

CBPF-NF-055/84

DATAÇÃO POR TRAÇOS DE FISSÃO DE ALGUMAS ROCHAS
METAMÓRFICAS NA REGIÃO DA CIDADE DO RIO DE JANEIRO*

por

A.C. Fonseca^{1,2} e G. Poupeau^{1,3}

¹Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas - CNPq/CBPF
Rua Dr. Xavier Sigaud, 150
22290 - Rio de Janeiro, RJ - Brasil

²Departamento de Geologia
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Cidade Universitária
21.910 - Rio de Janeiro, RJ - Brasil

³CNRS - ORSTOM, Paris

* Para ser publicado em: Anais do XXXIII Congresso Geológico Brasileiro,
Rio de Janeiro, outubro 1984.

Resumo

Datações por Traços de Fissão (TF) em apatitas de algumas rochas metamórficas, aflorantes na Cidade do Rio de Janeiro, produziram uma "idade de subtração" de 124 ± 10 m.a. e duas "idades plateau" de 117 ± 5 m.a. e 85 ± 5 m.a. As idades próximas de 120 m.a. devem estar relacionadas ao soerguimento isostático decorrente da abertura do Oceano Atlântico Sul, e a idade mais jovem à reativação dos processos de crescimento do fundo oceânico.

A partir da integração dos dados de Rb-Sr, K-Ar e TF uma história de resfriamento para as rochas da cidade é proposta.

Key-words: Geocronologia; Traços de fissão; Rb-Sr; K-Ar.

ABSTRACT

Fission-Track (FT) ages were measured in apatites from metamorphic rocks outcropping within the city of Rio de Janeiro. One apatite presented a "subtraction age" of 124 ± 10 my (2σ) and a second one a "plateau age" of 117 ± 5 my. These ages are supposed to be related to the isostatic uplift related to the opening of the South-Atlantic Ocean. A younger plateau age of 85 ± 5 my might possibly be related to a later readjustment phase.

Based on these and Fonseca et al. (1984a) results, a cooling history for the rocks in Rio de Janeiro city is proposed.

Key-words: Geochronology; Fission Track Dating; Rb-Sr; K-Ar.

INTRODUÇÃO

A Cidade do Rio de Janeiro jaz sobre o Complexo Costeiro (Almeida e Hassui, 1984). A base da coluna litoestratigráfica atual foi proposta por Helmbold (1965), posteriormente modificada por Leonardos Jr. (1973), Ferrari et al. (1982) e Pires et al. (1982). Segundo estes autores, e na ausência de dados geocronológicos, as rochas metamórficas pertencentes a este complexo eram consideradas arqueanas e os granitos anorogênicos brasileiros.

Em 1982, um projeto sobre geocronologia das rochas da cidade pelos métodos Rb-Sr, K-Ar e Traços de Fissão (TF) teve início. Os primeiros resultados obtidos pelo método Rb-Sr (isócronas de rocha total), apresentados num artigo associado (Fonseca et al., 1984a), mostram que toda sequência data do Ciclo Brasileiro.

O objetivo deste artigo é avaliar através das idades TF a história do resfriamento e estabilização tectônica da região.

1 METODOLOGIA

Os traços de fissão foram descobertos em 1959 por Silk e Barnes, quando tratavam micas bombardeadas por fragmentos de fissão do urânio. Em 1962, Price e Walker notaram que algumas micas naturais mostravam um background de traços fósseis. No ano seguinte, demonstraram ser estes traços formados pela fissão espontânea do ^{238}U , e o número destes traços fósseis uma fun

ção da quantidade de urânio e da idade do espécime de mica (Price e Walker, 1963). A partir de então, muitos trabalhos tem sido publicados. A aplicação do método dos traços de fissão abrange uma variedade de problemas desde a antropologia à tectônica de placas e cosmocronologia (Fleischer, Price e Walker, 1975).

1.1 Conceito Físico

A fissão espontânea de um átomo de ^{238}U produz dois núclídeos com massa atômica média de 95 a 135 e energia cinética de aproximadamente 0,5 a 1 MeV/nucleons, com liberação de cerca de 200 MeV de energia. Os núclídeos, afastados em direções opostas, são fortemente ionizados. A sua passagem interagem com os elétrons dos átomos vizinhos, criando uma zona positivamente carregada (vide Figura 1). O percurso de cada fragmento de fissão varia de cerca de 5 a 10 μm , de acordo com o mineral. O comprimento da zona perturbada na rede cristalina varia de 10 a 20 μm , conseqüentemente. Após a passagem dos fragmentos de fissão, esta zona positivamente carregada vai se reequilibrar por repulsão coulombiana, injetando íons em posição intersticiais. Esta zona de defeito, aproximadamente cilíndrica, tem diâmetro de 50 Å e até 20 μm de comprimento, e é chamada traço de fissão *latente*. Um traço é uma zona perturbada da rede cristalina e assim apresenta maior solubilidade ao ataque químico que o mineral. A visualização dos traços ao microscópio ótico (magnificação 1000 a 1500 X) é obtida pelo ataque químico destes.

Para datação pelo método dos traços de fissão é necessá-

rio determinar a razão entre as densidades (número de traços por unidade de área) de traços fósseis (D_f) da fissão espontânea do ^{238}U e a densidade de traços (D_i) da fissão do ^{235}U induzida pela irradiação por um fluxo ϕ de neutrons térmicos dentro de um reator nuclear.

