da regressão linear obtida, com  $\text{MSWD} < 1$  em 7 pontos computados. As amostras GAM-7A e 8A estão plotadas abaixo da reta isocrônica; aparentemente representam sistemas isotópicos separados, e não foram in-

**Tabela 1. Idades K-Ar de minerais de rochas do Complexo Barro Alto.**

Nº Lab. (SPK)	Nº campo	Material	Rocha	Localidade	% K	$\text{Ar}_{\text{RAD}}^{40}$ cc . STP/g x 10 <sup>-6</sup>	% $\text{Ar}_{\text{ATM}}^{40}$	Idade (Ma)	Ref.	
133	389	OB-13	plagioclásio	enderbito	Ceres	0,1058	48,6	3,35	3700 $\pm$ 54	2
	2278	BA-401	plagioclásio	gabro (?)	Goianésia	0,7058	45,8	40,06	1173 $\pm$ 76	2
	2417	PC-20	biotita	enderbito	Ceres	7,2330	248,9	9,42	710 $\pm$ 11	2
	2419	PC-20	plagioclásio	enderbito	Ceres	0,11	56,0	3,79	3867 $\pm$ 34	2
	2242	BA-443	anfibólio	anfibolito	ENE Santa Rita	0,3365	28,8	41,27	1432 $\pm$ 102	2
	2244	BA-626	biotita	gnaisse	NE Santa Rita	7,6213	291,3	4,88	775 $\pm$ 40	2
	2245	BA-413	anfibólio	anfibolito	Cafelândia	0,308	18,1	69,78	1092 $\pm$ 47	2
	2266	BA-413	anfibólio	anfibolito	Cafelândia	0,308	16,2	12,95	1001 $\pm$ 53	2
	2246	BA-627	anfibólio	anfibolito	NE Santa Rita	0,4230	228,8	2,93	3968 $\pm$ 101	2
	2386	BA-627	anfibólio	anfibolito	NE Santa Rita	0,4230	234,7	1,39	4010 $\pm$ 36	2
	2286	BA-701	plagioclásio	anortosito	WSW Barro Alto	0,012	0,70	95,60	1213 $\pm$ 517	2
	2387	BA-701	anfibólio	anortosito	WSW Barro Alto	0,0606	3,90	30,53	1168 $\pm$ 55	2
	2297	BA-503	plagioclásio	gabro	NW Barro Alto	0,0985	19,5	13,65	2450 $\pm$ 154	2
	1126	GO-311	anfibólio	anfibolito	NE J. Paulista	0,440	120,6	8,5	2897 $\pm$ 145	1
	1187	GO-276	anfibólio	anfibolito	NW Nova Glória	0,114	34,98	8,4	3067 $\pm$ 216	1
	2241	BA-424	anfibólio	anfibolito	N Santa Rita	0,4399	26,8	24,25	1118 $\pm$ 39	2
	2748	BA-820	muscovita	micaxisto	Juscelândia	3,1700	91,5	12,00	650 $\pm$ 151	2
	959	GO-14	muscovita	pegmatito	NE Barro Alto	8,83	397,7	8,3	885 $\pm$ 27	1
	2298	BA-477	muscovita	pegmatito	NE Barro Alto	8,8395	340,1	4,18	779 $\pm$ 35	2

1 - Hasui & Almeida (1970)

2 - Souza (1973)

Tabela 2. Dados analíticos Rb-Sr em rocha total preexistentes para o Complexo Barro Alto.

Nº Lab.	Nº campo (SPR)	Rocha	Localidade	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Ref.		
462	BA-812	granulito	NW Goianésia	15,6	158,7	0,29	$\pm$ 0,02	0,731	$\pm$ 0,006	1
463	BA-810	granulito	Rialma	18,1	164,5	0,318	$\pm$ 0,045	0,7217	$\pm$ 0,0023	1
464	BA-811	granulito	NW Goianésia	90,2	94,8	2,75	$\pm$ 0,11	0,7807	$\pm$ 0,0043	1
2598	CO-33C	granulito	N Rialma	34,9	101,8	0,99	$\pm$ 0,02	0,7253	$\pm$ 0,0006	2
2709	CO-33A	granulito	N Rialma	34,5	288,9	0,35	$\pm$ 0,01	0,7227	$\pm$ 0,0011	2
2711	CO-34	granulito	Rialma	2,7	266,6	0,030	$\pm$ 0,001	0,7196	$\pm$ 0,0015	2
5408	JC-1D	granulito	N Rialma	5,2	145,0	0,104	$\pm$ 0,003	0,71903	$\pm$ 0,00006	3
5409	JC-1K	granulito	N Rialma	187,3	232,3	2,341	$\pm$ 0,066	0,74186	$\pm$ 0,00004	3
5410	JC-1L	granulito	N Rialma	12,0	393,7	0,088	$\pm$ 0,002	0,71980	$\pm$ 0,00035	3
5411	JC-1M	granulito	N Rialma	100,7	323,4	0,903	$\pm$ 0,025	0,72771	$\pm$ 0,00004	3
5412	JC-1N	granulito	N Rialma	28,9	318,3	0,263	$\pm$ 0,007	0,72046	$\pm$ 0,00004	3

