

# PETROLOGIA E TERMOCRONOLOGIA DE GNAISSES MIGMATÍTICOS DA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAÇUAÍ (ESPIRITO SANTO, BRASIL)

JOSÉ M. U. MUNHÁ<sup>1</sup>, UMBERTO G. CORDANI<sup>2</sup>, COLOMBO C. G. TASSINARI<sup>2</sup> & TERESA PALÁCIOS<sup>1</sup>

**Abstract** *PETROLOGY AND THERMOCHRONOLOGY OF MIGMATITIC GNEISSES OF THE ARAÇUAÍ FOLD BELT (ESPIRITO SANTO, BRAZIL)* Migmatitic gneisses of the Araçuaí Fold Belt (Espírito Santo, Brazil) experienced granulite facies metamorphism ( $820 \pm 20$  °C;  $6.5 \pm 0.5$  kbar) during the late stages of the Brasiliano Orogeny. These conditions remained for a long period (~530 Ma ? ~480 Ma), close to peak metamorphic conditions and promoted muscovite + biotite partial melting, followed by retrograde reactions that produced late cordierite + biotite and garnet reabsorption. Fe-Mg garnet-biotite exchanges, as well as diffusion modeling, indicate cooling rates between 20 and 300 °C/Ma between 750 and 550 °C. Geochronology on garnet, plagioclase, biotite and Kfeldspar yielded consistent results and cooling ages between 475 and 420 Ma. The geochronological results are consistent with diffusion models, and indicate a short period of rapid cooling followed by a longer period of slow cooling at rates close to 2 °C/Ma. The initial rapid cooling is interpreted as due to the thrusting of the migmatitic gneisses onto cooler basement rocks.

**Keywords:** Petrology, Thermochronology, Gneisses, Araçuaí Belt, Brazil

**Resumo** Os gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí foram submetidos a metamorfismo em condições da fácies granulito ( $820 \pm 30$  °C,  $6.5 \pm 0.5$  kbar) durante os estágios finais da orogenia Brasiliana. O metamorfismo de alto grau ocorreu durante longo tempo (~530 Ma ? ~480 Ma) e foi acompanhado de fusão parcial de muscovita e biotita, a que se seguiram reações retrógradadas produzindo cordierita + biotita e intensa reabsorção de granada. Modelamento da troca difusiva Fe-Mg (granada-biotita) sugere taxas de resfriamento entre 20 e 300 °C/Ma, entre 750 °C e 550 °C. Geocronologia absoluta de granada, plagioclásio, biotita e feldspato potássico produziu idades de resfriamento a  $475 \pm 6$  Ma,  $473 \pm 8$  Ma,  $470 \pm 2$  Ma e  $440 - 420$  Ma, respectivamente. Os resultados são congruentes com os modelos de difusão, sendo consistentes com um curto período de resfriamento rápido a partir de ~480 Ma (< 10 Ma a  $\geq 60$  °C/Ma), o qual sucedeu declínio acentuado das taxas de resfriamento (~2 °C/Ma). A história térmica do resfriamento requer exumação inicial rápida, justapondo os gnaisses migmatíticos às unidades cratonizadas mais frias. À medida que cessaram os esforços tectônicos tangenciais, a dissipação da instabilidade termo-gravitacional foi condicionada por transferência de calor condutiva e compensação isostática, em conformidade com o declínio das taxas de resfriamento.

**Palavras-chave:** Petrologia, Termocronologia, Gnaisses, Faixa Araçuaí, Brasil

**INTRODUÇÃO** A área estudada situa-se na região leste do Brasil, no Estado do Espírito Santo, entre 18°30' e 20° Sul 40° e 41° Oeste. Sob o ponto de vista geológico, a Faixa de Dobramentos Araçuaí, bem como a Faixa Ribeira que situa-se em sua continuidade para o sul, e em conjunto com o Cinturão do "West Congo", limitam os Crátons do São Francisco e do Congo. O sistema orogênico Neoproterozóico - Eopaleozóico, Araçuaí - West Congo constituiu o segmento norte da Cadeia Orogênica Brasiliana/Pan-Africana, composta pelos Cinturões Móveis Ribeira, Dom Feliciano e Gariep, Damara e Kaoko, que ocorrem no sul-sudeste do Brasil e no oeste da África, respectivamente.

As rochas que afloram na área de estudo pertencem ao Grupo Paraíba do Sul, o qual inclui dois domínios litológicos (Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos 2000). O mais antigo é constituído por granulitos  $\pm$  charnoquíticos e granitóides deformados (ortognaisses), que ocorrem sob a forma de núcleos preservados em meio a uma sequência mais jovem metamórfica paraderivada, onde predominam gnaisses pelíticos/psamíticos migmatizados. O objetivo deste trabalho é caracterizar as condições físicas deste evento metamórfico, em particular, o regime P-T e a respectiva evolução termocronológica, contribuindo para o esclarecimento da evolução termotectônica regional.

**METAMORFISMO E MIGMATIZAÇÃO** Os gnaisses

migmatíticos compreendem leucossomas quartzo-feldspáticos (+ biotita  $\pm$  granada  $\pm$  cordierita) e metapelitos, interpretados como o material fundido e resíduo refratário, respectivamente. O leucossoma constitui frequentemente > 10 % das rochas expostas; contudo, oscilações no grau de fusão parcial e na eficiência dos mecanismos de segregação magmática produziram relações texturais complexas, desde intercalações íntimas entre leucossoma e metapelito com preservação de foliação/bandeado metamórfico, onde a fusão parcial e a segregação magmática foram limitadas, até situações onde o leucossoma predomina, incluindo corpos dispersos de restitos. A coalescência final destes leucossomas poderá ter originado os granitóides regionais descritos por Pedrosa Soares *et al.* (2001).

A recristalização metamórfica e migmatização relacionam-se com deformação dúctil, polifásica, em regime transpressivo (Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos 2000). A anisotropia ( $S_M$ ) metamórfica principal transpôs foliação(ões) prévia, refletindo, em todas as escalas, o desenvolvimento regional de sistemas de cisalhamento predominantemente dextral que produziram cavalgamentos e forte imbricação tectônica, o que resultou numa estrutura em flor com vergências para E e W, no sentido dos crátons. O desenvolvimento frequente de porfiroblastos com  $S_i \equiv S_M$ , e a deformação incipiente nos leucossomas indicam que a maximização do regime térmico metamórfico teria ocorrido durante e/ou após o

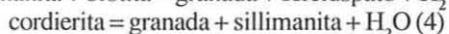
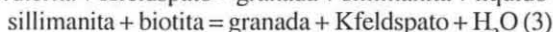
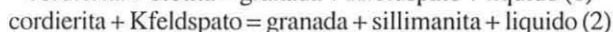
1 - Centro/Dept. Geologia, Faculdade Ciências, Univ. Lisboa, Portugal (jmunha@fc.ul.pt; tpp@fc.ul.pt)

2 - CPGeo, Instituto Geociências, Univ. São Paulo, Brasil (ucordani@usp.br; ccgtassi@usp.br)

período de deformação principal.

O grau metamórfico atingiu a fácies granulíto, sendo típica dos metapelitos a associação granada-biotita-cordierita-feldspato potássico-plagioclásio-quartzo  $\pm$  (sillimanita, ortopiroxênio, espinélio, ilmenita). As paragêneses de alto grau estão geralmente bem preservadas, e o desenvolvimento de muscovita retrógrada, exceto a sericitização tardia dos feldspatos, raramente ocorre.

Nos gnaisses migmatíticos o bandeado composicional coincide com a foliação metamórfica e é materializada pela biotita e raramente sillimanita. Esta foliação anastomosa-se entre os níveis de quartzo, feldspato potássico microperítico e plagioclásio antiperítico, definindo a matriz, de onde sobressaem porfiroblastos de granada e cordierita. Estes porfiroblastos ocorrem em quase todas as amostras estudadas, onde podem ocorrer em cristais centimétricos. A cordierita tende a ser quimicamente homogênea na escala da lâmina delgada, e não apresenta evidências texturais que indiquem reações de reabsorção significativas. Pelo contrário, as granadas têm forma amebóide, contêm inclusões de quartzo-biotita-sillimanita-plagioclásio(raro)-ilmenita, e mostram frequentemente intensa reabsorção em zonas de reação onde se desenvolvem cordierita + feldspato potássico + biotita. Almandina e piropo são zonados, com incremento de  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  do núcleo dos cristais para a borda (UT-41: 0.73  $\rightarrow$  0.81). O zoneamento pode ser concêntrico em torno do núcleo, mas também ocorre em granada adjacente à biotita e/ou cordierita. O zoneamento da razão  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  é retrógrado e interpretado como reflexo da difusão em volume, induzida por gradientes químicos impostos por reações contínuas do tipo:



Análises detalhadas mostram que existe correlação entre o valor  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  da biotita inclusa na granada e as dimensões, respectivas (UT-4:  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{biotita}} = 0.33$ , diâmetro = 20  $\mu\text{m}$ ;  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{biotita}} = 0.41$ , diâmetro = 200  $\mu\text{m}$ ). Isto é consistente com a interpretação de que o zoneamento Fe – Mg da granada, bem como a distribuição de  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  na biotita, é consequência do balanço de massa durante a dissipação difusiva dos gradientes causados pela partição Fe – Mg entre os volumes das inclusões de biotita e da granada hospedeira, o que será utilizado posteriormente para inferir taxas de resfriamento. Os valores de  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  na biotita também são função da respectiva localização na amostra; os valores  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  mais baixos são observados na biotita inclusa na granada, enquanto os mais elevados correspondem, geralmente à biotita da matriz (UT-27:  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{biotita na granada}} < 0.45$ ;  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{biotita na matriz}} = 0.52$ ). A heterogeneidade composicional da biotita suporta a interpretação do zoneamento concêntrico descrito na granada, e ambos podem ser explicados se considerarmos que o progresso das reações (1) e (3) no sentido retrogrado (i.e., da direita para a esquerda) incrementa os valores  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ , quer na granada quer na biotita em consequência de  $\text{Fe}/\text{Mg}$  (granada)  $\gg$   $\text{Fe}/\text{Mg}$  (biotita)  $>$   $\text{Fe}/\text{Mg}$  (cordierita). Assim, à medida que a granada é consumida, a borda torna-se progressivamente mais rica em Fe que o núcleo, produzindo o zoneamento composicional observado, e o  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  da biotita da matriz, equilibrada com as reações (1) e/ou (3), será mais elevado do que na biotita inclusa na granada, excedendo mesmo os valores  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  da biotita produzida durante o pico metamórfico. Este padrão composicional é característico de biotita em rochas metamórficas de alto grau, tendo consequências importantes nos

