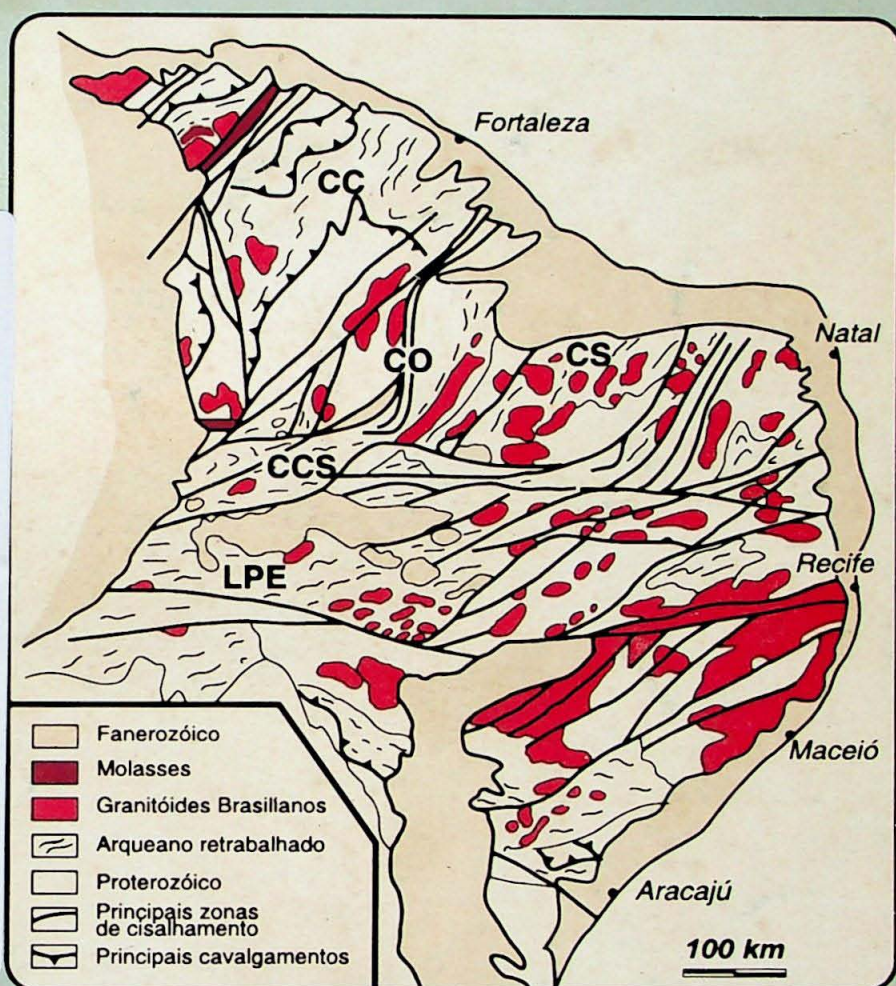


N-0103-2410
VOLUME 7
1994

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -



REVISTA DE GEOLOGIA



Instituto de Geociências



Revista de geologia : (Fortaleza).

v.7-8(1994-95)



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
FORTALEZA

GEOCRONOLOGIA NUCLEAR

Capítulo V

O MÉTODO Rb / Sr

Joaquim Raul Torquato*
Koji Kawashita**

* Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará - C.P.12181 - CEP 60455-760 - Fortaleza.

** Centro de Pesquisas Geocronológicas - Instituto de Geociências - USP - C.P. 20899 - CEP 01498-970 - São Paulo.

Sumário

5. 1 - Histórico	94
5. 2 - A composição isotópica do Rubídio e do Estrôncio.....	94
5. 3 - Geoquímica do Rubídio e do Estrôncio.....	94
5. 4 - Constantes de desintegração.....	96
5. 5 - Premissas do método.....	96
5. 6 - A quantidade de ^{87}Sr radiogênico que existe na natureza.....	96
5. 7 - Equação da Idade.....	96
5. 8 - Valores médios de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	98
5. 9 - Homogeneização Isotópica.....	99
5.10 - Tipos de Idades Rb / Sr.....	100
5.10.1 - O método isocrônico.....	101
5.11 - Materiais analisados.....	106
5.12 - Quanto e como coletar.....	107
5.13 - Como efetuar análises.....	108
5.14 - Interpretação de Idades Rb / Sr.....	109
5.14.1 - Datação de rochas ígneas.....	109
5.14.2 - Datação de rochas metamórficas.....	110
5.15 - Evolução do estrôncio nos materiais terrestres e em meteoritos.....	114
5.15.1 - Generalidades.....	114
5.15.2 - Evolução isotópica do estrôncio e idade dos meteoritos e da Lua.....	114
5.15.3 - Evolução isotópica do estrôncio na Terra.....	115
5.16 - Bibliografia citada e recomendada.....	119