1 - Souza (1973)

2 - Drago et al. (1981)

3 - CPGeo - dados inéditos

cluídas nos cálculos. A idade isocrônica de cerca de 1270 Ma é interpretada como representativa de um evento de efetiva homogeneização dos isótopos de  $^{87}\text{Sr}$ , sob condições de alto grau de metamorfismo. A relação inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  é elevada. Na análise simplista possível no momento, esse valor leva a inferir que os protolitos foram incorporados à crosta continental em época anterior ao processo de metamorfismo de fácies granulito.

As tentativas de construir isócronas para amostras de outros afloramentos de granulitos do Complexo Barro Alto não lograram êxito, em virtude da pequena variação nas razões isotópicas, reflexo das variações limitadas na composição petrográfica observadas nesses afloramentos. O exercício de reunir os dados analíticos de

amostras oriundas de diferentes afloramentos, na tentativa de construir retas isocrônicas de referência, também não foi bem sucedido. O diagrama da Fig. 3 registra a acentuada dispersão das razões isotópicas determinadas em amostras oriundas de diferentes afloramentos, em alguns casos separados entre si por vários quilômetros. Tratando-se de amostras representativas de uma seqüência supracrustal, esse fato é compreensível, dada a diversidade na composição dos protolitos, que, além disso, podem ser originários de fontes completamente diferentes, representando sistemas isotópicos igualmente diferentes. As amostras são procedentes do flanco norte da Serra da Gameleira (Fig. 1, sítios 2, 3), da Fazenda Monte Alegre (sítio 4) e do Córrego

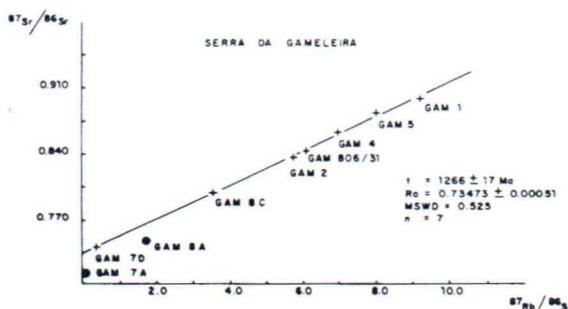


Figura 2 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para granulitos da Serra da Gameleira, Complexo Barro Alto.

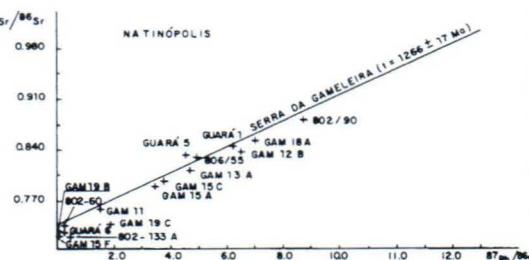


Tabela 3. Dados analíticos Rb-Sr em rocha total para granulitos do Complexo Barro Alto.