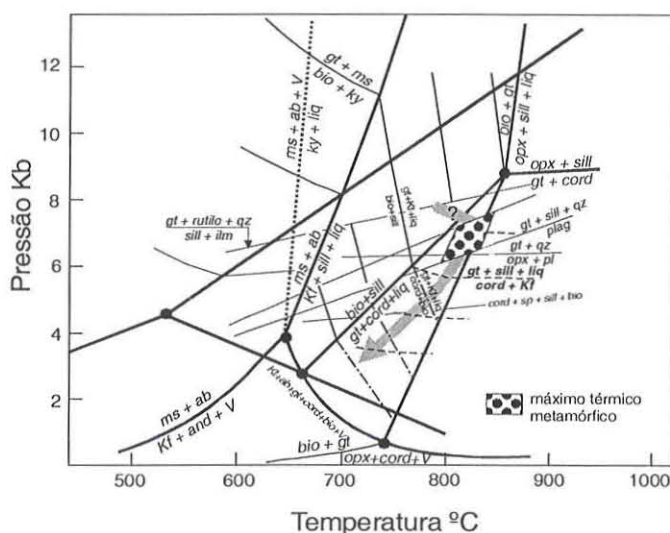
cálculos geotermométricos (Robinson 1991).

Observação notável nas amostras estudadas é a raridade da sillimanita matricial. Embora constituinte mineral freqüente, a sillimanita está, quase sempre limitada à forma de inclusões muitas vezes orientadas no interior dos porfiroblastos de granada, cordierita e feldspato potássico. Espinélio verde ( $X_{Mg} = 0.23$ ,  $Al\# = 0.96$ ), embora raro, acompanha a sillimanita como inclusões ou intercrescimentos no interior de cordierita; associam-se-lhe, quartzo, feldspato potássico e biotita, bem como magnetita + ilmenita (tardias). Estas características modais têm implicações significativas na definição do percurso P-T metamórfico, a seguir discutido.

### Geotermobarometria: máximo térmico e fusão parcial

Geobarômetros aplicáveis às rochas estudadas incluem: granada + plagioclásio + sillimanita + quartzo (GASP), granada + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo (GOSP) e granada + cordierita + sillimanita + quartzo. A figura 1 mostra a gama de condições P-T inferidas destes equilíbrios, utilizando a base de dados termodinâmicos de Berman (1988) e as calibrações de Berman & Aranovich (1996). Acima das temperaturas necessárias à fusão incongruente da biotita, e ao desenvolvimento de leucossomas com granada + cordierita, as relações de equilíbrio granada + plagioclásio + sillimanita indicam pressões mínimas da ordem de 6 – 7 kbar, enquanto que a intersecção dos equilíbrios GASP, GOSP e granada + cordierita + sillimanita produzem estimativas geobarométricas consistentes de  $6.5 \pm 0.5$  kbar, a 800 - 820 °C.

Geotermometria clássica, baseada na troca Fe – Mg entre granada e biotita (Ferry & Spear 1978) não pode ser usada para estimar as temperaturas de pico metamórfico porque, conforme os argumentos anteriormente apresentados, a assunção de equilíbrio generalizado entre uma biotita qualquer e a composição nuclear dos cristais de granada, frequentemente interpretados como representativo do pico metamórfico não é demonstrável. Nas rochas estudadas, as temperaturas calculadas com base na biotita incluída na granada e usando os núcleos de granadas e a calibração de Berman & Aranovich (1996), variam entre 650°C e 780°C (550–750°C, se utilizada a calibração de Berman 1990), o que reflete a



*Figura 1 – Diagrama P-T para os gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuai. Rede petrogenética adaptada de Spear et al. (1999)*

atuação do re-equilíbrio difusivo retrogrado, enquanto a biotita da matriz, como esperado produz estimativas por excesso ( $> 900^\circ\text{C}$ ). O valor de  $T \sim 780^\circ\text{C}$  deve aproximar-se, por deficiência, de  $T_{\text{max}}$ , sendo consistente com a estimativa de  $803 \pm 30^\circ\text{C}$ , obtida com base no método TWQ (Berman 1991, Berman & Aranovich 1996), com a paragénesis granada-plagioclásio-feldspatoK-ortopiroxênio-biotita-quartzo-(cordierita ?), representativa do mais alto-grau metamórfico observado na região.

Estimativas de  $T_{\text{max}}$  podem também, com vantagem, ser obtidas com base nos dados experimentais sobre reações de fusão parcial no sistema pelítico/psamítico (Fig. 1; Spear *et al.* 1999). A abundância de migmatitos demonstra a ocorrência de evento(s) de fusão parcial nas rochas estudadas e o volume considerável de leucossoma, observável em muitos afloramentos, sugere que a fusão “desidratante” (Thompson 1982) deve ter sido dominante. A ausência de muscovita primária e a presença da associação sillimanita-feldspato potássico-quartzo requerem temperatura superior à da estabilidade da muscovita + quartzo

muscovita + quartzo = sillimanita + Kfeldspato + líquido (5)  
( $T > 700^\circ\text{C}$ ), enquanto que o desenvolvimento progrado de granada + cordierita + feldspato potássico ocorreu provavelmente a  $T > 750 - 800^\circ\text{C}$ , por reações de fusão parcial, tais como:

biotita + sillimanita + plagioclásio + quartzo = granada + Kfeldspato + líquido (6)

biotita + sillimanita + quartzo = granada + cordierita + Kfeldspato + líquido (7)

Finalmente, a raridade/ausência da associação ortopiroxênio + cordierita, cuja ocorrência não foi constatada, mas *inferida* de pseudomorfoses, sugere que a reação:

biotita + granada + quartzo = ortopiroxênio + cordierita + Kfeldspato + líquido (8)

não deve ter sido significativamente ultrapassada, o que implica em  $T \leq 850^\circ\text{C}$ . Estas reações, em conjunto com os dados geotermobarométricos, delimitam as condições T-P de pico metamórfico a  $820 \pm 30^\circ\text{C}$ ,  $6.5 \pm 0.5$  kbar (Fig. 1).

**Percurso P-T metamórfico** A memória do percurso P-T durante a evolução progressiva foi apagada pelas reações de fusão parcial a alta-T e re-equilíbrios subsequentes. Contudo, a associação biotita + sillimanita preservada no interior da granada sugere um percurso P-T direto, eventualmente envolvendo descompressão e aquecimento até às condições de pico metamórfico, como é característico dos orógenos que envolvem sobre-espessamento da crosta seguido de colapso orogênico. A ausência de rutilo, conjugada com a presença freqüente de ilmenita, limita a descompressão a  $< 1$  kbar (Fig. 1).

As características do percurso metamórfico retrogressivo podem ser analisadas sob a perspectiva do esquema petrogenético de Spear *et al.* (1999; Fig. 1). Reabsorção de granada, cristalização tardia de cordierita + feldspato potássico  $\pm$  biotita, intercrescimentos de cordierita + espinélio + sillimanita e os porfiroblastos de granada  $\pm$  cordierita em leucossomas, indicam que o processo retrogressivo foi condicionado predominantemente pelas reações (1) e (2), com envolvimento de intensa descompressão inicial ( $dP/dT >$  reação 7). A ausência de sillimanita retrogressiva (reações 6 e 7) e muscovita secundária sugerem que o resfriamento final se processou a  $P \leq 3$  kbar.

**TAXAS DE RESFRIAMENTO: TERMOCRONOLOGIA** A trajetória P-T seguida pelos gnaisses migmatíticos estudados (Fig. 1) reflete a interação entre o relaxamento térmico do segmento

crustal e a descompressão e resfriamento causados pelo subsequente transporte das rochas para a superfície. Termocronologia refere-se a história térmica do metamorfismo. Neste contexto, a determinação das taxas de resfriamento do terreno metamórfico em estudo é importante, na medida em que permite caracterizar os mecanismos responsáveis pela exumação. Em geral, quanto mais rápida a exumação, mais elevada a taxa de resfriamento.

Datações radiométricas para geocronologia absoluta, de minerais com diferentes temperaturas de fechamento (Dodson 1973), têm sido utilizadas extensivamente para inferir taxas de resfriamento em terrenos metamórficos (Heaman & Parrish 1991; McDougall & Harrison 1999). Contudo, as taxas de resfriamento podem também ser determinadas pela análise dos mecanismos de difusão em minerais metamórficos (Lasaga *et al.* 1977), referidas como “taxas de resfriamento petrológicas” (Spear & Parrish 1996). Neste estudo, a análise comparativa dos dois métodos é importante, não só para aferir a consistência interna das taxas de resfriamento determinadas em ambos, mas também porque a informação obtida se complementa.

**Taxas de resfriamento petrológicas** A teoria e métodos que utilizam os mecanismos de difusão para determinar taxas de resfriamento são descritos extensivamente na literatura especializada (Dodson 1973, Lasaga *et al.* 1977, Ehlers *et al.* 1994, Spear & Parrish 1996) não sendo, portanto, aqui discutidos.