5.1. HISTÓRICO

A radioatividade do rubídio, observada pela primeira vez por Thomson (1905) e confirmada no ano seguinte por Campbell e Wood (1906) foi atribuída ao ^{87}Rb apenas em 1937 (Hemmendinger e Smythe; Hahn, Strassman e Walling; Mattach), cuja abundância é ao redor de 27,8%. As possibilidades de datação envolvendo ^{87}Rb e o ^{87}Sr radiogênico começam a ser discutidas a partir da proposição feita por Goldschmidt (1937). As primeiras determinações práticas são ensaiadas em lepidolita da Mina Silver Mine, Canadá (Mattach, 1937; Hahn, Strassman e Walling, 1937) e pollucita de um pegmatito do Norte da Suécia (Hahn e Walling, 1938; Hahn *et al.*, 1943) cujos teores de rubídio eram bastante altos, da ordem de 1,5 a 3%. A inexistência de técnicas precisas e apropriadas, levaram à obtenção de uma idade de apenas 530 Ma para esta pollucita, quando foi comprovado mais tarde por Eklund (1946) que deveria ser algo entre 1700 Ma (metodologia U / Pb) e 1740 Ma (Rb / Sr em microclínio do pegmatito da mesma área).

As técnicas pioneiras envolviam tediosas separações químicas do rubídio e do estrôncio, seguidas de pesagens (técnica gravimétrica) ou determinações da razão Rb/Sr por espectrografia ótica (Berggren, 1940; Ahrens e Gorfinkle, 1951) em que as reprodutibilidades podiam ser estimadas em torno de 3,5%. Um desenvolvimento significativo começa a partir de 1953, quando se verifica o envolvimento direto de espectrômetros tipo Nier nas determinações quantitativas de ^{87}Rb e ^{87}Sr (Aldrich *et al.*, 1953; Tomlinson e Das Gupta, 1953) pela técnica de diluição isotópica, conforme já descrito anteriormente no capítulo II.

5.2. A COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO RUBÍDIO E DO ESTRÔNCIO

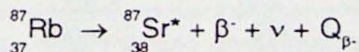
As composições isotópicas recomendadas para o rubídio e para o estrôncio natural são:

			84 - 0,5580%
Rb	85 - 72,1654%	Sr	86 - 9,8610%
	87 - 27,8346%		87 - 6,9934%
			88 - 82,5877%

A composição isotópica centesimal para o rubídio é aquela recomendada por Steiger e Yäger (1977), enquanto que a do estrôncio corresponde ao que se encontra dissolvido na água do mar atual e cuja razão 87/86 normalizada para 86/88 = 0,1194 é de 0,7092.

A massa atômica do rubídio total é de 85,46776, a do ^{88}Sr é de 87,9056, a do ^{87}Sr é de 86,9088, a do ^{86}Sr é 85,9092 e a do ^{84}Sr é de 83,9134. As razões isotópicas são ($^{85}\text{Rb} / ^{87}\text{Rb}$) = 2,59265; ($^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr}$) = 0,11940 e ($^{84}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) = 0,056584.

Dos dois isótopos do Rb, só o de massa 87 é radioativo, transformando-se em ^{87}Sr através do seguinte esquema:



onde ν é o antineutrino e Q_{β^-} a energia total do processo

5.3. GEOQUÍMICA DO RUBÍDIO E DO ESTRÔNCIO

O rubídio (Rb) é um metal alcalino pertencente ao Grupo I-A juntamente com o lítio, sódio, potássio, cério e frâncio. O seu raio iônico (1,48 Å) é bastante semelhante ao do

potássio (1,33 Å) para permitir a sua substituição em todos os minerais portadores de potássio. Assim, o rubídio não forma os seus próprios minerais, mas ocorre em quantidades facilmente detectáveis nos minerais comuns contendo potássio, tais como micas (moscovita, biotita, flogopita e lepidolita), feldspatos potássicos (ortoclásio e microclina), certos minerais de argila e em minerais de evaporitos tais como silvita e carnalita.

A relação (Rb / K) é um parâmetro petrogenético importante para avaliar o grau de diferenciação de uma rocha. Quanto mais diferenciado for o material, mais Rb existirá. A sua razão nas rochas básicas é da ordem de 1/500 a 1/600 e nas ácidas de 1/100 a 1/150, o que demonstra bem os processos de enriquecimento progressivo em rubídio que ocorrem durante os fenômenos de diferenciação manto → crosta oceânica → crosta continental.