Nº Lab.	Nº campo (SPR)	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
6312	802-90	granulito félscico	163,4	55,5	8,6690 $\pm$ 0,2410	0,88350 $\pm$ 0,00050
6313	806-31	granulito félscico	148,1	71,3	6,0930 $\pm$ 0,1700	0,84470 $\pm$ 0,00100
6413	802-60	granulito mafico	18,2	193,2	0,2730 $\pm$ 0,0080	0,73249 $\pm$ 0,00007
6417	802-133A	granulito mafico	12,3	77,4	0,4600 $\pm$ 0,0130	0,71764 $\pm$ 0,00038
6418	806-55	granulito félscico	58,3	35,0	4,8800 $\pm$ 0,1360	0,83109 $\pm$ 0,00199
7342	GAM-1	granulito félscico	176,1	56,1	9,2570 $\pm$ 0,2570	0,89934 $\pm$ 0,00003
7343	GAM-2	granulito félscico	127,8	65,4	5,7270 $\pm$ 0,1600	0,83636 $\pm$ 0,00008
7344	GAM-4	granulito félscico	142,5	60,3	6,9440 $\pm$ 0,1930	0,86213 $\pm$ 0,00003
7345	GAM-5	granulito félscico	148,4	54,8	7,9740 $\pm$ 0,2220	0,88399 $\pm$ 0,00004
7346	GUARA-1	granulito félscico	137,6	65,7	6,1440 $\pm$ 0,1710	0,84531 $\pm$ 0,00008
7347	GUARA-5	granulito félscico	102,6	65,4	4,5960 $\pm$ 0,1280	0,83259 $\pm$ 0,00004
7348	GUARA-6	granulito mafico	18,2	178,4	0,2950 $\pm$ 0,0080	0,72196 $\pm$ 0,00015
7835	GAM-1	granulito félscico	176,1	56,1	9,2480 $\pm$ 0,2570	0,89003 $\pm$ 0,00013
7836	GAM-11	granulito félscico	77,6	145,9	1,5470 $\pm$ 0,0440	0,75847 $\pm$ 0,00020
7837	GAM-12B	granulito félscico	131,2	59,1	6,5080 $\pm$ 0,1820	0,83942 $\pm$ 0,00009
7838	GAM-13A	granulito félscico	135,3	84,7	4,6700 $\pm$ 0,1310	0,81020 $\pm$ 0,00014
7839	GAM-15C	granulito félscico	112,9	87,6	3,7630 $\pm$ 0,1050	0,79626 $\pm$ 0,00007
7840	GAM-18A	granulito félscico	149,4	62,7	6,9940 $\pm$ 0,1950	0,85119 $\pm$ 0,00021
7873	GAM-15A	granulito félscico	109,3	93,1	3,4260 $\pm$ 0,0960	0,79083 $\pm$ 0,00014
8052	GAM-7A	granulito mafico	0,9	327,6	0,0083 $\pm$ 0,0020	0,71219 $\pm$ 0,00017
8053	GAM-7D	granulito mafico	19,0	153,8	0,3580 $\pm$ 0,0280	0,74124 $\pm$ 0,00048
8054	GAM-8A	granulito félscico	83,4	142,5	1,7000 $\pm$ 0,0480	0,74593 $\pm$ 0,00025
8055	GAM-8C	granulito félscico	108,8	89,5	3,5500 $\pm$ 0,0990	0,79901 $\pm$ 0,00020
8056	GAM-15F	granulito mafico	5,7	170,6	0,0975 $\pm$ 0,0013	0,71620 $\pm$ 0,00016
8057	GAM-19B	granulito mafico	0,7	132,1	0,0156 $\pm$ 0,0003	0,71685 $\pm$ 0,00021
8058	GAM-19C	granulito félscico	59,7	125,0	1,3860 $\pm$ 0,0390	0,73515 $\pm$ 0,00018

go Guará (sítio 5). Para referência, é mostrada a isócrona da Serra da Gameleira, observando-se que a maioria dos pontos analíticos situa-se abaixo dessa reta, podendo representar retas paralelas à isócrona de 1266 Ma, com razões iniciais mais baixas.

Os dados analíticos obtidos para a Sequência Juscelândia constam da Tabela 4. As amostras analisadas são principalmente rochas gnáissicas, com proporções variáveis de quartzo, oligoclásio e microclínio. Biotita e hornblendita são os minerais varietais mais comuns, a eles podendo juntar-se muscovita e granada. Em menor proporção, comparecem epidoto e zoisita ou clinozoisita. Os principais acessórios são zircão, esfeno, apatita e minerais opacos. O teor de rubídio dessas rochas varia entre 36,9 e 216 ppm, enquanto o de estrônio se situa entre 21 e 155,7 ppm. Cinco das a-

mostras analisadas são anfibolitos, constituídos de andesina e hornblendita, com proporções menores de quartzo, minerais opacos, epidoto, zoisita, biotita e apatita. Nessas rochas, o teor de Rb, com exceção de uma amostra, é inferior a 10 ppm, e o de Sr varia entre 53,9 e 170,2 ppm.