As premissas a serem obedecidas para que o método possa ser utilizado são: (a) a concentração de urânio deve ser suficiente para produzir uma densidade maior que 10 traços/cm², no tempo passado desde o resfriamento da amostra; (b) os traços devem ser estáveis a temperaturas ordinárias para intervalos de tempo comparáveis à idade a ser medida; (c) o material deve ser suficientemente livre de inclusões, defeitos e deslocamentos, para permitir a identificação e contagem dos traços; e, (d) a distribuição de urânio no espécime deve ser suficientemente homogênea para permitir uma significativa comparação entre D_f e D_i .

Todas as determinações de idade por traços de fissão são baseadas na observação dos traços revelados com o auxílio de apenas um microscópio óptico.

1.2 Equação da Idade

Como visto anteriormente, uma idade TF é obtida pela razão entre a densidade de traços fósseis (D_f) e a densidade de traços induzidos (D_i). A equação utilizada no cálculo de uma idade TF é a seguinte:

$$t = \frac{1}{\lambda_t} \ln \left(1 + \frac{\lambda_t}{\lambda_f} \cdot \frac{R^{235}}{R^{238}} \cdot \frac{\eta^{235}}{\eta^{238}} \cdot \delta I \emptyset \frac{D_f}{D_i} \right) \quad (1.1)$$

onde,

η^{235} e η^{238} fator de eficácia de revelação dos traços.

R^{235} e R^{238} comprimento médio dos traços fósseis do ^{238}U e induzidos do ^{235}U .

λ_t e λ_f = constantes de decaimento total e de fissão do ^{238}U .

δ = seção de choque para fissão induzida do ^{235}U por neutrons térmicos.

I = razão isotópica natural $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$.

\emptyset = dose de neutrons.

As constantes usadas na equação acima são:

$\lambda_t = 1,55125 \times 10^{-10}$ anos $^{-1}$ (Jaffey et al., 1971).

$I = 7,253 \times 10^{-3}$ (Cowan et al., 1956).

$\delta = 580 \times 10^{-24}$ (Tabela de isótopos).

1.3 Cálculo de uma idade TF

Uma idade TF representa o momento no qual os traços de fissão espontânea do ^{238}U se tornaram estáveis num mineral, sendo em geral uma idade de resfriamento. A significação de tal idade é função da história térmica que a rocha sofreu. Sendo complexa a história térmica, a idade TF obtida datará a época do resfriamento do último evento atuante na rocha.

A temperatura é o fator mais importante na perda dos tra-

ços fósseis (annealing), atuando na redução das dimensões dos traços e em sua densidade.

Para o cálculo de uma idade aparente considera-se a razão R^{235}/R^{238} igual a 1, já que reflete o fato que tanto o ^{235}U e ^{238}U , devido às massas e energias de fissão liberadas serem idênticas, produzem traços de fissão similares; e, η^{235}/η^{238} igual a 1, significando que não se considera o annealing, já que os tratamentos químicos são idênticos para os dois grupos de traços. Sendo assim, a idade é obtida a partir da equação:

$$t = \frac{1}{\lambda_t} \ln \left(1 + \frac{\lambda_t}{\lambda_f} \cdot \delta I \varnothing \frac{D_f}{D_i} \right) \quad (1.2)$$

Por outro lado, nas rochas moderadamente aquecidas, os traços fósseis revelados podem ter o comprimento reduzido. Neste caso, a razão η^{235}/η^{238} é maior que 1 e a utilização da equação (1.2) vai produzir uma idade "t" aparentemente mais jovem, sem significação geológica. Sendo assim, a idade TF corrigida é obtida através do método de correção Plateau Age.

A idéia básica do método é que a razão η^{235}/η^{238} pode ser reduzida a 1 através de um aquecimento isocronal (Storzer e Poupeau, 1973). Quando os traços não são apagados, D_f e D_i são esperadas decrescerem nas mesmas taxas, sua razão permanecer constante e a idade TF também com o aumento de temperatura. Ao contrário, quando annealing parcial está presente nos traços fósseis, atenuado decréscimo em sua densidade ocorreu sob certo intervalo de temperatura, depois do qual mesmo os traços apagados reagirão ao tratamento térmico. Uma vez que os traços fósseis e induzidos são reduzidos ao mesmo grau de annealing, es-

tes são supostos de comportarem-se similarmente (η^{235}/η^{238} igual a 1). Neste modelo, a razão D_f/D_i deveria aumentar até alcançar o valor do plateau. Correspondentemente, a idade TF deveria aumentar de uma idade aparente à baixa temperatura para uma idade plateau à alta temperatura.

1.4 Acurácia das idades TF

Como já visto, o maior problema do método, jaz na perda dos traços fósseis por annealing. O uso do método do plateau isocronal permite um alto grau de precisão nas idades TF, dando informação adicional sobre a acurácia da identificação dos traços de fissão e, indiretamente, a variabilidade das temperaturas de "closing" de um dado mineral.

A acurácia da idade TF é extremamente dependente da escolha de λ_f e \emptyset , ambas afetadas por erros sistemáticos desconhecidos. Este problema é contornado considerando λ_f como um parâmetro operacional, experimentalmente ajustável, uma vez escolhido um método de dosimetria de neutrons \emptyset . O parâmetro λ_f é determinado a partir da "datação" por traços de fissão de um standart geológico (rocha vulcânica) de idade bem conhecida.