O estrôncio (Sr) é um membro dos alcalino-terrosos pertencente ao Grupo II-A juntamente com o berílio, magnésio, cálcio, bário e rádio. O seu raio iônico de 1,13 Å é ligeiramente superior ao do cálcio (0,99 Å) podendo por isso estar com ele trocado em muitos minerais. Deste modo, o estrôncio é igualmente um elemento disperso e ocorre especialmente em minerais portadores de cálcio tais como plagioclásio, apatita e carbonatos de cálcio, especialmente na aragonita. É o cátion principal na estroncianita (SrCO_3) e celestita (SrSO_4).

A possibilidade do Sr substituir o Ca é prejudicada pelo fato do íon Sr^{2+} favorecer oito locais de coordenação enquanto que nos íons Ca^{2+} podem se acomodar em 6 ou 8 locais por causa da sua malha menor.

As concentrações médias de Rb, Sr, K e Ca em diferentes espécies de rochas ígneas e sedimentares estão a seguir indicadas na Tabela 5.1. Estes dados mostram as coerências gerais geoquímicas do rubídio e do potássio e do estrôncio e do cálcio.

Durante a cristalização fracionada do magma, o Sr tem tendência a ficar concentrado nos plagioclásios enquanto o Rb permanece na fase líquida, conseqüentemente, a razão (Rb / Sr) do magma residual deve aumentar gradualmente durante os processos de cristalização progressiva. Assim, em suítes de rochas fracionadas de um mesmo magma, podemos ter razões (Rb / Sr), em fases finais, com valores da ordem de 10 ou mais vezes as fases iniciais.

As relações (Rb / Sr) também são muito variáveis no conjunto da Terra, no manto temos (Rb / Sr)_t ≅ 0,025, na crosta oceânica 0,06 e, em alguns granitos da crosta continental 1,7 ou mais em rochas graníticas fortemente diferenciadas e com baixa concentração em cálcio.

TABELA 5.1. - Concentrações médias de Rb, K, Sr e Ca em rochas ígneas e sedimentares (Turekian & Wedepohl, 1961).

ROCHA	Rb ppm	K ppm	Sr ppm	Ca ppm
01. Ultrabásica	0,2	40	1	25.000
02. Basalto	30	8.300	465	76.000
03. Granito rico em Ca	110	25.200	440	25.300
04. Granito pobre em Ca	170	42.000	100	5.100
05. Sienito	110	48.000	200	18.000
06. Folhelho	140	26.600	300	22.100
07. Arenito	60	10.700	20	39.100
08. Carbonato	3	2.700	610	302.300
09. Carbonato marinho profundo	10	2.900	2.000	312.400
10. Argilas marinhas profundas	110	25.000	180	29.000

5.4. CONSTANTES DE DESINTEGRAÇÃO

Até 1977 é comum aparecerem na literatura idades Rb/Sr diferentes para o mesmo corpo rochoso. Tal fato se deve à incerteza que até então havia na determinação da constante de desintegração do rubídio. Dependendo do laboratório, as constantes usadas eram:

$$1,39 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$1,47 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

Em 1977, durante o 25º Congresso Mundial de Geologia, a subcomissão de Geocronologia propôs que se passasse a adotar o valor de $1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ o que para o caso brasileiro, onde a constante usada era $1,47 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$, implicou um aumento de cerca de 3,5% na idade das amostras publicadas até então. Para reconversão a esta constante deve-se multiplicar a idade por 1,0352.

5.5. PREMISSAS DO MÉTODO

Como todo e qualquer método de análise, o (Rb / Sr) também, para ser válido, tem que obedecer a algumas premissas. São elas:

1. Não pode ter havido perdas ou ganho de nuclídeos pais e filhos a não ser através de processos de decaimento radioativo espontâneo do nuclídeo pai.

2. A meia-vida do nuclídeo pai tem que ser conhecida com exatidão.

3. A quantidade original do produto final tem que ser perfeitamente conhecida ou calculada (Sr).

4. A formação do mineral ou rocha tem que ser processada num intervalo de tempo que seja considerado pequeno quando comparado com a sua idade real.

5.6. A QUANTIDADE DE ^{87}Sr RADIOGÊNICO QUE EXISTE NA NATUREZA

Conforme foi visto anteriormente, a meia-vida do rubídio 87, se bem que de cerca de 48 bilhões de anos, permite determinar a quantidade aproximada do que se desintegrou até hoje.