As medidas isotópicas das amostras oriundas de um afloramento situado à margem da rodovia BR-153, cerca de 2 km ao norte de Jardim Paulista (Fig. 1, sítio 6), resultaram em uma idade isocrônica de  $1330 \pm 65$  Ma;  $R_o = 0,70819 \pm 0,00274$  (Fig. 4). As amostras JP-10A e 10C, possivelmente representando sistemas isotópicos à parte, estão plotadas abaixo da reta isocrônica e foram excluídas dos cálculos. A idade obtida de cerca de 1300 Ma é interpretada como representativa da homogeneização isotópica de  $^{87}\text{Sr}$  dos gnaisse da

Tabela 4. Dados analíticos Rb-Sr em rocha total para a Seqüência Juscelândia.

Nº Lab. (SPR)	Nº campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
6309	801-112	gnaisse	37,2	75,7	1,4260 $\pm$ 0,0400	0,73760 $\pm$ 0,00080
6310	801-212	gnaisse	94,3	104,8	2,6190 $\pm$ 0,0740	0,76580 $\pm$ 0,00070
6311	803-062	gnaisse	150,8	48,0	9,2380 $\pm$ 0,2570	0,87040 $\pm$ 0,00120
6413	802-158	gnaisse	128,6	43,6	8,6490 $\pm$ 0,2410	0,84152 $\pm$ 0,00139
6414	803-028	gnaisse	99,6	21,0	14,0730 $\pm$ 0,3880	0,96353 $\pm$ 0,00251
6415	803-060A	anfibolito	5,8	64,8	0,2590 $\pm$ 0,0070	0,71143 $\pm$ 0,00019
7325	JP-2	gnaisse	86,0	97,4	2,5680 $\pm$ 0,0720	0,75936 $\pm$ 0,00001
7326	JP-3	gnaisse	36,9	135,8	0,7880 $\pm$ 0,0220	0,73226 $\pm$ 0,00002
7327	JP-4	gnaisse	101,7	85,2	3,4780 $\pm$ 0,0980	0,77553 $\pm$ 0,00003
7328	JP-5	gnaisse	108,5	155,7	2,0240 $\pm$ 0,0570	0,74602 $\pm$ 0,00004
7329	JP-6	gnaisse	107,0	78,2	3,9900 $\pm$ 0,1120	0,78343 $\pm$ 0,00003
7330	JP-7	gnaisse	85,0	85,3	2,9000 $\pm$ 0,0820	0,76465 $\pm$ 0,00006
7331	JP-8	gnaisse	98,3	83,8	3,4160 $\pm$ 0,0960	0,76948 $\pm$ 0,00004
7332	JU-20	gnaisse	84,7	74,5	3,3110 $\pm$ 0,0930	0,77104 $\pm$ 0,00003
7333	JU-21A	gnaisse	88,1	66,7	3,8500 $\pm$ 0,1080	0,78082 $\pm$ 0,00003
7334	JU-21B	gnaisse	84,6	82,5	2,9870 $\pm$ 0,0840	0,77451 $\pm$ 0,00007
7335	JU-22B	gnaisse	95,0	79,8	3,4710 $\pm$ 0,0970	0,78211 $\pm$ 0,00015
7336	JU-24	anfibolito	30,4	170,2	0,5180 $\pm$ 0,0150	0,72031 $\pm$ 0,00005
7337	JU-26	gnaisse	52,7	78,3	1,9540 $\pm$ 0,0550	0,74097 $\pm$ 0,00002
7338	JU-26A	gnaisse	133,1	55,2	7,0650 $\pm$ 0,1970	0,83306 $\pm$ 0,00001
7339	JU-28C	gnaisse	208,8	28,4	21,9250 $\pm$ 0,6020	1,01582 $\pm$ 0,00003
7340	JU-29	gnaisse	142,8	83,5	4,9920 $\pm$ 0,1400	0,79402 $\pm$ 0,00004
7341	JU-30	gnaisse	216,0	45,4	14,0640 $\pm$ 0,3890	0,92420 $\pm$ 0,00003
7841	JP-21A	gnaisse	109,8	71,8	4,4570 $\pm$ 0,1250	0,77925 $\pm$ 0,00014
7842	JP-21D	gnaisse	65,4	97,8	1,9430 $\pm$ 0,0550	0,74641 $\pm$ 0,00009
7843	JP-21G-1	gnaisse	84,8	112,4	2,1940 $\pm$ 0,0620	0,75788 $\pm$ 0,00014
7844	JP-21G-2	gnaisse	109,9	86,1	3,7180 $\pm$ 0,1040	0,77384 $\pm$ 0,00013
7845	JP-21I	gnaisse	74,3	97,8	2,2080 $\pm$ 0,0620	0,74893 $\pm$ 0,00007
8059	JP-10A	anfibolito	5,3	155,6	0,0984 $\pm$ 0,0006	0,70618 $\pm$ 0,00014
8060	JP-10C	gnaisse	99,1	85,8	3,3620 $\pm$ 0,0950	0,76531 $\pm$ 0,00024
8061	JP-21M	anfibolito	4,2	53,9	0,2250 $\pm$ 0,0025	0,71185 $\pm$ 0,00026
8062	JP-21N	anfibolito	8,2	149,6	0,1588 $\pm$ 0,0014	0,70918 $\pm$ 0,00101