2 AMOSTRAGEM

Quatro amostras foram escolhidas para datação TF (vide Ta

bela 1). As datações foram efetuadas em um anfibolito (VQ-12), um plagioclásio-gnaiss (VQ-54), um metadiorito (PE-48C) e um metadiorito quartzoso (ESO-233), coletados na cidade. Estas rochas pertencem ao Complexo Costeiro (Almeida e Hassui, 1984).

TABELA 1 - Localização das Amostras

AMOSTRA	LITOLOGIA	LATITUDE	LONGITUDE
VQ-12	anfibolito	22°53'15"	43°21'10"
VQ-54	plagioclásio-gnaiss	22°54'16"	43°24'43"
PE-48C	metadiorito	22°53'15"	43°24'18"
ESO-233	metadiorito quartzoso	22°58'26"	43°17'52"

O anfibolito (VQ-12) ocorre como dique no plagioclásio-gnaiss, na Rua Torquato Lamarão no bairro de Vila Valqueire. O plagioclásio-gnaiss (VQ-54) aflora na Serra do Engenho Velho no bairro Jardim Sulacap. O metadiorito (PE-48C) intrude o plagioclásio-gnaiss, aflorante na Pedreira Embrasa no bairro Jardim Sulacap. O metadiorito quartzoso (ESO-233) aflora na Estrada de Furnas, no Alto da Boa Vista.

3 DATAÇÃO POR TRAÇOS DE FISSÃO

O mineral utilizado para datação TF foi apatita, concentrada na fração 60 a 100 μm por separação em bromofórmio. As apatitas foram irradiadas por neutrons térmicos no reator nuclear da CNEN-SP, e as datações TF realizadas no Centro Brasi

leiro de Pesquisas Físicas - CNPq/CBPF.

A partir da distribuição do urânio nas apatitas das amostras foi escolhido o método de datação a ser usado, e consequentemente a idade TF a ser obtida.

3.1 Preparação das amostras

Primeiramente, uma parte de cada amostra foi montada em epoxi, polida em alumina (granulação 1 e 0,25 μm) e depois atacada em HNO_3 5%, por 45 segundos. Caracterizada a distribuição da densidade de traços fósseis, foi escolhido o método a ser usado.

As apatitas das amostras PE-48C e ESO-233 apresentam uma distribuição de urânio bastante homogênea no interior de cada cristal e pouco variável de cristal a cristal. Baseado neste fato, estas amostras foram datadas pelo método do plateau. O grupo de cristais irradiados no reator nuclear foi aquecido, antes da exposição aos neutrons térmicos, por 2 horas a 500°C para a eliminação dos traços fósseis. As idades plateau foram determinadas após os tratamentos térmicos a 300° e 320°C por 1 hora nas alíquotas com traços de fissão fósseis e induzida, respectivamente.

Na amostra VQ-54, a distribuição de urânio é muito homogênea no interior de cada cristal, mas pode apresentar variações significativas entre os cristais. Neste método, após a densidade de traços fósseis (D_f) ter sido determinada, a amostra foi reatacada e teve contada a soma das densidades de traços fós-

seis e induzidos ($D_f + D_i$). A densidade de traços induzidos foi calculada pela subtração $(D_f + D_i) - (D_f)$.

As apatitas da amostra VQ-12 apresentam um comportamento desfavorável ao ataque químico para revelar os traços, devido à dissolução das superfícies polidas antes do aparecimento dos traços. Em conseqüência, a amostra foi rejeitada para datação TF.

Os dados sobre calibração do reator nuclear da CNEN/SP estão em publicação (Fonseca et al., 1984b). Detalhes sobre os métodos de datação por Plateau Age e Subtração são encontrados em Poupeau (1982b).

3.2 Resultados

A contagem dos traços de fissão foi efetuada com auxílio de um microscópio Leitz, sob luz transmitida, de magnificação 1250 X, com uma objetiva de imersão (100 X).

Os resultados analíticos são apresentados na Tabela 2. Para cada medida de densidade cerca de 40 a 100 cristais foram utilizados, o que representa de 800 a 2500 traços contados. Para a amostra ESO-233, datada pelo método do plateau, a idade sem tratamento térmico não é distinta das idades determinadas após os tratamentos térmicos a 300° e 320°C, nos limites da precisão experimental. Admitindo-se que esta amostra não foi afetada por annealing dos traços fósseis, pode-se calcular uma idade plateau de 117 ± 5 m.a. (vide Figura 2).

Para amostra PE-48C parece ter havido um annealing par-

cial dos traços fósseis e a idade média das etapas de 300° e 320°C, de 85 ± 5 m.a., é significativamente mais antiga que a idade aparente sem tratamento térmico de 76 ± 3 m.a. (vide Figura 3).

Para a amostra VQ-54 foi obtida, pelo método de subtração, uma idade aparente de 124 ± 10 m.a. Considerando que o comprimento médio dos traços fósseis não é significativamente diferente do comprimento médio dos traços induzidos, estima-se que um eventual annealing dos traços fósseis não pode ser maior que $\pm 10\%$.

A ausência de annealing (ESO-233 e provavelmente VQ-54) ou sua limitação a $\pm 10\%$ (PE-48C) sugerem que a taxa de resfriamento destas rochas foi muito rápida (menos que ± 5 m.a.) no intervalo de temperatura de 120° C até abaixo de 50° C.