A idade da Terra é de 4,6 bilhões de anos, portanto cerca de 1/10 da meia-vida do rubídio. Assim, se em 48 bilhões de anos se desintegrar metade de todo o rubídio, em cerca de 1/10 deste tempo deve ter-se desintegrado aproximadamente 1/10 da metade, ou seja, 5% de todo o rubídio de massa 87 que se originou na nucleossíntese.

5.7. EQUAÇÃO DA IDADE

Como todos os outros métodos, também o (Rb / Sr) usa a equação geral vista anteriormente no capítulo I.

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln (1 + F / P)$$

onde F é o ^{87}Sr radiogênico e P o ^{87}Rb , logo

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln (1 + {}^{87}\text{Sr}^* / {}^{87}\text{Rb})$$

mas, como todos os materiais conhecidos já possuem ^{87}Sr inicial, o que medimos hoje na realidade é a soma deste com o radiogênico, ou seja:

$$({}^{87}\text{Sr})_{\text{hoje}} = ({}^{87}\text{Sr})_{\text{inicial}} + {}^{87}\text{Sr}^*$$

tirando daqui o valor de $^{87}\text{Sr}^*$ e entrando com ele na equação da idade vamos obter:

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[1 + \frac{[({}^{87}\text{Sr})_{\text{h}} - ({}^{87}\text{Sr})_{\text{i}}]}{{}^{87}\text{Rb}} \right]$$

mas, conforme ficou visto no capítulo II, o espectrômetro de massa não mede quantidades absolutas de um dado isótopo, mas sim razões, logo, podemos dividir tudo pelo isótopo ^{86}Sr que é estável, portanto constante, sem alterar a equação usada para o cálculo das chamadas "Idades Convencionais", ou seja:

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left\{ 1 + \frac{\left[\frac{({}^{87}\text{Sr})}{({}^{86}\text{Sr})_{\text{h}}} - \frac{({}^{87}\text{Sr})}{({}^{86}\text{Sr})_{\text{i}}} \right]}{\frac{({}^{87}\text{Rb})}{({}^{86}\text{Sr})}} \right\}$$

onde a razão das concentrações (Rb/Sr) é convertida em $({}^{87}\text{Rb} / {}^{86}\text{Sr})$ através da seguinte equação:

$$\frac{({}^{87}\text{Rb})}{({}^{86}\text{Sr})} = \left(\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}} \right) \cdot \frac{(\text{Ab } {}^{87}\text{Rb} \cdot P_{\text{Sr}})}{(\text{Ab } {}^{86}\text{Sr} \cdot P_{\text{Rb}})}$$

onde $({}^{87}\text{Rb} / {}^{86}\text{Sr})$ é a razão destes isótopos em termos de números de átomos presentes numa unidade de peso mineral (hoje), (Rb / Sr) é a razão das concentrações destes elementos em ppm, $\text{Ab } {}^{87}\text{Rb}$ e $\text{Ab } {}^{86}\text{Sr}$ são as abundâncias isotópicas do ^{87}Rb e do ^{86}Sr e P_{Sr} e P_{Rb} são os respectivos pesos atômicos. Notar que a abundância do ^{86}Sr e o peso atômico do Sr dependem da abundância do ^{87}Sr e por isso, para cada cálculo, estes valores deverão ser determinados com exatidão.

Vejamos um exemplo:

Uma amostra de estrôncio é expressa em termos das seguintes razões:

$$({}^{87}\text{Sr} / {}^{86}\text{Sr}) = 0,7090$$

$$({}^{86}\text{Sr} / {}^{88}\text{Sr}) = 0,11940$$

$$({}^{84}\text{Sr} / {}^{88}\text{Sr}) = 0,006756$$

Qual a abundância dos seus isótopos e a massa atômica deste Sr ?

Resolução:

Vamos converter todas as nossas abundâncias em termos do isótopo ^{88}Sr :

$$^{84}\text{Sr} = 0,006756 \cdot ^{88}\text{Sr}$$

$$^{86}\text{Sr} = 0,11940 \cdot ^{88}\text{Sr}$$

$$^{87}\text{Sr} = 0,7090 \cdot ^{86}\text{Sr} \text{ ou } 0,7090 \cdot 0,11940 \cdot ^{88}\text{Sr}$$

$$^{88}\text{Sr} = ^{88}\text{Sr}$$

Agora, se admitirmos que a soma dos quatro isótopos é 100%, podemos determinar a abundância de cada um, calculando primeiro o valor de ^{88}Sr do seguinte modo:

$$0,006756 \cdot ^{88}\text{Sr} + 0,11940 \cdot ^{88}\text{Sr} + 0,08465 \cdot ^{88}\text{Sr} + ^{88}\text{Sr} = 100$$

logo,

$$^{88}\text{Sr} = 82,590\%$$

e, substituindo este valor nas equações anteriores, teremos:

$$^{84}\text{Sr} = 0,558\%$$

$$^{86}\text{Sr} = 9,861\%$$

$$^{87}\text{Sr} = 6,991\%$$

Ficamos assim sabendo a abundância isotópica deste estrôncio. Para agora calcular o seu peso atômico, nada mais é necessário que multiplicar as abundâncias de cada um pelos seus respectivos pesos atômicos:

$^{84}\text{Sr} = 0,00558 \cdot 83,9134 =$	0,4673
$^{86}\text{Sr} = 0,09861 \cdot 85,9092 =$	8,4715
$^{87}\text{Sr} = 0,06991 \cdot 86,9088 =$	6,0758
$^{88}\text{Sr} = 0,82590 \cdot 87,9056 =$	72,6012

SOMA	87,6158

Este último valor é assim o peso atômico do estrôncio em questão.

5.8. VALORES MÉDIOS DE $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$

A variação do valor $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ é relativamente pequena. É um parâmetro muito importante, não só para o cálculo de idades mas também como auxiliar de estudos petrogenéticos.

A razão $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ quando do tempo de formação da rocha, é chamada de razão inicial (R_0 ou R_i). Alguns valores médios em rochas vulcânicas modernas, conforme compilação efetuada por Faure (1986) são:

- Fundos oceânicos.....	0,70280 (61 análises)
- Ilhas oceânicas.....	0,70386 (252 análises)
- Arcos ilhas.....	0,70437 (193 análises)
- Continentes.....	0,70577 (417 análises)

As razões iniciais de materiais terrestres ou não, correntemente aceitas ou obtidas, são:

- Água do mar atual.....	0,7092
- Rochas oceânicas modernas.....	0,702 - 0,706
- Rochas vulcânicas continentais.....	0,702 - 0,714
- Rochas graníticas e alcalinas.....	0,704 - 0,710 → 0,734
- Meteoritos (valor primordial para Terra)....	0,699

5.9. HOMOGENEIZAÇÃO ISOTÓPICA

Tal como no método (K / Ar), a temperatura é um fator preponderante na mobilidade iônica do Rb e do Sr, mas, ao contrário daquele método, aqui o relógio geológico não é por ela levado a zero por perda do radiogênico que é um elemento sólido. A única coisa que acontece é o fenômeno chamado de "homogeneização ou rehomogeneização isotópica", isto é, a temperaturas superiores a cerca de 250°C a rocha sofre uma redistribuição iônica das várias espécies isotópicas de Sr, de modo que, independentemente de o mineral ser rico (micas) ou pobre (anfíbólios) em Rb, o $^{87}\text{Sr}^*$ produzido por desintegração do ^{87}Rb , se redistribui por toda a rocha, apresentando uma relação ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) homogênea (figura 5.1). Assim, se a análise for feita em minerais isolados, o relógio geocronológico só está funcionando a partir da altura do esfriamento do mineral, mas, no caso de rochas totais, isso não acontece. Voltaremos ao assunto.

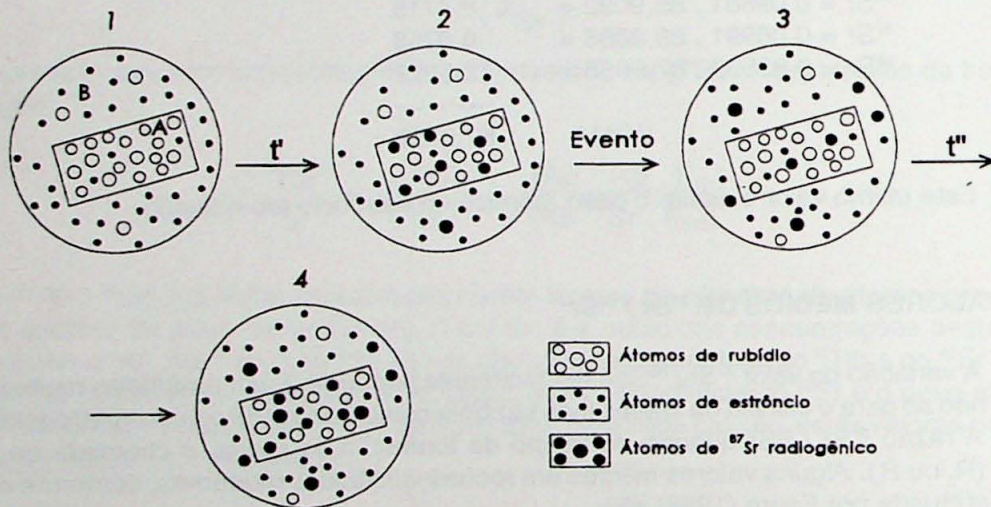
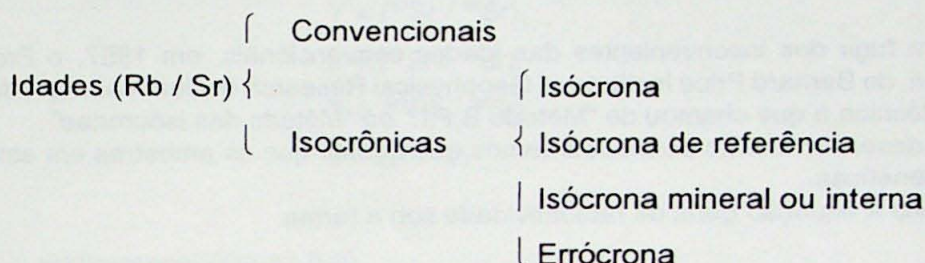