O método adotado neste estudo é idêntico ao proposto por Spear & Parrish, (1996), que utiliza o modelamento da troca difusiva de Fe e Mg entre as inclusões de biotita e a granada hospedeira para inferir taxas de resfriamento das respectivas rochas metamórficas. Assume-se que a difusão induzida pelas variações composicionais na interface granada-biotita é dada pela alteração do coeficiente de distribuição  $K_D$  ( $\text{Mg/Fe}$ )<sup>gr-bio</sup> em resposta às variações da temperatura. Em cada caso, durante o resfriamento a granada enriquece-se em Fe/(Fe+Mg) enquanto que as inclusões de biotita se empobrecem, até que, a uma temperatura suficientemente baixa ( $T_c$  – temperatura de fechamento) o processo cessa. Considerando que o processo difusivo é limitado pela taxa de difusão na granada, dado por:

$$D_{\text{Fe-Mg}}^{\text{bio}} \gg D_{\text{Fe-Mg}}^{\text{gr}}$$

e que o balanço de massa determina, em cada momento, a igualdade dos fluxos difusivos entre granada e biotita, as variações de Fe/(Fe+Mg) serão função da dimensão das inclusões com alterações composicionais mais intensas nas inclusões menores de biotita. Assim, o valor de Fe/(Fe+Mg) em cada inclusão de biotita pode ser transformado na respectiva  $T_c$ , por confronto com a composição do núcleo da granada hospedeira, refletindo o fluxo difusivo total granada  $\rightarrow$  biotita, que é função da evolução termocronológica.

A figura 2 representa diagramaticamente as relações  $T_c - \log$  (diâmetro biotita) nas amostras estudadas. Apesar da dispersão considerável, é aparente uma correlação entre a dimensão da biotita e as temperaturas de fechamento. A comparação entre as estimativas de  $T_c$  nas inclusões de biotita e os resultados da simulação computacional baseados na difusão Fe – Mg na granada e biotita, também consta da figura 2.

No algoritmo computacional, as condições iniciais representam biotita e granada homogêneas à temperatura determinada para o pico metamórfico ( $T_0 \sim 800^\circ\text{C}$ ). Durante o resfriamento as composições na interface granada-biotita variam de acordo com

$$K_{D(\text{Mg/Fe})}^{\text{gr-bio}} = f[T(t)]$$

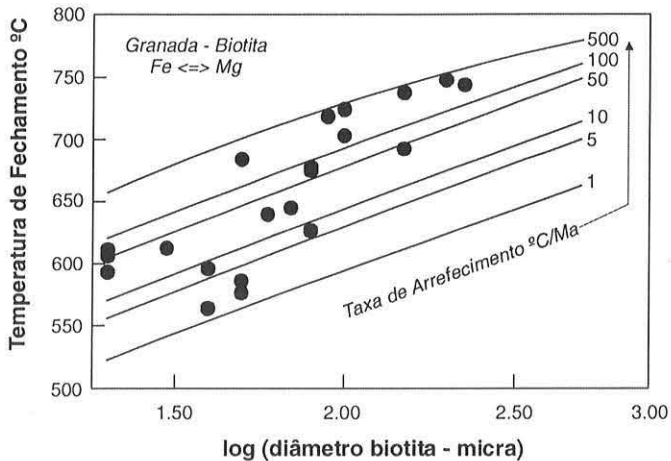


Figura 2 – Representação diagramática das relações entre a temperatura de fechamento, biotita (inclusão)-granada (Berman 1990), e a dimensão da biotita (log diâmetro - biotita). As linhas correspondem ao lugar geométrico dos pontos com igual taxa de resfriamento. Cálculos conforme com os modelos de difusão discutidos no texto.

em função da história térmica ( $T^{\circ}\text{C} = g(t \text{ Ma})$ ) simulada, e o modelo das diferenças finitas aproxima a solução da equação diferencial parcial

$$\frac{\partial C}{\partial T} = D_{Fe-Mg}^{gr} \times \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (10)$$

da difusão (granada - geometria esférica; biotita - cilíndrica), utilizando o coeficientes de inter-difusão Fe-Mg

$$D_{Fe-Mg}^{gr} = D_0 \times \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right)$$

calculados (Lasaga 1979) a partir dos dados experimentais de Chakraborty & Ganguly (1992).

A estimativa da taxa de resfriamento é obtida por comparação estatística com os modelos de difusão, por regressão linear dos dados geotermométricos

( $T_{c}^{gr-bio} = 367 + 158 \times \log [d_{\Theta_{bio}-\mu m}]^{\circ}\text{C}$ ;  $r^2 = 0.7$ ,  $2\sigma = \pm 34^{\circ}\text{C}$ ) e subsequente normalização a biotita = 100  $\mu\text{m}$ . O valor

$$T_{c(\Theta_{bio}=100\mu m)}^{gr-bio} = 683 \pm 34^{\circ}\text{C}$$

calculado corresponde a taxas de resfriamento ~ 20–300  $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , no intervalo 750  $^{\circ}\text{C}$ –550  $^{\circ}\text{C}$  (Fig. 2), implicando rápida exumação inicial do terreno metamórfico estudado.

**Taxas de resfriamento geocronológicas** Estudos geocronológicos prévios realizados em escala regional (Siga Jr *et al.* 1982), suportam evolução poli-orogênica, evidenciando núcleos de embasamento Transamazônico (~ 2 Ga) parcialmente reativados durante o Ciclo Brasileiro. Datações U/Pb em zircão indicam instalação crustal de magmas graníticos entre 625 e 490 Ma (Noce *et al.* 2000, Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa Soares *et al.* 2001, Silva *et al.* 2002, Medeiros *et al.* 2003), enquanto que as idades K/Ar obtidas nos gnaisses migmatíticos objeto deste estudo, sugerem que as rochas metamórficas teriam ascendido através das isotérmicas 550  $^{\circ}\text{C}$ –300  $^{\circ}\text{C}$  há 500–450 Ma (Siga Jr *et al.* 1982).

Nesta seção apresentam-se resultados preliminares da investigação geocronológica sistemática na Faixa de Dobramentos Araçuá. A análise incidiu sobre 10 amostras (Tabelas 1 e 2), incluindo leucossomas granadíferos (UT-33cl, UT-33e, CO-9, CO-110; feldspato potássico + plagioclásio + biotita + granada + quartzo) e restitos granulíticos (UT-32, UT-32a, UT-32b, UT-32c, CO-57, PINH: granada + cordierita + feldspato potássico + plagioclásio + sillimanita + biotita + quartzo). Foram obtidas 9 novos dados isotópicos Sm/Nd, Rb/Sr e Ar/Ar em granada, plagioclásio, biotita, feldspato potássico, e rocha total (Figs. 3, 4 e 5)

A Tabela 3 e a figura 7 sintetizam os dados geocronológicos obtidos, com indicação também das temperaturas de fechamento características (Mezger *et al.* 1992, Heaman & Parrish 1991, Lovera *et al.* 1997, MacDougall & Harrison 1999) dos sistemas analisados. Em vista da temperatura máxima ( $T_{\text{max}} = 820 \pm 30^{\circ}\text{C}$ ) experimentada pelas rochas regionais, a datação Rb/Sr – rocha total (530  $\pm 27$  Ma; Tabela 1, Fig. 5), obtida em diferenciados migmatíticos da Pedreira Mascarenhas (Baixo-Guandu) é interpretada como devida à reorganização mineralógica provocada pelo metamorfismo, implicando na homogeneização isotópica do Sr nos sistemas de rocha total, na escala mesoscópica de afloramento. Pelo contrário, as isócronas internas Rb/Sr, Sm/Nd e as datações Ar/Ar devem refletir idades de resfriamento subsequente, correspondendo ao tempo em que as rochas resfriaram abaixo das respectivas temperaturas de fechamento (Tabela 2). Em conformidade, as médias ponderadas das idades obtidas em granada, plagioclásio e biotita são  $475 \pm 6$  Ma,  $473 \pm 8$  Ma e  $470 \pm 2$  Ma, respectivamente. As amostras de feldspato potássico produziram datações mais jovens e um espectro de idades mais largo, (440–419 Ma; Tabela 2), refletindo as complexidades da difusão de Ar na estrutura deste mineral (Lovera *et al.* 1997, MacDougall & Harrison 1999).

Considerando que existem diferenças apreciáveis entre as temperaturas de fechamento dos equilíbrios isotópicos  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – granada,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – plagioclásio e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  – biotita (Tabela 3), é notável que as idades obtidas nesses minerais sejam tão semelhantes. Pelos valores das idades aparentes encontradas, é necessário reconhecer que o tempo decorrido entre o fechamento do sistema Sm/Nd na granada e o isolamento de Ar na biotita deve ter sido necessariamente pequeno. Embora os dados geocronológicos careçam da necessária precisão, se for assumida uma diferença temporal da ordem de 5 Ma entre as idades aparentes Sm/Nd da granada e Ar/Ar da biotita, isto seria consistente com uma taxa de resfriamento linear ~ 60  $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , de ~ 600  $^{\circ}\text{C}$  a ~ 300  $^{\circ}\text{C}$  (Fig. 7). A  $T < 300^{\circ}\text{C}$ , as datações Ar/Ar em feldspato potássico sugerem declínio significativo nas taxas de resfriamento (Fig. 7). Em contraste, a  $T > 600^{\circ}\text{C}$ , os dados geocronológicos não subsidiam a história térmica do terreno metamórfico. Contudo, as taxas de resfriamento petrológico, calculadas em condições mais próximas do pico metamórfico (550  $^{\circ}\text{C} \leq T \leq 750^{\circ}\text{C}$ ; fig. 2), complementam a informação geocronológica de alta temperatura. Os resultados obtidos via modelamento difusivo, granada-biotita, variam de ~ 20 a 300  $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , consistentes com os dados geocronológicos. Em particular, o elevado ajuste da regressão linear

$$T_{c}^{gr-bio} = f[\log (\Theta_{bio})]$$

(Fig. 2), indica (Tassinari *et al.* 2004) que as rochas metamórficas resfriaram mais rapidamente ( $> 60^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ ) durante os primeiros 100–150  $^{\circ}\text{C}$  (750  $^{\circ}\text{C} \rightarrow 650$ –600  $^{\circ}\text{C}$ ), como ilustra a figura 7. De acordo com estes dados, o regime termocronológico de alta temperatura sugere, por extrapolação dos resultados geocronológicos a partir de 600  $^{\circ}\text{C}$  /  $475 \pm 6$  Ma, usando taxas de resfriamento 60–300  $^{\circ}\text{C}/$

Tabela 1 - Dados analíticos Rb-Sr e Sm-Nd. Análises efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, cujos procedimentos constam de Kawashita (1972, modificado) e Sato et. al. (1995).