4 INTERPRETAÇÃO

Os dados de Rb-Sr, K-Ar e Traços de Fissão estão sintetizados na Tabela 3, onde constatou-se que as idades TF são bem mais jovens que as idades Rb-Sr isocrônicas e K-Ar. Apenas uma amostra, PE-48C, foi analisada pelos dois métodos Rb-Sr e TF. Sua idade isocrônica (vide Figura 4) foi de 714 ± 10 m.a. (Fonseca et al., 1984a), enquanto que a idade TF de alta temperatura foi de 85 ± 5 m.a. É sabido que as idades TF datam a época de resfriamento abaixo de uma isoterma. Para apatitas esta temperatura é de 110 ± 20 °C (Durrani, 1981). A ausência de annealing detectável na amostra ESO-233, ou limitada a menos de 10% para amostra PE-48C, sugere que estas apatitas trans

puseram rapidamente (isto é, em menos de 5 m.a., considerando a precisão das idades) esta isoterma. Por outro lado, as idades Rb-Sr isocrônicas (RT) indicam a época de homogeneização isotópica do Sr nas rochas. Sendo assim, para as rochas da cidade do Rio de Janeiro a homogeneização isotópica do Sr foi concluída a 520 ± 40 m.a., enquanto que o resfriamento abaixo de 110°C datou de cerca de 100 m.a.

Para construir a história de resfriamento entre 520 e 100 m.a. seria necessária a utilização de outros geocronômetros, tais como K-Ar e TF em diferentes minerais. Isto vem sendo desenvolvido com a datação K-Ar em plagioclásio e hornblenda e TF em allanita. Na cidade, atualmente apenas uma idade K-Ar em biotita de 451 m.a. encontra-se disponível (Cordani e Teixeira, 1979). Em São Gonçalo (perto de Niterói), uma muscovita pegmatítica tem uma idade K-Ar de 471 ± 14 m.a. e TF de 560 ± 80 m.a. (Bigazzi et al., 1971). As idades K-Ar em micas obtidas no Estado do Rio agrupam-se entre 630 e 420 m.a. (Cordani e Teixeira, 1979). Considerando as temperaturas de fechamento para os respectivos geocronômetros, a região foi resfriada a menos de 220°C (Harrison et al., 1978) a 480 ± 50 m.a.

A abertura do Atlântico Sul teve início a 120 ± 10 m.a., baseado nas datações dos basaltos do fundo oceânico (Damasceno, 1966). Sobre o continente, diques e derrames de basalto relacionados a este evento são bem conhecidos. Como exemplo, os derrames basálticos da região sul do Brasil dataram entre 130 e 120 m.a. (Vandoros et al., 1966; Amaral et al., 1966).

Durante a abertura de um rift continental, as bordas da zona fraturada são soerguidas para restabelecer o equilíbrio

isostático. Este soerguimento e a erosão associada são de amplitude suficiente para trazer rochas de regiões profundas até regiões mais rasas, ultrapassando assim a isoterma de 110C. Conseqüentemente, as datações TF em apatitas das margens continentais atuais podem permitir de datar este tipo de evento, como já mostrado para separação da Antártica e Austrália (Gleadow e Lovering, 1978; Morley et al., 1980) ou a margem da Groelândia (Gleadow, 1980). Sendo assim, interpretamos as idades aparentes de 124 ± 5 m.a. (amostra VQ-54) e plateau de 117 ± 5 m.a. (amostra ESO-233) como relacionadas à abertura do Atlântico Sul.

A amostra PE-48C é caracterizada por uma idade aparente de 76 ± 6 m.a., mais jovem que a idade de alta temperatura de 84 ± 5 m.a. Interessante notar que a rocha, da qual esta amostra foi coletada, é intrudida por um dique de basalto mesozóico, e localizada numa zona de fratura. Estas idades devem estar relacionadas à reativação dos processos de crescimento do fundo oceânico assinalada por Le Pichon e Hayes (1971). Tais fenômenos decorrentes da abertura dos oceanos foram já detectados pelo comportamento das apatitas datadas por TF (Cárpena, 1980; Poupeau, 1982b).

5 CONCLUSÕES

A partir dos dados apresentados neste artigo e em Fonseca et al. (1984a) é proposta uma história geocronológica preliminar das rochas metamórficas e ígneas da cidade do Rio de Janeiro.

1. A idade Rb-Sr isocrônica (RT) de 714 m.a., obtida para os plagioclásio-gnaisses, indicaria a época de homogeneização isotópica do Sr durante o metamorfismo de fácies anfibolito (Fonseca et al., 1984a).
2. Anatexia das rochas metamórficas, com formação de migmatitos e granitos associados, dataria de 560 m.a. (Fonseca et al., 1984a).
3. A idade K-Ar média de 480 m.a. (Cordani e Teixeira, 1979), em mica, indicaria o resfriamento abaixo de $220 \pm 40^{\circ}\text{C}$, temperatura de fechamento (Harrison et al., 1978) da biotita. As idades K-Ar, em plagioclásio, de 996 e 1060 m.a. (Cordani e Teixeira, 1979) são consideradas anômalas, com base na temperatura de fechamento (250°C) do plagioclásio não ser significativamente diferente da temperatura da biotita e, especialmente, da muscovita.
4. A abertura do rift Atlântico Sul provocou o soerguimento da região. Estes movimentos tectônicos elevaram rochas do embasamento cristalino, permitindo as apatitas, de níveis mais superficiais, gravarem os traços de fissão espontânea do ^{238}U . Este evento data a passagem da isoterma de 110°C a 120 m.a., idade estabelecida para a abertura do Atlântico Sul. Os resultados de traços de fissão também sugerem que o fim do reajustamento isostático deu-se a 85 m.a.
5. Depois dos 100 m.a. as apatitas datadas foram expostas à superfície.