FIGURA 5.1. - Relações entre Sr comum e radiogênico. A sequência de 1 a 4 representa a evolução de uma rocha ígnea com uma fase A rica em Rb e pobre em Sr e outra B rica em Sr e pobre em Rb.

Na seqüência 1, a rocha ao cristalizar-se com uma fase A rica em rubídio e uma fase B rica em estrôncio, apresenta uma composição (R_0) homogênea e sem ^{87}Sr radiogênico. Na seqüência 2, após um certo tempo t' , uma parte dos átomos de ^{87}Rb , especialmente na fase A, transmuta para ^{87}Sr radiogênico, mudando as composições isotópicas nas duas fases. Na seqüência 3 é ilustrada a redistribuição desses isótopos de ^{87}Sr radiogênico por um evento metamórfico (sem refusão) nas duas fases minerais. Na última etapa, após certo tempo t'' , ou hoje, observamos novo aumento de ^{87}Sr radiogênico na fase A. A idade da fase rica em Rb da seqüência 4 é a do evento que a rehomogeneizou (seqüência 3).

5.10. TIPOS DE IDADES Rb / Sr

A metodologia (Rb / Sr) permite calcular vários tipos de idades com significados e interpretações diferentes. Podem ser classificadas em convencionais e isocrônicas, conforme segue:



Uma *idade convencional* é aquela que é obtida através da equação geral do método Rb / Sr, onde a razão inicial ou R_0 é por nós arbitrada e em conformidade com os valores já vistos anteriormente em 5.8. Dois casos podem acontecer: ou a razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) hoje é elevada (>1) e a idade é absolutamente confiável e independente da razão arbitrada, ou a razão é baixa (0,700 - 0,800) e assim a diferença entre as razões isotópicas do estrôncio fica muito dependente do valor estimado para R_0 , caso em que a idade não é confiável, devendo ser descartada na interpretação final.

Uma *idade isocrônica* é aquela obtida através de cálculos onde a razão inicial não é arbitrada e determinada em função da inclinação de uma reta que melhor se ajusta aos diversos pontos experimentais em um diagrama conhecido como isocrônico. Estes pontos devem corresponder a amostras supostamente consangüíneas, cogenéticas ou coevas.

Uma *isócrona* é obtida quando é possível calcular a melhor reta que se ajuste aos diversos pontos analíticos, levando-se em conta os erros experimentais e relativos, em geral, a amostras provenientes da mesma fonte magmática (cogenéticas) onde a razão inicial e a idade são absolutamente iguais para todas as amostras.

Uma *isócrona de referência* pode ser definida como aquela obtida através de um conjunto de amostras não originadas na mesma fonte, mas que sofreram algum evento comum que pode ser determinado através dela. Neste caso, a razão inicial pode variar ligeiramente de amostra para amostra. Em outras situações, a isócrona de referência traçada pode não ter nenhuma relação com os pontos que aparecem dispersos no diagrama, mas simplesmente servir como suporte ou referência, tendo como base uma idade geocronológica confiável obtida em outra situação geológica, local ou rochas distintas e obtidas pela mesma metodologia (Rb / Sr) ou não.

Uma *isócrona mineral*, qualificada também como interna, quando é determinada através da análise separada dos diversos minerais constituintes de uma mesma amostra. O seu valor interpretativo é semelhante ao do método (K / Ar).