Amostra	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$
CO-9	r.total	8.038	32.617	0.1490	0.0005	0.512106	0.000012
CO-9	gr	5.179	3.212	0.9751	0.0042	0.514664	0.000018
CO-110	r.total	12.635	72.063	0.1060	0.0004	0.512009	0.000013
CO-110	gr	10.378	4.370	1.4362	0.0056	0.516166	0.000015
		Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$
UT-32	r.total	125.6	381.3	0.955	0.017	0.719099	0.000124
UT-32a	r.total	83.7	350.3	0.692	0.004	0.717137	0.000028
UT-32b	r.total	154.9	329.1	1.365	0.010	0.722158	0.000068
UT-32c	r.total	85.9	341.2	0.730	0.010	0.717639	0.000075
UT-33cl	r.total	136.1	302.9	1.302	0.018	0.721910	0.000087
UT-33e	r.total	157.3	341.8	1.333	0.009	0.722071	0.000117
PINH	r.total	168.9	140.5	3.493	0.046	0.746049	0.000022
PINH	plag	64.8	202.2	0.929	0.005	0.728760	0.000058

Tabela 3 - Síntese dos dados geocronológicos associados às respectivas temperaturas de fechamento.

Amostra	Método	Análise	Idade Ma	$2\sigma$	Tc °C
MASC	Rb/Sr	r.total	530	27	750 - 800
CO-9	Sm/Nd	gr - r.total	473	6	600
CO-110	Sm/Nd	gr - r.total	477	6	600
PINH	Rb/Sr	plag-r.total	473	8	500
CO-57	Ar/Ar	biotita	471	3	300
CO-110	Ar/Ar	biotita	470	1	300
CO-9	Ar/Ar	FK	420	3	200
CO-57	Ar/Ar	FK	419	5	200

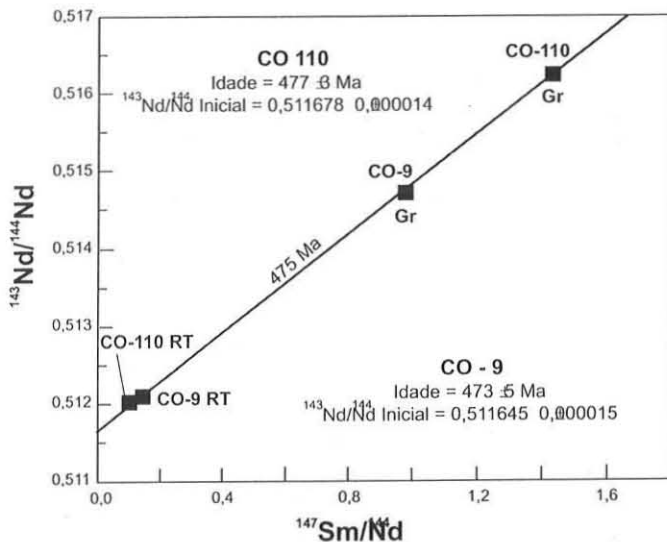


Figura 3 - Diagrama isocrônico Sm-Nd para o par granada-rocha total das amostras CO-9 e CO-110. Idade calculada com o programa ISOPLLOT (Ludwig 1999).

Ma, que as rochas analisadas permaneceram sob condições de alto grau metamórfico ( $T \sim 750^\circ\text{C}$ ) até 478–476 ( $\pm 6$ ) Ma (Fig. 7).

A integração dos resultados termocronológicos ilustrada na figura 7, mostra que a história térmica das rochas metamórficas na Faixa de Dobramentos Araçuaí é caracterizada por resfriamento

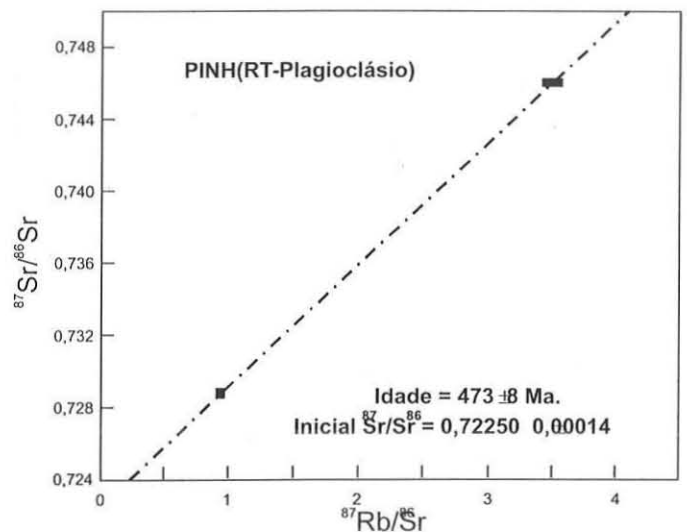


Figura 4 - Diagrama isocrônico Rb-Sr para o par plagioclásio-rocha total da amostra PINH. Idade calculada com o programa ISOPLLOT (Ludwig 1999).

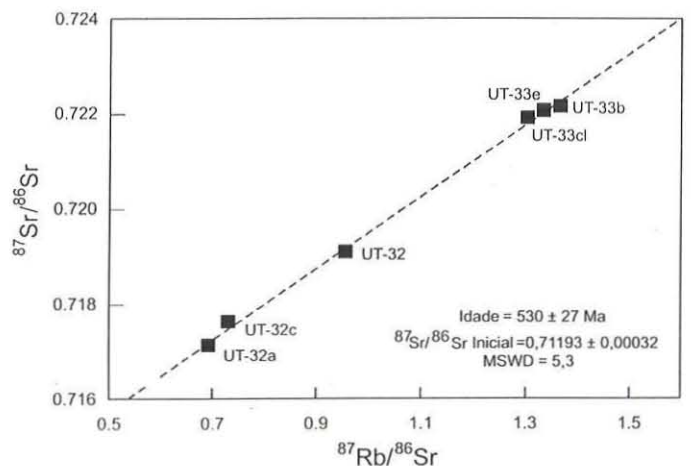
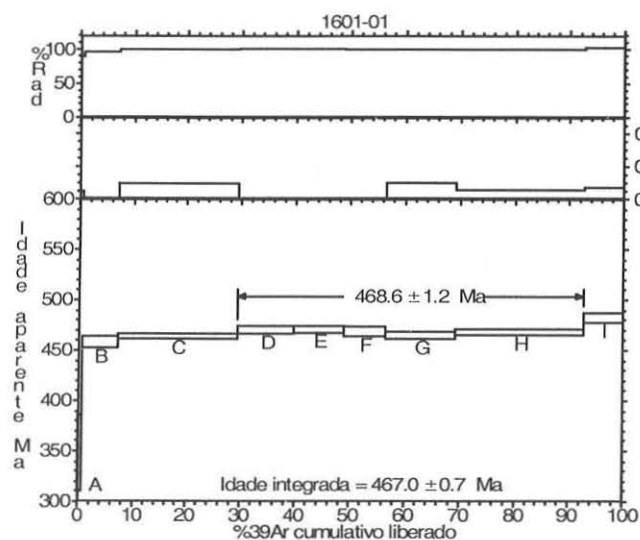


Figura 5 - Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total para as amostras UT-32 e UT-33, da Pedreira Mascarenhas (Baixo Guandú). Idade calculada com o programa ISOPLLOT (Ludwig 1999).