Esta história térmica proposta, deverá ser completada com outros resultados. Datações K-Ar em hornblenda e plagioclásio e traços de fissão em allanita estão em andamento e serão publicadas posteriormente.

AGRADECIMENTOS

Aos professores Fernando Pires, Joel Valença e Elmo Amador, do Departamento de Geologia, aos companheiros de trabalho do Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas, a Marília Khoury, da CNEN-SP e aos profissionais do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, agradecemos a cooperação na realização deste trabalho.

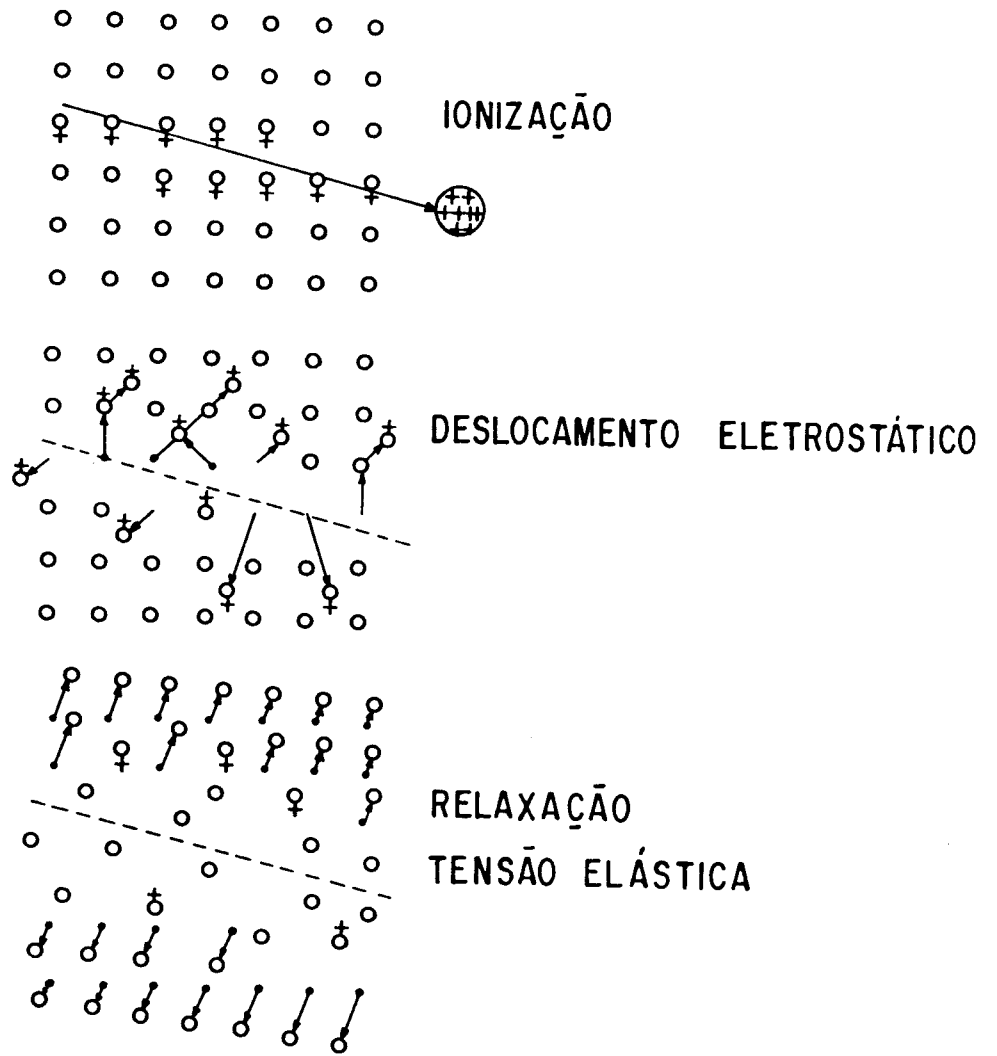


Fig. 1

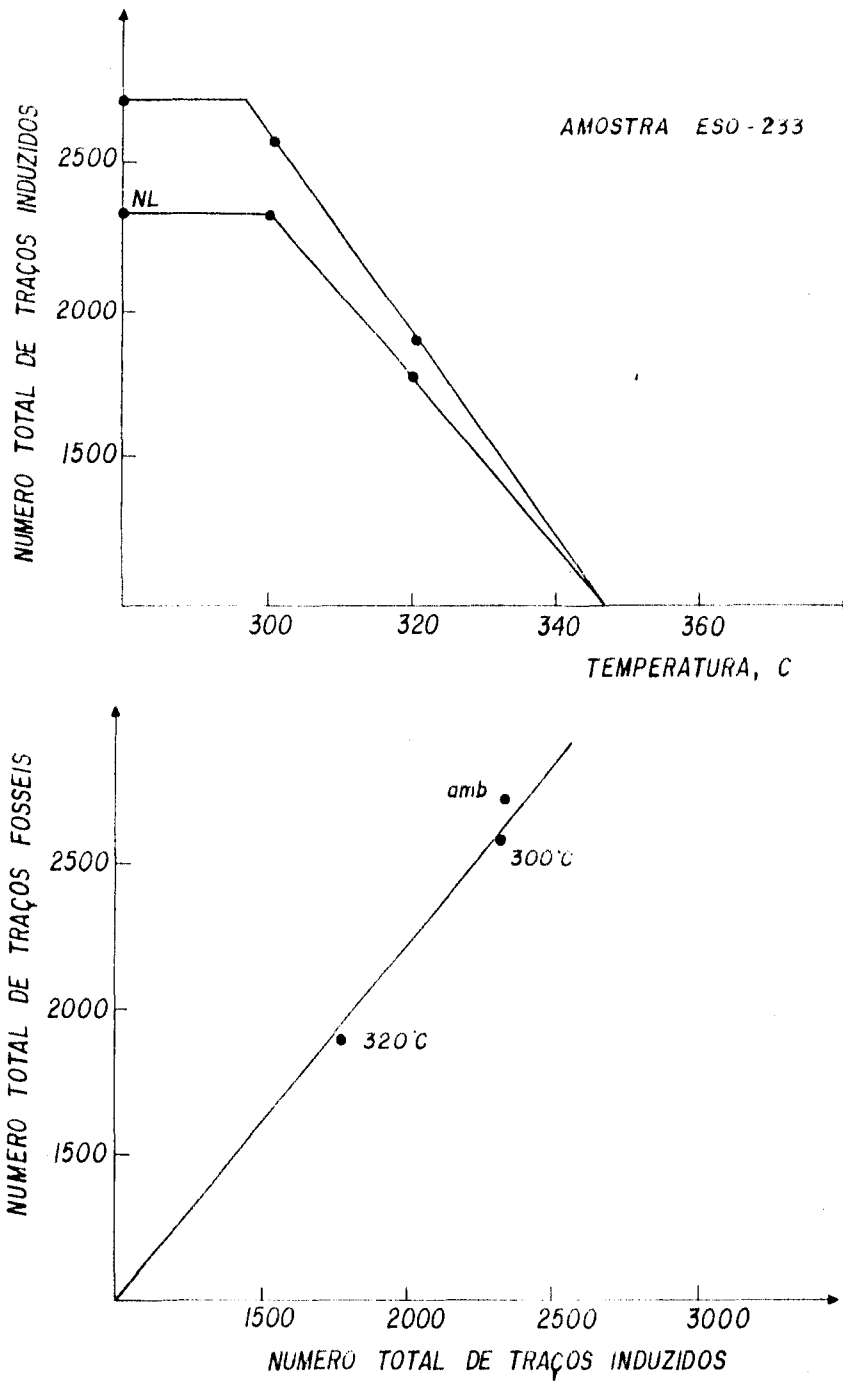


Fig. 2

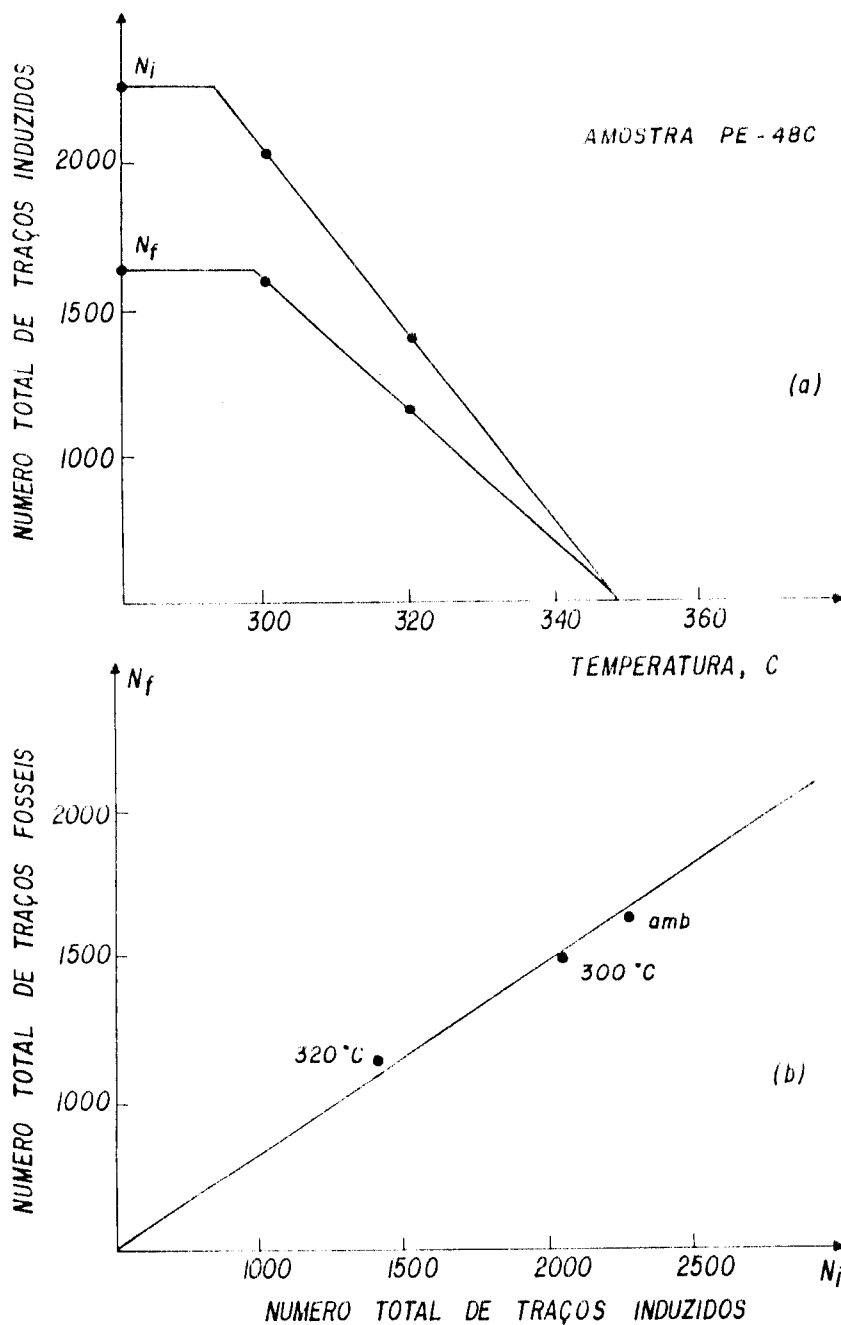


Fig. 3

TABELA 1 - Datações Rb-Sr e Traços de Fissão na Cidade do Rio de Janeiro.

COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA	DATAÇÃO Rb-Sr (FONSECA et al., 1984) em RT			K-Ar em biotita (CORDANI E TEIXEIRA, 1979)		DATAÇÃO TF