Seqüência Juscelândia, durante metamorfismo sob condições de fácies anfibolito. A razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  é coerente para rochas desta natureza e desta idade, não sendo provável que os protolitos sejam muito mais antigos.

Em afloramento situado cerca de 1 km a norte do anterior (Fig. 1, sítio 7) foram coletadas 10 amostras de gnaisses e duas de anfibolitos, das quais foram selecionadas sete para datação (amostras JP-21A e 21N). Entretanto, os pontos representativos das razões isotópicas determinadas mos-

tram-se fortemente dispersos no diagrama (Fig. 5), no qual foi incluída a isócrona de Jardim Paulista, para referência. Apesar de coletadas em um mesmo afloramento, as amostras analisadas não estão alinhadas adequadamente no diagrama (não se caracteriza a homogeneização isotópica do  $^{87}\text{Sr}$ ) por razões desconhecidas, e que podem ser de diversas naturezas.

Os resultados isotópicos obtidos em rochas coletadas na faixa de gnaisses nas vizinhanças de Juscelândia (Fig. 1, sítios 8, 9, 10, 11) são apresentados na Fig. 6.

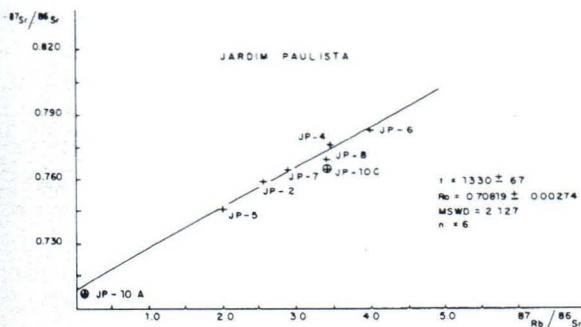


Figura 4 – Diagrama isocrônico para gnaisses da Seqüência Juscelândia, coletados 2 km ao norte de Jardim Paulista.

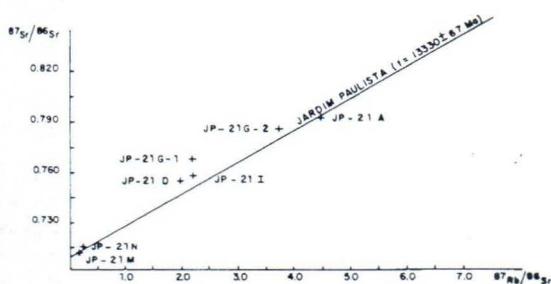


Figura 5 – Diagrama Rb-Sr para gnaisses e anfibolitos da Seqüência Juscelândia, coletados cerca de 3 km ao norte de Jardim Paulista. A isócrona de Jardim Paulista está indicada para referência.

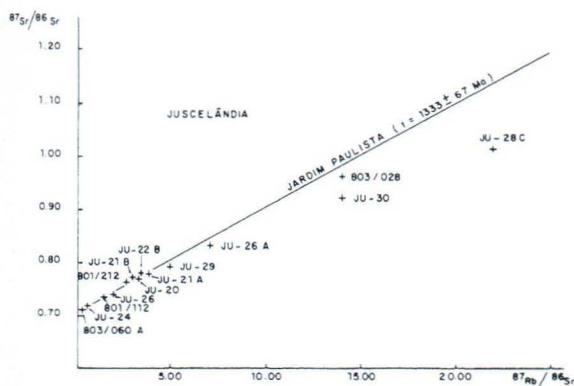


Figura 6 – Diagrama Rb-Sr para gnaisses e anfibolitos da Seqüência Juscelândia, coletados nas vizinhanças de Juscelândia. A isócrona de Jardim Paulista está indicada para referência.