CO-57 / Biotita



CO-110 / Biotita

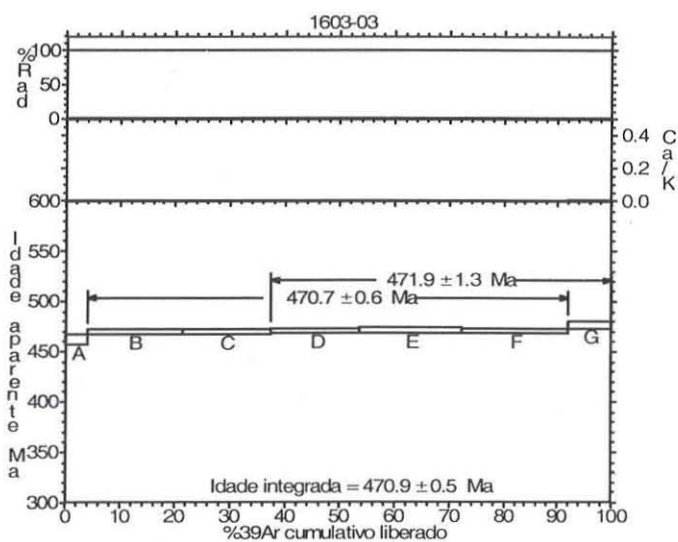
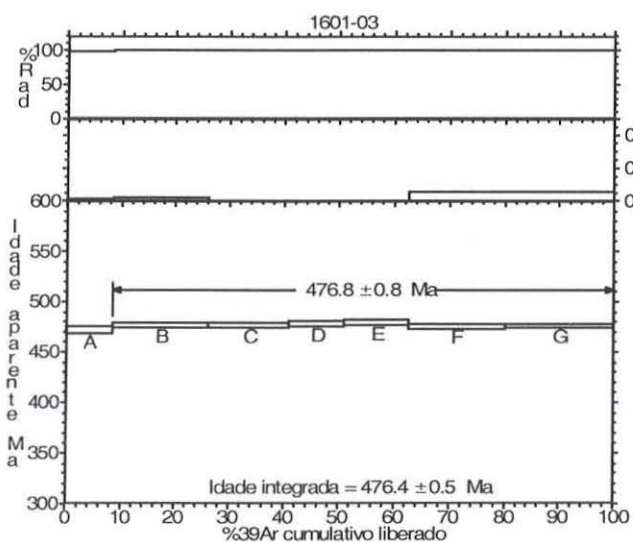
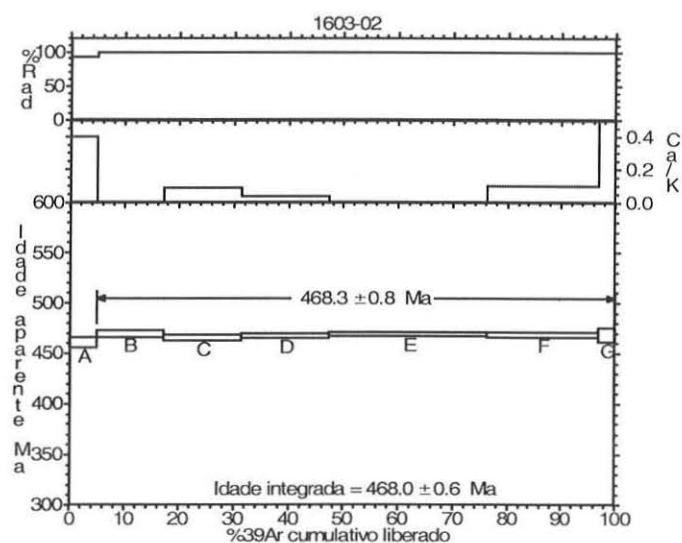
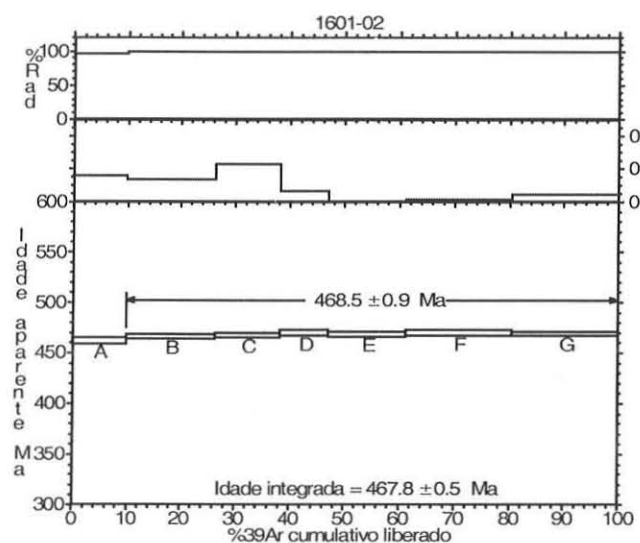
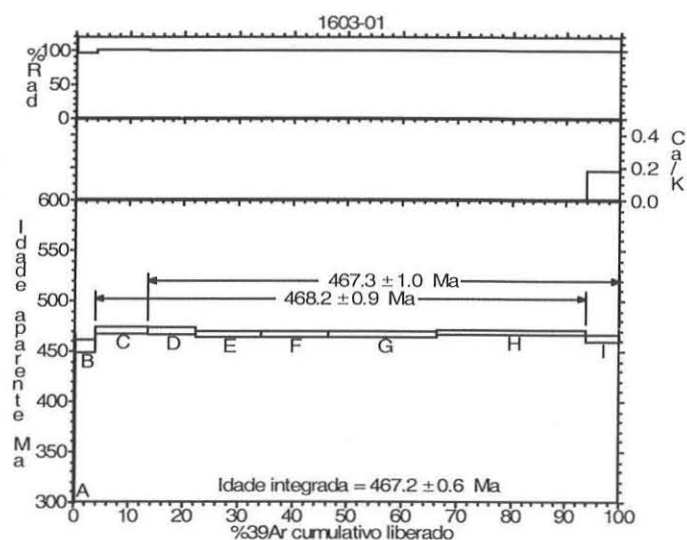
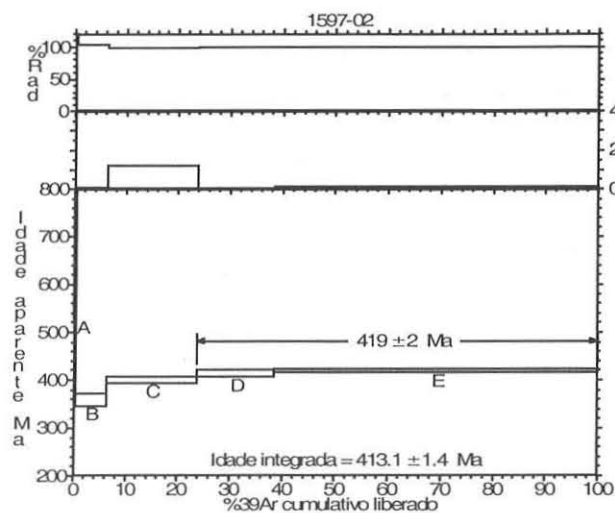


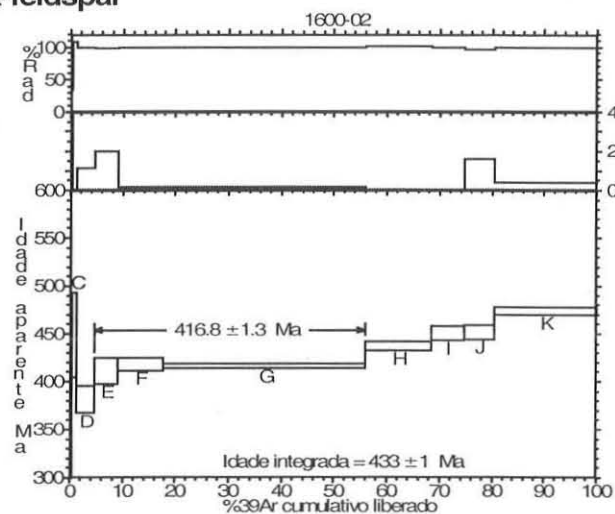
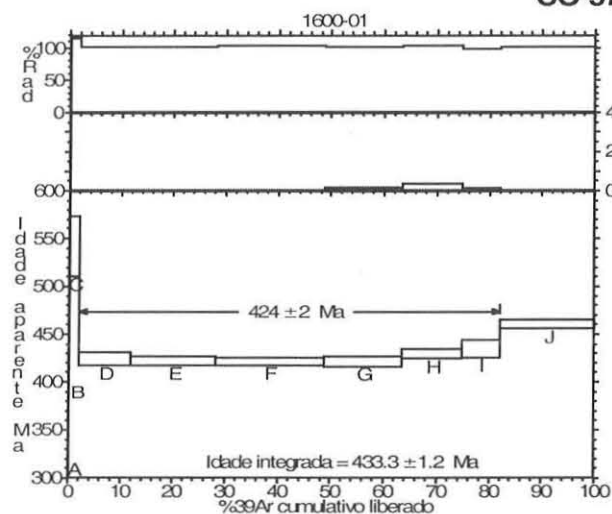
Figura 6 A - Diagramas de espectro de aquecimento por etapas  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , mostrando idades Plateau Ar-Ar em biotita das amostras CO-57, CO-110.

### CO-9 / K-feldspar



1597-03 - Fusão total  
Idade:  $419.08 \pm 1.15$  Ma

### CO-57 / K-feldspar



### CO-110 / K-feldspar

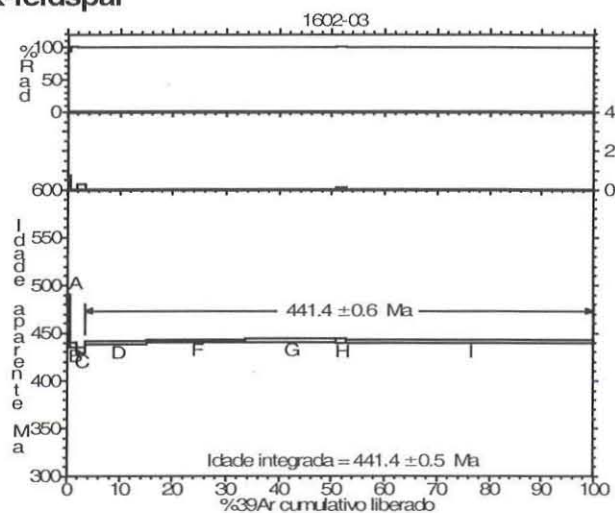
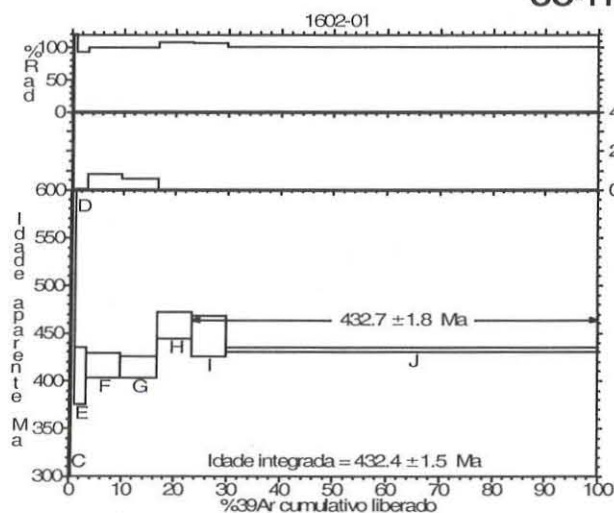


Figura 6 B - Diagramas de espectro de aquecimento por etapas  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , mostrando idades Plateau Ar-Ar em feldspato potássico das amostras CO-9, CO-57 e CO-110.