	IDADE ISOCR. (Sr^{87}/Sr^{86}) _i		INTERPRETAÇÃO	IDADE	INTERPRETAÇÃO	IDADE (apatita)
GRANITOS INTRUSIVOS ANOROGÊNICOS -contato brusco/transicional-----	563 ± 25 m.a.	0,7076	Intrusionamento			
INTRUSIVAS BÁSICAS METAMORFISADAS -contato brusco—	714 ± 10 m.a.	0,7057	Metamorfismo de precursores magmáticos	451 m.a.	Resfriamento regional	85 ± 5 m.a. 117 ± 5 m.a. (plateau)
BIOTITA-GNAISSES KINZIGÍTICOS -contato brusco—	489 ± 52 m.a.	0,7199	Anatexia de rochas crustais (metassedimentares)			
PLAGIOCLÁSIO-GNAISSES -contato transicional-----	714 ± 10 m.a.	0,7057	Metamorfismo de precursores magmáticos			124 ± 5 m.a. (aparente)
LEPTINITOS -discordância angular(?)...	523 ± 29 m.a.	0,7157	Anatexia de materiais pré-existentes			
MAGMATIVOS	537 ± 60 m.a.	0,7111	Anatexia de rochas (metassedimentares)			

TABELA 2 - Datação por Traços de Fissão: Resultados Analíticos