Uma *errócrona* é assim qualificada quando a melhor reta calculada por regressão linear não se alinha dentro dos erros experimentais. A distinção entre isócronas e errócronas é feita através de um índice estatístico designado abreviadamente por MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) o qual, para um alinhamento perfeito, deve ter valor zero. Existem tabelas que nos fornecem o valor ideal para discriminar isócronas de errócronas em função do número de pontos ou amostras participantes em um diagrama isocrônico. Alguns exemplos são:

para 4 pontos.....	MSWD até 3,07
para 5 pontos.....	MSWD até 2,68
para 6 pontos.....	MSWD até 2,45
para 10 pontos.....	MSWD até 2,02
para 26 pontos.....	MSWD até 1,61

5.10.1. - O MÉTODO ISOCRÔNICO

Para fugir dos inconvenientes das idades convencionais, em 1957, o Prof. Louis Nicolaysen, do Bernard Price Institute of Geophysical Research de Joanesburgo, desenvolveu uma técnica a que chamou de "Método B.P.I." ou "Método das isócronas".

No desenvolvimento do modelo temos que admitir que as amostras em estudo são todas cogenéticas.

Tendo a equação geral da radioatividade sob a forma

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad \text{ou} \quad N(t) = N_0 / e^{\lambda t}$$

onde

N_t = nº de átomos de ^{87}Rb que existe após um certo tempo t

N_0 = nº inicial de átomos de ^{87}Rb , ou $^{87}\text{Rb} + ^{87}\text{Sr}^*$ após um tempo t qualquer

e = base dos logaritmos neperianos

Podemos adaptá-la ao método (Rb / Sr) por substituição simples

$$^{87}\text{Rb} = \frac{(^{87}\text{Rb} + ^{87}\text{Sr}^*)}{e^{\lambda t}}$$

ou

$$^{87}\text{Sr}^* = ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{A})$$

que não é mais do que a conhecida equação:

$$F = P (e^{\lambda t} - 1)$$

mas, anteriormente já vimos que

$$(^{87}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Sr}^* \quad (\text{B})$$

Logo, substituindo o valor de $^{87}\text{Sr}^*$ em (B) pelo seu valor tirado de (A) teremos:

$$(^{87}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

pelas razões técnicas já comentadas, vamos dividir tudo pelo isótopo ^{86}Sr e vamos obter:

$$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

mas esta é a equação de uma reta da forma

$$Y = b + aX$$

Podemos assim colocar os valores num sistema de eixos coordenados onde

$$Y = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_h$$

$$b = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i$$

$$X = (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})$$

$$a = (e^{\lambda t} - 1)$$

ou seja, graficamente (Figura 5.2)

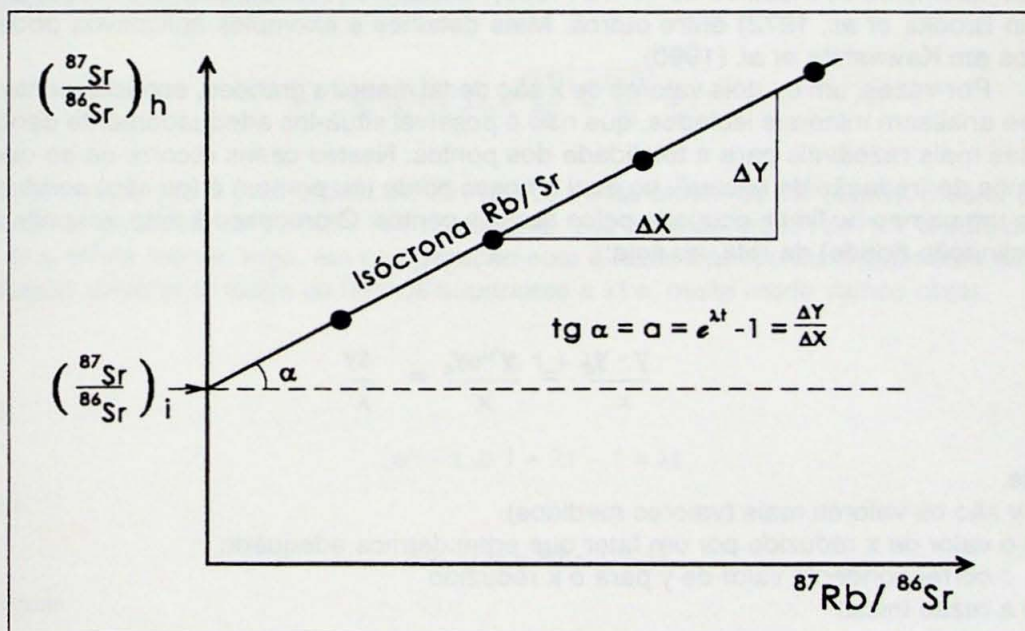


FIGURA 5.2. - Representação gráfica de uma isócrona (Rb / Sr).