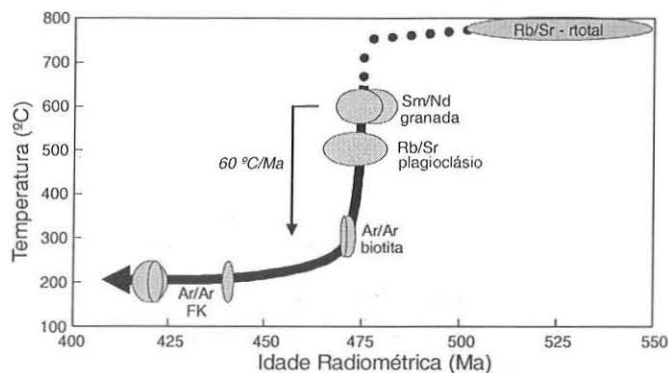


Figura 7 – Temperatura – tempo: história térmica dos gnaisses migmatíticos (vide texto).

marcadamente descontínuo. Após atingir o pico térmico (~ 530 Ma), durante longo tempo (~ 530 → ~ 480 Ma), o terreno metamórfico teria arrefecido muito lentamente, sucedendo-se um curto período ( $\leq 10$  Ma) de resfriamento (~ 750 → ~ 300 °C) mais rápido ( $\geq 60$  °C/Ma), provavelmente refletindo a maior eficiência dos esforços tectônicos durante a exumação. Forte desaceleração nas taxas de resfriamento a  $T < 300$  °C (~ 2 °C/Ma) marca nova descontinuidade na evolução termocronológica, indicando que a dominância do regime térmico advectivo, de origem tectônica, teria cessado há ~ 470 Ma.

**DISCUSSÃO E CONCLUSÕES** As condições máximas de P-T metamórfico a que estiveram submetidos os gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuai, na área de estudo, são definidas pelos dados geotermobarométricos obtidos neste estudo, a  $6.5 \pm 0.5$  kbar,  $820 \pm 30$  °C. A abundância de leucossomas e texturas de reação indicam que eventos de fusão parcial, desidratante teriam atuado nestas rochas. Em conjunto com o padrão de zoneamento composicional, as observações petrográficas sugerem que a cristalização tardia de cordierita + feldspato potássico + biotita, e a intensa reabsorção de granada, teriam sido induzidas por reações retrogressivas sob alta-temperatura, refletindo a solidificação in situ dos líquidos silicatados não segregados. A análise textural indica que as condições de pico metamórfico e fusão parcial teriam evoluído desde síncronos a tardios em relação à deformação responsável pelo desenvolvimento da foliação metamórfica.

As condições de máximo térmico, inferido da geotermometria (820 °C), foram elevadas relativamente à profundidade (20 – 25 km), implicando incremento do gradiente geotérmico em relação à geotérmica continental típica das regiões estáveis. O incremento da produção interna de calor e o relaxamento térmico resultantes de eventual sobre-espessamento tectônico, associado ao metamorfismo, são claramente inadequados para explicar as temperaturas observadas, sendo necessário recorrer a fontes de calor suplementares. De fato, o longo período de incubação sob alta temperatura, inferido da análise termocronológica, requer manutenção de alto fluxo termal numa região crustal relativamente estável, sendo implícito que o orógeno foi significativamente adelgado durante o tempo decorrido (~ 40 - 70 Ma) entre o evento colisional (sobre-espessamento crustal) e a aquisição da estrutura térmica inerente ao pico metamórfico regional. Os corpos plutônicos da região poderiam constituir, localmente, fonte de calor apropriada. Contudo, o metamorfismo tem distribuição regional, não se justificando atribuir a fonte de calor a nenhuma intrusão

em particular. Neste contexto, é significativo que os padrões geocronológico e geoquímico dos granitóides regionais indiquem incremento progressivo de componente mantélico nesses magmas durante o período 535 – 490 Ma (Ludka *et al.* 1998, Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Martins *et al.* 2004), correspondendo aos estádios magmáticos pós-colisionais da evolução Brasileira. Os resultados termocronológicos obtidos neste estudo sugerem que as rochas, da Faixa Araçuai foram submetidas a condições de alto grau metamórfico entre ~ 530 Ma e ~ 480 Ma. Portanto, é possível que atividade magmática mantélica possa ter contribuído para a estrutura térmica observada. Delaminação litosférica e conseqüente ascensão do manto astenosférico, com acreção magmática na base da crosta (Kay & Kay 1993), são características do re-equilíbrio gravitacional nos estádios pós-colisionais em muitos orógenos. Este mesmo processo poderia ter sido responsável pelo incremento do fluxo calorífico durante o metamorfismo regional na Faixa Araçuai, induzindo fusão parcial e elevação da geotérmica continental, como requerem os dados geotermobarométricos.

O modelamento da troca Fe-Mg difusiva entre inclusões de biotita e granada hospedeira sugere taxas de resfriamento (750 °C → 550 °C) de ~ 300 - 20 °C/Ma, enquanto que os resultados geocronológicos indicam taxas de resfriamento (600 °C → 300 °C) de ~ 60 °C/Ma. O conjunto de dados obtidos por ambos os métodos é consistente com resfriamento rápido a partir de ~ 480 Ma ( $< 10$  Ma a  $\geq 60$  °C/Ma), a que se seguiu declínio acentuado das taxas de resfriamento entre ~ 470 - 420 Ma (~ 2 °C/Ma). O período de resfriamento rápido corresponde, provavelmente, aos estádios iniciais de reajustamento termo-mecânico durante a evolução tardi-tectônica do orógeno. Reativação das estruturas ao longo de zonas de cisalhamento é consistente com a rápida exumação dos gnaisses migmatíticos e sua justaposição às unidades cratonizadas, mais frias, refletindo o processo de colapso orogênico (Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa Soares *et al.* 2001, Whittington *et al.* 2001). Finalmente, à medida que cessaram os esforços tectônicos tangenciais, a dissipação da instabilidade termo-gravitacional foi condicionada por transferência de calor conductiva e compensação isostática, como indica o declínio observado nas taxas de resfriamento.

Excedendo a problemática regional, a Faixa de Dobramentos Ribeira/Araçuai é paradigmática na discussão dos conceitos da evolução secular do regime térmico de cadeias orogênicas e evidenciando a complexidade do problema. Dunlap (2000) sugere a existência de uma correlação inversa entre as idades de eventos orogênicos e as respectivas taxas de resfriamento. A ideia é simples baseia-se na premissa de que nas cadeias antigas ( $\pm$  compensadas isostaticamente) as unidades metamórficas profundas permaneceriam mais tempo sob condições P-T suficientemente próximas das temperaturas de fechamento isotópico, induzindo idades progressivamente mais recentes e, por isso, sugerindo taxas de resfriamento mais lentas. Contudo, investigações termocronológicas realizadas em vários segmentos da Faixa de Dobramentos Ribeira, com emprego dos mesmos métodos analíticos mostram um padrão bem mais complexo. No segmento São Sebastião-Bertioga, Dias Neto *et al.* (2000) demonstram que os gnaisses migmatíticos do Complexo Costeiro no Estado de São Paulo, atingiram condições de pico metamórfico na fácies granulito: (750 °C, 5-6 kbar) há  $571 \pm 10$  Ma (U/Pb-zircão), tendo posteriormente evoluído com uma taxa de resfriamento de ~ 3 °C/Ma, até ~ 400 °C há  $471 \pm 8$  Ma (Rb/Sr: plag-bio).

No presente estudo sobre o segmento setentrional da Faixa

de Dobramentos Ribeira (Faixa Araçuaí), evidenciam-se taxas de resfriamento que são claramente superiores ( $\geq 60^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ), em rochas submetidas ao mesmo tipo de metamorfismo. Neste contexto, é particularmente significativo que a história térmica de baixa temperatura ( $< 400^\circ\text{C}$ ) no Complexo Costeiro (Dias Neto, comunicação pessoal, 2002) indique aceleração da exumação no intervalo 480 - 470 Ma, coincidindo com o climax tectonometamórfico a norte, o que é difícil de conciliar com a generalização das bases conceituais da hipótese Dunlap (2000). São, obviamente, necessários estudos complementares detalhados em diferentes orógenos, com um espectro de idades apropriado, para caracterizar eventuais variações seculares no regime termotectônico.

**Agradecimentos** Publicação elaborada durante a licença sabática de JMunhá no Instituto de Geociências da USP com suporte da FAPESP (Processo 03/00027-4). É uma contribuição dos projetos de investigação PETROLOG (FCT-Portugal; POCTI/FEDER), *Termocronologia em Modelação Tectonometamórfica* (Cooperação Científica Internacional Brasil/Portugal- CAPES/ICCTI 042/99) e Zona Orogênica Brasileira no sudeste do Brasil: Idades e Evolução Geodinâmica (Processo FAPESP 03-00500-0) e ao Projeto (PRONEX nº 41.96.0899.00) Geologia isotópica Aplicada na América do Sul. Os autores agradecem aos técnicos do CPGeo-IGC USP, em especial ao Artur Onoe pelo suporte analítico e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