Não obstante o fato de que materiais relativamente distintos, oriundos de diferentes posições estratigráficas dentro da faixa, tenham sido analisados, os pontos são razoavelmente alinhados, localizando-se próximo da isócrona de Jardim Paulista, incluída no diagrama como referência. Essa configuração provê evidência adicional para a im-

portância do evento metamórfico que afetou a Seqüência Juscelândia há cerca de 1300 Ma atrás.

Embora a idade do metamorfismo que afetou as rochas de Barro Alto esteja razoavelmente controlada pelos dados Rb-Sr apresentados, o mesmo não pode ser dito a respeito da idade dos seus protolitos. No diagrama da Fig. 7, estão representadas as retas de evolução isotópica construídas a partir dos dados analíticos relativos aos granulitos da Serra da Gameleira e aos gnaisses de Jardim Paulista. Extrapoladas para o passado no tempo geológico, essas retas interceptam a reta representativa da evolução da razão isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  prevista para o manto empobrecido (DM), em 1770 e 1490 Ma, respectivamente. Dadas as incertezas envolvidas, esses valores são interpretados como indicadores das idades mínimas de extração do manto dos materiais que vieram a constituir as rochas analisadas.

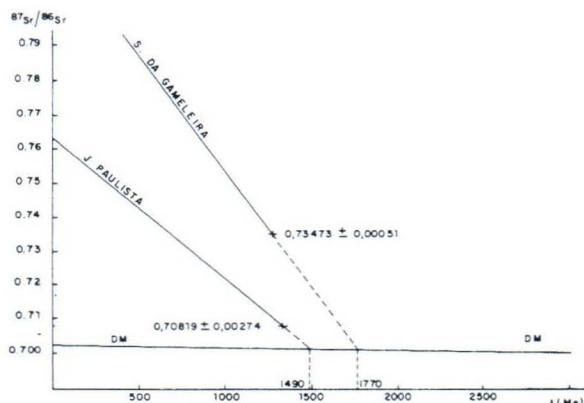


Figura 7 – Diagrama de evolução isotópica do Sr para as rochas granulíticas e gnáissicas do Complexo Barro Alto (DM = curva do manto empobrecido).

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O estudo geocronológico das rochas de Barro Alto pelo método isocrônico Rb-Sr em rocha total levou à obtenção de duas isócronas. Uma delas refere-se a um afloamento de rochas granulíticas félscicas de natureza variada, incluindo bandas métricas de granulito máfico, exposto na Serra da Gameleira, a oeste de Goianésia. A idade obtida, da ordem de 1270 Ma, é interpretada como reflexo de evento metamórfico de alto grau, ocorrido no Proterozóico Médio. A elevada relação isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ini-

cial, superior a 0,730, indica que o Sr presente nessas rochas possui um tempo relativamente longo de residência crustal.

A outra isócrona corresponde a amostras de biotita e hornblenda gnaisses, provenientes de afloramento encontrado nas imediações de Jardim Paulista. A idade calculada de  $1330 \pm 67$  Ma, situada dentro dos limites de erro da isócrona da Serra da Gameleira, é interpretada como resultante de homogeneização isotópica associada a evento metamórfico de fácies anfibolito que afetou a Seqüência Juscelândia. A relação isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial é significativamente menor que a dos granulitos da Serra da Gameleira, indicando tratar-se de materiais de natureza diversa que, embora possam ter idades similares, provavelmente provêm de fontes distintas.

Em conjunto, as determinações isotópicas Rb-Sr em rocha total sugerem que as rochas de Barro Alto foram submetidas a um importante evento metamórfico ocorrido no Proterozóico Médio, há cerca de 1300 Ma. Durante esse evento, as rochas vulcânicas e sedimentares da Seqüência Juscelândia, bem como a seqüência acamada gabro-anortosítica subjacente, foram deformadas e recristalizadas sob condições de fácies anfibolito. Aproximadamente na mesma época, rochas aparentemente mais antigas, abrangendo materiais supracrustais e intrusões plutônicas diferenciadas, foram em parte homogeneizadas isotopicamente sob condições de fácies granulito na crosta média a inferior.