AMOSTRA	DATAÇÃO		TRAÇOS FÓSSEIS				TRAÇOS INDUZIDOS				t ± 2 \bar{v} (m.a.)	
	Método	T (°C)	n	N	C _v %	D _f ± 1 \bar{v}	n	N	C _v %	D _i ± 1 \bar{v}	Aparente	Plateau
VQ-54	Sub.	amb.	44	980		22,27 ± 1,04	44	827		18,80 ± 0,93	124 ± 10	
PE-48C	Pop.	amb.	50	1639	12	32,78 ± 0,55	50	2264	11	45,28 ± 0,71	76 ± 6	} 85 ± 5
		300	50	1604	12	32,08 ± 0,54	50	2036	9	40,72 ± 0,54	82 ± 6	
		320	50	1156	20	23,12 ± 0,69	50	1400	13	28,00 ± 0,54	87 ± 6	
ESO-233	Pop.	amb.	100	2710	24	27,10 ± 0,65	100	2332	25	23,32 ± 0,56	122 ± 8	} 117 ± 5
		300	100	2575	24	25,75 ± 0,56	100	2317	22	23,17 ± 0,56	177 ± 8	
		320	100	1890	31	18,80 ± 0,58	100	1768	24	17,68 ± 0,43	112 ± 8	

onde, Sub=subtração; Pop=população; n=nº de cristais; N=nº de traços; D=N/n,
D_f e D_i=densidades de traços fósseis e induzidos; C_v coeficiente de variação, C_v % = $\frac{\bar{v}}{D} \times 100$;
 \bar{v} =desvio padrão; $\bar{v} = \frac{\bar{v}}{\sqrt{n}}$, desvio padrão da média.