## Referências

- Berman R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . *J. Petrology*, **29**:445-522.
- Berman R.G. 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *Am. Mineral.*, **75**:328-344.
- Berman R.G. 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Can. Mineral.*, **29**:833-855.
- Berman R.G. & Aranovich I.Y. 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system  $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, **126**:1-24.
- Chakraborty S. & Ganguly J. 1992. Cation diffusion in aluminosilicate garnets – experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**:74-86.
- Dias Neto C.M., Munhá J., Palácios T., Tassinari C.C.G., Ribeiro A. 2000. Tectonothermal evolution of the Costeiro Complex (São Sebastião – Bertioga; SE Brazil). i: petrological and geochronological constraints. In: IUGS. 31<sup>st</sup> Intern. Geol. Congress (Rio-2000), *CDROM abstracts*.
- Dodson M.H. 1973. Closure temperature in cooling geological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**:259-274.
- Dunlap W.J. 2000. Nature's diffusion experiment: the cooling-rate cooling-age correlation. *Geology*, **28**:139-142.
- Ehlers K., Powell R., Stüwe K. 1994. The determination of cooling rate histories from garnet-biotite equilibrium. *Am. Min.*, **79**:737-744.
- Ferry J.M. & Spear F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**:113-117.
- Heaman L. & Parrish R.R. 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. In: *Applications of Radiogenic Isotope Systems in Problems in Geology*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 19, 59-102.
- Kawashita K. 1972. *O método Rb-Sr em rochas sedimentares, aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas*. Tese de Doutorado, IG-USP, 111 p.
- Lasaga A.G. 1979. Multicomponent exchange and diffusion in silicates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**:455-469.
- Lasaga A.G., Richardson S.M., Holland H.D. 1977. The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In: S.K. Saxena & S. Bhattacharji (eds.) *Energetics of Geological Processes* (Springer), 354-387.
- Lovera O.M., Grove M., Harrison T.M., Mahon K. I. 1997. Systematic analysis of K feldspar  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  step heating results: I. significance of activation energy determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**:3171-3192.
- Ludwig K. 1999. Isoplot/Ex. Berkeley Geochronological Center. *Special Publication 1*.
- McDougall I. & Harrison T.M. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  method*. Oxford Univ. Press. London, 287 pp.
- Pedrosa Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds) – *Tectonic Evolution of South America* (31<sup>st</sup> International Geological Congress), 265-285.
- Pedrosa Soares A.C., Noce, C.M., Wiedemann-Leonardos C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí – West Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.*, **110** (1-4): 307-323.
- Robinson P. 1991. The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. *Am. Mineral.*, **76**:1781-1810.
- Sato K., Tassinari C. C.G., Kawashita K., Petronilho L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações. *Anais Acad. Bras. de Ciências*, **67**(3): 313-336.
- Siga Jr O., Teixeira W., Cordani U.G., Kawashita K., Delhal J. 1982. O padrão geocronológico das rochas de alto grau na parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. In: Congresso Latino Americano de Geologia, 5<sup>o</sup>, (Argentina), Actas, 349-369.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T. 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**:17-32.
- Spear F.S. & Parrish R.R. 1996. Petrology and cooling rates of the

Valhalla Complex, British Columbia, Canada. *J. Petrology*, 37:733-765.

Thompson A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks during anatexis. *Am. J. Sci.*, 282:1567-1595.

Manuscrito A-1510  
Recebido em  
Revisão dos autores em  
Revisão aceita em

Tabela 2 - Dados analíticos Ar-Ar. Análises efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, cujos procedimentos de análises constam de Vasconcelos et. al. (2002).

Amostra	Material	Nº Lab	Laser (W)	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	%Rad	Ar40 (mols)	Idade (Ma)	± (1s) (Ma)
CO-110	biotita	1603-01A	0,3	30,7574	-0,0640	0,0000	-0,0243	37,9243	123,3	2,06E-16	360,89	53,18
		1603-01B	0,6	51,0145	0,0178	0,0000	0,0062	49,1733	96,4	8,17E-15	455,39	3,08
		1603-01C	0,9	50,6572	0,0128	0,0000	-0,0014	51,0798	100,8	2,08E-14	470,92	1,68
		1603-01D	1,2	51,0303	0,0147	0,0000	0,0002	50,9568	99,9	1,97E-14	469,92	1,79
		1603-01E	1,6	50,6022	0,0146	0,0000	0,0001	50,5732	99,9	2,60E-14	466,81	1,60
		1603-01F	2,0	50,7155	0,0145	0,0000	0,0004	50,6066	99,8	2,68E-14	467,08	1,43
		1603-01G	2,6	50,7777	0,0154	0,0000	0,0005	50,6159	99,7	4,38E-14	467,15	1,37
		1603-01H	3,8	50,8059	0,0150	0,0000	0,0002	50,7507	99,9	6,02E-14	468,25	1,29
		1603-01I	5,2	50,1685	0,0151	0,0911	0,0003	50,0916	99,8	1,36E-14	462,89	1,99
		1603-02A	0,6	53,3951	0,0171	0,2054	0,0120	49,8631	93,4	1,26E-14	461,02	2,82
	1603-02B	1,0	51,5237	0,0147	0,0000	0,0019	50,9543	98,9	2,95E-14	469,90	1,68	
	1603-02C	1,6	50,8201	0,0151	0,0434	0,0012	50,4685	99,3	3,42E-14	465,96	1,37	
	1603-02D	2,2	50,9076	0,0147	0,0197	0,0007	50,6936	99,6	3,83E-14	467,79	1,24	
	1603-02E	2,9	50,9431	0,0143	0,0000	0,0002	50,8734	99,9	6,97E-14	469,25	0,95	
	1603-02F	3,6	50,8897	0,0146	0,0506	0,0005	50,7558	99,7	4,95E-14	468,29	1,11	
	1603-02G	5,2	50,7583	0,0130	0,3176	0,0001	50,7500	100,0	7,47E-15	468,25	3,56	
	1603-03A	0,6	50,7233	0,0158	0,0000	0,0024	50,0001	98,6	1,06E-14	462,14	2,45	
	1603-03B	1,0	51,0169	0,0142	0,0000	0,0002	50,9562	99,9	4,61E-14	469,92	1,11	
	1603-03C	1,6	51,1767	0,0152	0,0000	0,0006	50,9950	99,6	4,23E-14	470,24	1,16	
	1603-03D	2,2	50,9930	0,0145	0,0000	-0,0003	51,0913	100,2	4,30E-14	471,02	1,18	
	1603-03E	2,8	51,1708	0,0145	0,0000	0,0000	51,1799	100,0	4,93E-14	471,74	1,30	
	1603-03F	3,6	51,0912	0,0146	0,0000	0,0001	51,0708	100,0	5,24E-14	470,85	1,16	
	1603-03G	5,2	52,0405	0,0152	0,0054	0,0009	51,7754	99,5	2,13E-14	476,56	1,73	
	Idade média ponderada (2s):											469,2
CO-9	feldspato	1597-01A	0,4	1121,9160	-0,4632	0,0000	0,4915	976,6198	87,0	5,34E-16	-	-
		1597-01B	0,7	5895,3960	-5,8327	0,0000	-0,9000	6160,7230	104,5	7,78E-16	-	-
		1597-01C	1,1	113,4421	-0,2158	0,0000	-0,1535	158,7675	140,0	2,82E-16	1183,50	131,20
		1597-01D	1,5	54,2559	-0,0251	0,0000	0,0756	31,9085	58,8	3,04E-16	308,24	68,47
		1597-01E	2,0	53,5123	-0,0003	0,0000	0,0712	32,4714	60,7	2,76E-16	313,23	68,30
		1597-01F	2,6	52,3888	-0,1478	0,0000	-0,0974	81,1658	154,9	2,90E-16	699,89	56,86
		1597-01G	3,3	46,3848	-0,0270	1,6303	0,0147	42,2206	90,9	3,06E-16	397,57	46,83
		1597-01H	4,1	47,6679	-0,0550	0,0000	-0,0609	65,6648	137,8	3,04E-16	585,55	47,72
		1597-01I	4,8	61,9551	-0,1695	0,0000	-0,1789	114,7921	185,3	2,24E-16	925,50	74,29
		1597-01J	5,2	48,3458	0,0167	0,9780	0,0167	43,5088	89,9	1,58E-15	408,42	10,83
	1597-02A	1,1	47,7440	-0,0620	0,0000	-0,0953	75,9087	159,0	1,83E-16	661,92	66,99	
	1597-02B	2,0	36,7863	0,0034	0,0153	-0,0031	37,7084	102,5	1,68E-15	359,02	6,07	
	1597-02C	3,5	43,3893	0,0139	0,6183	0,0035	42,4300	97,8	5,75E-15	399,33	3,34	
	1597-02D	5,0	44,5533	0,0103	0,0000	0,0010	44,2659	99,4	5,04E-15	414,77	3,61	
	1597-02E	5,2	44,7970	0,0112	0,0677	-0,0001	44,8467	100,1	2,12E-14	419,62	1,63	
	1597-03	5,2	44,8639	0,0117	0,0029	0,0003	44,7820	99,8	2,63E-14	419,08	1,15	
	Idade média ponderada (2s):											419

Tabela 3 - (Continuação).