O processo de deformação e metamorfismo impresso nas rochas estudadas está associado à colisão de blocos crustais, levando a cavalgamento e exposição de tratos crustais profundos. A zona de colisão resultante, expressa nos mapas de anomalias Bouguer por feição linear de forte gradiente gravimétrico, é representada no terreno por uma complexa imbricação tectônica, que coloca rochas granulíticas, submetidas às condições de P e T reinantes na crosta média-inferior, lado a lado com rochas metamórficas formadas sob condições menos enérgicas.

Pelas idades obtidas na presente investigação, a colisão continental e o metamorfismo de alto grau que se lhe associa ocorreram não no Arqueano, como sugerido em inúmeros trabalhos anteriores (ver, por exemplo, Haralyi & Hasui, 1981; Tassinari et al., 1981; Drago et al., 1981; Danni et al., 1982; Marini et al., 1984; Hasui & Ha-

ralyi, 1986), mas sim no Proterozóico Médio.

Por outro lado, considerando os dados obtidos, os sistemas isotópicos Rb-Sr das rochas do Complexo Barro Alto, de um modo geral, não parecem ter sido afetados de forma significativa durante os eventos relacionados com o Ciclo Brasiliano, no final do Proterozóico. A exceção parece ser a idade de  $727 \pm 15$  Ma determinada nas amostras da pedreira ao norte de Ceres/Rialma (CPGeo, dados inéditos). Comparando os dados analíticos das Tabelas 2 e 3, verifica-se que as rochas da pedreira possuem, em média, teores de Sr e, em parte, Rb bastante superiores aos dos demais granulitos maficos analisados. A ausência de estudos detalhados impede maiores considerações sobre as razões dessa diferença. Uma das possibilidades poderia ser a mobilização dos elementos em questão nos fluídos que tiveram sua circulação facilitada ao longo das numerosas zonas verticalizadas de cisalhamento que se observam na pedreira.

No que diz respeito aos dados K-Ar, pode-se inferir algum rejuvenescimento isotópico das rochas do complexo. A inferência é válida sobretudo no caso das micas, nas quais foram registradas idades aparentes entre 650 e 885 Ma (Tabela 1). Tais valores podem ser o resultado de perda parcial de argônio devido a eventos termo-tectônicos relacionados com o Ciclo Brasiliano.

## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio do CNPq, através de auxílio (Proc. 40.7046/83) e bolsa de pesquisa (Proc. 30.0868/82.0) concedidos a RAF. M.M. Pimentel, L.F. Borges, P.S.F. Buta e R.F. Fuck colaboraram na coleta de amostras. H. Sonoki prestou ajuda na recuperação de determinações isotópicas anteriores e na construção de isócrinas. S. Hamada desenhou as figuras. R.F. Fuck e J.A. Brod editaram o texto.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSUMPÇÃO, M.; FERNANDES, E.P.; ARAÚJO FILHO, J.O.; SÁ, N.C. de (1985) Levantamento gravimétrico do Complexo Barro Alto, GO. Resultados preliminares. *Rev. Bras. Geof.*, 3: 1-7.  
BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; COTTA, J.C. (1969)