Constantes usadas: $\lambda_t = 1,55125 \times 10^{-10}$ anos⁻¹; I = 7,253 x 10⁻³; $\delta = 580 \times 10^{-24}$ cm⁻²

Dose de neutrons: $\phi = (2,60 \pm 0,05) \times 10^{15}$ n.cm⁻²

Parâmetro operacional: $\lambda_f = 10,32 \times 10^{-17}$ anos⁻¹

BIBLIOGRAFIA

- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. and REYNOLDS, J.H.; 1966. potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 30, pp. 159-189.
- ALMEIDA, F.F.M. e HASUI, Y.; 1984. A Geologia do pré-Cambriano do Brasil. Editora Edgard Blücher Ltda., pp. 314-316.
- BIGAZZI, G. et alii; 1971. Comparison between Radiometric and Fission-Track Ages of micas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43 (3/4), pp. 633-638.
- CARPENA, J.; 1980. Tese de Mestrado, Universidade de Montpellier, França, pp. 112.
- DAMASCENO, E.G.; 1966. Estudo preliminar das Rochas Básicas e Ultrabásicas da Região de Ubatuba, Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, vol. 38, nº 2, pp. 293-304.
- DURRANI, S.A., Editor; 1981. Proceedings First Workshop on Fission-Track Dating Pisa (Itália), 10-12 September 1980, in *Fission-Track Dating*, vol. 5, pp. 3-252.
- FERRARI, A.L.; BRENNER, T.L.; DALCOMO, M.T. e NUNES, H.R.C.; 1982. O pré-Cambriano das Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía de Guanabara. *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. I, pp. 103-114.
- FLEISCHER, R.L. and PRICE, P.B.; 1963. Tracks of Charged Particle in High Polymers. *Science*, vol. 40, pp. 1221-1222.
- FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B. and WALKER, R.M; 1975. *Nuclear Tracks in Solids*. University of California Press, Berkeley.
- FONSECA, A.C.; CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K.; 1984a. Dados preliminares sobre a Geocronologia das Rochas Graníticas e suas Encaimantes na Cidade do Rio de Janeiro. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro (em publicação).
- FONSECA, A.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; KHOURY, M. and POUPEAU, G. Rb-Sr, K-Ar and Fission-Track Dating in Southeastern Brazil. Workshop on Fission-Track Dating, Troy, New York, 31 July-3 August.

- GLEADOW, A.J.W. and LOVERING, J.F.; 1978. Fission-Track Geochronology of King Island, Bass Strait, Australia: Relationship to Continental Rifting. *Earth and Planetary Science Letters*, 37, pp. 429-437.
- GLEADOW, A.J.W.; 1980. Fission-Track Evidence for Evolution of Rifted Continental Margins. Short Papers of the Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology. Robert E. Zartman Editor, Geological Survey Open-File Report, 78-701, pp. 192.
- HARRISON, T.M. et alii; 1980. Thermal Models and Cooling Histories from Fission-Track, K-Ar, Rb-Sr, and U-Pb Mineral Dates, Northern Coast Plutonic Complex, British Columbia. Short Papers of the Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology. Robert E. Zartman Editor, Geological Survey Open-File Report, 78-701, pp. 167-170.
- HELMBOLD, R.; 1965. Resumo da Geologia do Estado da Guanabara. DNPM-DGM, Apêndice nº 5, pp. 31-34.
- LEONARDOS JR., O.H.; 1973. The Origin and Alteration of Granite Rocks in Brazil; a Study of Metamorphism, Anatexis, Weathering and Fertility withing Granitic Terrain in Eastern Brazil. Ph.D. Thesis, University Manchester, England, pp. 183.
- LE PICHON, X. and HAYES, D.E.; 1971. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of South Atlantic. *Journal Geophysical Research*, vol. 76, pp. 6283-6293.
- MORLEY, M.E. et alii; 1980. Evolution of the Tasman Rift: Apatite Fission-Track Dating Evidence from the Southeastern Australian Continental Margin. Fifth International Gondwana Symposium. M.M. Cresswell & P. Vella Editors, Balkema/Rotterdam Publishing, pp. 289-293.
- PIRES, F.R.M.; VALENÇA, J.G. and RIBEIRO, A.; 1982. Multistage Generation of Granite in Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54(3), pp. 563-574.
- POUPEAU, G.; 1980. Fission-Track Dating. *Ciência e Cultura*, 33(3), pp. 325-352.
- POUPEAU, G.; 1982a. Precision, Accuracy and Meaning of Fission-Track

- Ages. Nuclear Tracks, Indian Academy of Sciences, Bangalore, pp. 67-99.
- POUPEAU, G.; 1982b. Fission-Track Dating Methods for Metamorphic Rocks and Intracratonic Basins. Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 4, pp. 1442-1450.
- PRICE, P.B. and WALKER, R.M.; 1962. Observations of Particle Tracks in Natural Micas. Nature, 196, pp. 732-734.
- PRICE, P.B. and WALKER, R.M.; 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. Journal of Geophysical Research, vol. 68, nº 16.
- SIGA JR., O.; CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K.; in press. O Padrão Geológico-Geocronológico das Rochas de Alto Grau da parte Setentrional da Faixa Ribeira ao norte do Rio de Janeiro. 5º Congresso Latino-Americano de Geologia, Buenos Aires.
- SILK, E.C.H. and BARNES, R.S.; 1959. Examination of fossil fission fragments tracks with an electron microscopy. Philadelphia Magazine, 4, pp. 970-972.
- STORZER, D. et POUPEAU, G.; 1973. Age-plateaux de minéraux et verres par la méthode des traces de fission. C.R. Académie Sciences Paris, t. 276, Série D, pp. 137-139.
- VANDOROS, P.; RUEGG, N.R. and CORDANI, U.G.; 1966. On Potassium-Argon Age Measurements of basaltic rocks from Southern Brazil. Earth Planetary Science Letters, 1, pp. 449-452.