Amostra	Material	Nº Lab	Laser (W)	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	%Rad	Ar40 (mols)	Idade (Ma)	± (1s) (Ma)		
CO-57	feldspato	1600-01A	0,4	78,2974	-0,1674	10,5849	0,3433	-22,4988	-	-	-	-		
		1600-01B	0,7	40,0156	-0,1527	0,0000	-0,1226	76,2217	190,5	8,74E-17	664,20	133,29		
		1600-01C	1,1	52,3565	-0,0078	0,0000	-0,0260	60,0383	114,7	1,20E-15	542,19	15,67		
		1600-01D	1,5	45,0893	0,0128	0,0000	-0,0010	45,3945	100,7	5,89E-15	424,19	3,36		
		1600-01E	2,0	44,7989	0,0099	0,0117	-0,0013	45,1938	100,9	9,57E-15	422,52	2,28		
		1600-01F	2,6	43,9904	0,0093	0,0043	-0,0038	45,1128	102,6	1,18E-14	421,84	2,01		
		1600-01G	3,3	44,8647	0,0107	0,0866	-0,0006	45,0576	100,4	8,59E-15	421,38	2,54		
		1600-01H	4,1	45,0635	0,0082	0,1707	-0,0033	46,0614	102,2	6,84E-15	429,74	2,84		
		1600-01I	4,8	47,7808	0,0159	0,0531	0,0038	46,6690	97,7	4,20E-15	434,77	4,62		
		1600-01J	5,2	48,9931	0,0094	0,0009	-0,0028	49,8143	101,7	1,15E-14	460,63	2,43		
		1600-02A	1,0	32,4715	0,2296	7,7777	0,1723	-17,8943	-	-	-	-		
		1600-02B	1,6	45,7958	0,1711	5,9254	0,1028	15,9713	34,7	1,18E-16	160,86	132,36		
		1600-02C	2,2	44,5511	-0,0051	0,0000	-0,0127	48,3129	108,4	6,34E-16	448,33	22,06		
		1600-02D	2,8	40,3167	0,0052	0,5859	0,0002	40,3221	100,0	2,20E-15	381,45	7,00		
		1600-02E	3,5	45,0508	0,0143	1,0078	0,0044	43,8578	97,3	3,16E-15	411,35	6,79		
		1600-02F	4,8	44,5742	0,0104	0,0943	-0,0002	44,6461	100,2	6,21E-15	417,95	3,06		
		1600-02G	5,2	44,7200	0,0124	0,0785	0,0007	44,5082	99,5	2,74E-14	416,80	1,18		
		1600-02H	2,5	46,6256	0,0124	0,0062	-0,0013	46,9996	100,8	9,28E-15	437,51	2,40		
		1600-02I	3,0	48,6268	0,0125	0,0000	0,0001	48,5855	99,9	4,75E-15	450,57	3,99		
		1600-02J	3,8	50,3931	0,0192	0,8069	0,0058	48,7703	96,7	4,80E-15	452,09	3,89		
		1600-02K	6,0	52,1176	0,0135	0,1914	0,0025	51,4019	98,6	1,63E-14	473,53	2,02		
				1600-03A	1,0	46,9228	-0,0151	0,0000	-0,0114	50,2940	107,2	7,77E-16	464,54	17,55
				1600-03B	1,6	42,7236	0,0143	0,3182	0,0031	41,8411	97,9	6,45E-15	394,36	2,97
				1600-03C	2,2	42,6265	0,0132	0,1121	0,0001	42,6050	99,9	8,70E-15	400,81	2,23
				1600-03D	2,7	42,4352	0,0107	0,0000	-0,0023	43,1077	101,6	5,87E-15	405,05	3,39
				1600-03E	3,3	43,5973	0,0184	0,6098	0,0033	42,6896	97,9	3,81E-15	401,52	5,06
				1600-03F	4,8	43,7744	0,0148	0,3486	0,0007	43,5926	99,6	3,25E-15	409,12	5,38
				1600-03G	5,2	49,0469	0,0149	0,1912	0,0028	48,2389	98,3	5,36E-15	447,72	3,70
				1600-03H	4,0	52,5434	0,0111	0,3881	-0,0007	52,7992	100,5	8,56E-15	484,82	2,72
				1600-03I	6,0	50,2424	0,0119	0,0000	0,0000	50,2521	100,0	3,12E-13	464,19	0,90
Idade média ponderada (2s):											419	3		
CO-110	feldspato			1602-01A	0,4	62,7333	-0,4577	5,0073	0,1956	5,2831	8,4	4,40E-17	54,81	672,61
				1602-01B	0,7	66,4486	0,1445	10,2292	0,1213	31,6502	47,3	1,21E-16	305,95	227,14
				1602-01C	1,1	51,0349	0,1293	12,7428	0,2050	-8,5915	-	-	-	-
				1602-01D	1,5	62,5302	-0,0706	0,0000	-0,0713	83,5967	133,7	3,86E-16	717,18	48,90
				1602-01E	2,0	46,9323	0,0203	0,0246	0,0128	43,1640	92,0	1,15E-15	405,52	14,79
		1602-01F	2,6	44,8675	0,0095	0,3998	0,0015	44,4612	99,1	3,22E-15	416,40	6,43		
		1602-01G	3,2	44,8126	0,0102	0,3019	0,0019	44,2776	98,8	3,62E-15	414,87	5,60		
		1602-01H	4,0	45,7690	-0,0015	0,0000	-0,0127	49,5231	108,2	3,33E-15	458,25	6,79		
		1602-01I	4,8	45,1257	0,0033	0,0000	-0,0102	48,1329	106,7	3,36E-15	446,85	10,64		
		1602-01J	5,2	46,1418	0,0103	0,0000	-0,0009	46,3952	100,6	3,64E-14	432,50	1,11		
		1602-02A	2,5	98,7876	0,0441	0,0000	0,1670	49,4265	50,0	2,46E-15	457,46	25,77		
		1602-02B	3,8	46,6482	0,0179	0,0995	0,0051	45,1400	96,8	1,22E-15	422,07	12,46		
		1602-02C	4,8	49,1274	-0,0116	0,0000	-0,0194	54,8511	111,7	6,98E-16	501,27	21,06		
CO-110	feldspato	1602-02D	5,1	46,2698	0,0594	3,6740	0,0488	32,2259	69,5	3,68E-16	311,06	40,40		
		1602-02E	5,2	46,6360	0,0092	0,0000	-0,0041	47,8374	102,6	1,49E-15	444,42	8,88		
		1602-03A	2,0	56,0838	0,0162	0,3930	0,0112	52,8193	94,2	9,78E-15	484,98	3,02		
		1602-03B	3,2	46,7454	0,0109	0,0000	-0,0009	47,0124	100,6	2,05E-14	437,61	1,39		
		1602-03C	4,8	46,3021	0,0120	0,1481	-0,0001	46,3508	100,1	2,68E-14	432,14	1,38		
		1602-03D	2,5	47,2670	0,0120	0,0000	0,0000	47,2684	100,0	1,85E-13	439,73	0,90		
		1602-03F	3,0	47,5175	0,0120	0,0000	0,0001	47,4825	99,9	3,00E-13	441,50	0,71		
		1602-03G	4,2	47,5793	0,0121	0,0061	0,0001	47,5643	100,0	2,77E-13	442,17	0,81		
		1602-03H	5,0	47,3790	0,0118	0,0474	-0,0007	47,5767	100,4	3,32E-14	442,27	1,17		
		1602-03I	6,0	47,4856	0,0119	0,0015	0,0001	47,4687	100,0	7,66E-13	441,38	0,82		
Idade média ponderada (2s):											440	2		

Tabela 3 - (Continuação).

Amostra	Material	Nº Lab	Laser (W)	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	%Rad	Ar40 (mols)	Idade (Ma)	± (1s) (Ma)
CO-57	biotita	1601-01A	0,3	40,7417	0,0257	0,0253	0,0146	36,4378	89,4	7,95E-16	348,02	18,76
		1601-01B	0,6	51,5685	0,0144	0,0000	0,0070	49,5055	96,0	1,00E-14	458,10	2,97
		1601-01C	0,9	50,7004	0,0137	0,0464	0,0018	50,1811	99,0	3,36E-14	463,62	1,23
		1601-01D	1,2	50,6895	0,0119	0,0000	-0,0012	51,0468	100,7	1,55E-14	<b>470,66</b>	<b>2,18</b>
		1601-01E	1,6	50,5174	0,0118	0,0000	-0,0019	51,0665	101,1	1,37E-14	<b>470,81</b>	<b>1,58</b>
		1601-01F	2,0	50,7454	0,0118	0,0000	-0,0001	50,7757	100,1	1,17E-14	<b>468,45</b>	<b>2,47</b>
		1601-01G	2,6	50,4502	0,0126	0,0495	0,0001	50,4288	100,0	1,90E-14	<b>465,63</b>	<b>1,75</b>
		1601-01H	3,8	50,8798	0,0131	0,0305	0,0005	50,7282	99,7	3,57E-14	<b>468,07</b>	<b>1,25</b>
		1601-01I	5,2	51,4089	0,0103	0,0366	-0,0039	52,5507	102,2	1,11E-14	482,82	2,41
		1601-02A	0,6	51,9763	0,0143	0,0788	0,0067	50,0109	96,2	3,18E-14	462,23	1,52
		1601-02B	0,9	50,7797	0,0126	0,0677	0,0012	50,4396	99,3	5,26E-14	<b>465,72</b>	<b>1,19</b>
		1601-02C	1,3	50,8216	0,0124	0,1178	0,0008	50,6097	99,6	3,80E-14	<b>467,10</b>	<b>1,27</b>
		1601-02D	1,8	51,1551	0,0119	0,0318	0,0005	51,0153	99,7	2,82E-14	<b>470,40</b>	<b>1,29</b>
		1601-02E	2,8	50,9299	0,0120	0,0000	0,0005	50,7826	99,7	4,48E-14	<b>468,51</b>	<b>1,33</b>
		1601-02F	3,6	51,2802	0,0132	0,0086	0,0009	51,0016	99,5	6,21E-14	<b>470,29</b>	<b>1,23</b>
		1601-02G	5,2	50,9827	0,0123	0,0225	0,0006	50,8188	99,7	6,20E-14	<b>468,80</b>	<b>0,98</b>
		1601-03A	0,6	52,3337	0,0132	0,0068	0,0037	51,2416	97,9	2,66E-14	472,24	1,65
		1601-03B	0,9	51,8249	0,0129	0,0093	0,0002	51,7555	99,9	5,47E-14	<b>476,40</b>	<b>1,08</b>
		1601-03C	1,4	51,6693	0,0121	0,0000	-0,0002	51,7414	100,1	4,57E-14	<b>476,28</b>	<b>1,21</b>
		1601-03D	2,0	51,8880	0,0123	0,0000	-0,0005	52,0257	100,3	3,11E-14	<b>478,58</b>	<b>1,41</b>
		1601-03E	2,7	52,0062	0,0121	0,0000	-0,0004	52,1207	100,2	3,67E-14	<b>479,35</b>	<b>1,53</b>
		1601-03F	3,6	51,8138	0,0129	0,0289	0,0006	51,6252	99,6	5,38E-14	<b>475,34</b>	<b>1,20</b>
		1601-03G	5,2	51,7423	0,0121	0,0307	0,0000	51,7460	100,0	6,20E-14	<b>476,32</b>	<b>1,08</b>
Idade média ponderada (2s):											472	2