- Geologia e inventário dos recursos minerais da região central de Goiás (Projeto Brasília). Brasília, DNPM, 148 p. (Geologia Básica 13, 1981).
- CORDANI, U.G.; AMARAL, G.; KAWASHITA, K. (1973) The Precambrian evolution of South America. *Geol. Rundschau*, **62**: 309-317.
- CORDANI, U.G. & HASUI, Y. (1975) Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para a Folha Goiás. In: Brasil, DNPM. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Goiás (SD-22). DNPM, DGM, p. 85-94.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; KUYUMJIAN, R.M.; LEONARDOS, O.H.; WINGE, M. (1984) O Complexo de Barro Alto na região de Ceres-Rubiataba, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **14**(2): 128-136.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. (1982) Archean and lower Proterozoic units in Central Brazil. *Geol. Rundschau*, **71**(1): 291-317.
- DANNI, J.C.M. & KUYUMJIAN, R.M. (1984) A origem dos anfíbolitos basais da seqüência vulcão-sedimentar de Juscelândia, Goiás. In: *Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais, Rio de Janeiro, SBG, **9**: 4126-4136.
- DRAGO, V.A.; PINTO, A.; MONTALVÃO, R.M.G.; SANTOS, R.O.B.; SIMÕES, M.A.; OLIVEIRA, F.C.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; TAS-SINARI, C.C.G. (1981) Geologia. In: Projeto Radambrasil. Folha SD-22 Goiás. Rio de Janeiro, p. 27-300 (Levantamento de Recursos Naturais 25).
- FERNANDES, J.F.; IYER, S.S.; IMAKUMA, K.; CHOUDHURI, A. (1987) Geochemical studies in the Proterozoic metamorphic terrane of the Guaxupé Massif, Minas Gerais, Brazil. A discussion on large ion lithophile element fractionation during high-grade metamorphism. *Precambrian Res.*, **36**: 65-79.
- FIGUEIREDO, A.N. (1978) Geologia e mineralizações do extremo norte do Complexo Barro Alto, Goiás. Dissertação de mestrado, Univ. Brasília, Brasília, 104 p., inédita.
- FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; WINGE, M., ANDRADE, G.F.; BARREIRA, C.F.; LEONARDOS, O.H.; KUYUMJIAN, R.M. (1981) Geologia da região de Goianésia. In: *Simp. Geologia do Centro-Oeste*, 1, Goiânia, 1981, Ata, Goiânia, SBG, Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p. 447-469.
- FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H.; DANNI, J.C.M.; WINGE, M. (1985) The Barro Alto Complex of Central Brazil. In: *Tectonic and Geochemistry of Early Middle Proterozoic Fold Belts. (Conference and Field Excursions)*, Darwin, 1985. Abstracts, Darwin, BRM, p. 42-44.
- FUCK, R.A.; NEVES, B.B.B.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K., 1988. Rb-Sr measurements on metamorphic rocks from the Barro Alto Complex, Goiás, Brazil. In: *Int. Conf. Geochemical Evolution of Continental Crust*, Poços de Caldas, 1988. Abstracts, Poços de Caldas, IAGC, SBG, p. 131-138.
- GIBB, R.A.; THOMAS, M.D.; KEAREY, P.; TANNER, J.G. (1978) Gravity anomalies at structural province boundaries of the Canadian shield: products of Proterozoic plate interaction. *GeoSkrifter*, **10**: 21-57.
- GIBB, R.A.; THOMAS, M.D.; LAPOINTE, P.L.; MUKHOPADHYAY, M. (1983) Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. *Precambrian Res.*, **19**(4): 349-384.
- GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SIENA, F.; SINIGOI, S. (1981) Precambrian Barro Alto Complex of Goiás, Brazil: bulk geochemistry and phase equilibria. *N. Jb. Miner. Abh.*, **142**(3): 270-291.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. (1981) Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. In: *Simp. Geologia do Centro-Oeste*, 1, Goiânia, 1981. Ata, Goiânia, SBG, Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p. 73-92.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de (1970) Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **19**(1): 5-26.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. (1986) A megaestruturação de Goiás. In: *Simp. Geologia do Centro-Oeste*, 2, Goiânia, 1985, Ata, Goiânia, SBG, Núcleo Centro-Oeste, p. 120-138.
- HEIER, K.S. (1973) Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, **A273**: 429-442.
- IYER, S.S.; CHOUDHURI, A.; VASCONCELLOS, M.B.A.; CORDANI, U.G. (1984) Radioactive element distribution in the Archean terrane of Jequié, Bahia, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**: 95-101.
- KAWASHITA, K. (1972) O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Tese de doutoramento, Univ. São Paulo, São Paulo, 111 p., inédita.
- LESQUER, A.; ALMEIDA, F.F.M. de; DAVINO, A.; LACHAUD, J.C.; MALLARD, P. (1981) Importance structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Craton de São Francisco et de sa bordure occidentale (Brésil). *Tectonophysics*, **76**: 273-293.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. (1984) Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. In: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y. (Coord.), *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgar Blucher, p. 205-264.
- SOUZA, A. (1973) Aspectos geológicos e geocronológicos do Complexo de Barro Alto, Goiás. Tese de doutoramento, Univ. São Paulo, São Paulo, 105 p., inédita.

- STACHE, G.A. (1976) Untersuchungen zur Geologie, Petrographie, Metamorphose und Genese des Basisch-ultrabasischen Massivs von Barro Alto/Goiás (Brasilien). Berlin, Verlag Ellen Pilger, 149 p. (Clausthaler Geol. Abh. 24).
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. (1977) Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology

- and cosmochronology. A.A.P.G. Studies in Geology, 8: 67-71.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W. (1981) Panorama geocronológico do centro-oeste brasileiro: soluções, problemática e sugestões. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia, 1981, Ata, Goiânia, SBG/ Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p. 93-116.