Os parâmetros a e b podem ser determinados estatisticamente através da técnica de regressão simples cujas fórmulas são:

$$a = \frac{\sum xy - \frac{[(\sum x) \cdot (\sum y)]}{N}}{\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{N}}$$

$$b = \frac{(\sum x) \cdot (\sum xy) - (\sum y) \cdot (\sum x^2)}{(\sum x)^2 - N \cdot (\sum x^2)}$$

onde x e y são os valores individuais de $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ e N é o número de medidas. As fórmulas correspondem à regressão de Y em X, em que as abcissas (razões $^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$ no caso) são assumidas como sem erros. Os parâmetros a e b da melhor reta são obtidos a partir de equações derivadas, assumindo que a somatória do quadrado das diferenças ou somatória dos resíduos ($\sum (\text{res } Y)^2$) entre a reta e os pontos experimentais é mínima. E daí é conhecida como método dos mínimos quadrados. Calculadoras portáteis geralmente permitem obter estes parâmetros, segundo regressão de Y em X. Evidentemente, este procedimento não é o mais adequado, pois ambas as coordenadas apresentam erros experimentais e variáveis de ponto para ponto. As técnicas mais adequadas são aquelas que incorporam ponderações nos pontos, conforme estimativas dos erros individuais assinalados. Constituem exemplos os modelos de York 2 (1969), Williamson (1968), Mc Intire (1966) e Wendt 1 (in Brooks *et al.*, 1972) entre outros. Mais detalhes e exemplos aplicativos podem ser vistos em Kawashita *et al.* (1990).

Por vezes, um ou dois valores de x são de tal maneira grandes, especialmente quando se analisam minerais isolados, que não é possível situá-los adequadamente dentro dos limites mais razoáveis para a totalidade dos pontos. Nestes casos recorre-se ao que chamamos de "redução de escala", no qual o nosso ponto (ou pontos) é (ou são) conduzido(s) para um campo ou limite ocupado pelos demais pontos. O processo é feito, respeitando-se a inclinação (idade) da reta, ou seja:

$$\frac{y - y_0}{x} = \frac{y' - y_0}{x'} = \frac{\Delta y}{x}$$

onde

x e y são os valores reais (valores medidos)

x' é o valor de x reduzido por um fator que entendermos adequado

y' é o correspondente valor de y para o x reduzido

y₀ é a razão inicial

$\Delta y = y - y_0$

Das igualdades tira-se

$$y' = \Delta y \cdot \frac{x'}{x} + y_0$$

Vejamos um exemplo:

Uma amostra de biotita forneceu os seguintes valores:

$$(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) = 289,7$$

$$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) = 1,969.$$

A sua razão inicial foi obtida como sendo $y_0 = 0,7850$. Reduza o valor de x para 8 e calcule o correspondente valor de y .

Logo

$$x = 289,7$$

$$y = 1,969$$

$$y_0 = 0,7850$$

$$x' = 8 \text{ (fator de redução} = 289,7 / 8 = 36,2)$$

$$y' = ?$$

$$y' = 1,969 - 0,7850 \cdot 8 / 289,7 + 0,7850$$

$$y' = 0,8177$$

Assim, para usarmos o valor de $x' = 8$ temos que usar o valor de $y' = 0,8177$ para que a sua relação não se altere.

* * *

Nicolaysen foi mais além do que verificar a simples linearidade das amostras genéticas. Desenvolvendo $e^{\lambda t}$ obteve :

$$e^{\lambda t} = 1 + \lambda t + \frac{(\lambda t)^2}{2!} + \frac{(\lambda t)^3}{3!} + \dots$$

mas, uma vez que λ é da ordem de 10^{-11} e que t é da ordem de 10^9 (anos), o valor do seu produto é da ordem de 10^{-2} . No termo seguinte, $(\lambda t)^2$ será da ordem de 10^{-4} o qual dividido por $2!$ é ainda menor, logo, em comparação com a idade das rochas usualmente datadas, podemos desprezar todos os termos superiores a λt e, deste modo vamos obter:

$$e^{\lambda t} \cong 1 + \lambda t$$

logo

$$e^{\lambda t} - 1 \cong 1 + \lambda t - 1 = \lambda t$$

como

$$a = \text{tg } \alpha = e^{\lambda t} - 1 \cong \lambda t$$

teremos

$$t = \frac{\text{tg } \alpha}{\lambda}$$

É a esta equação aproximada que se chama de "Equação de Nicolaysen" a qual nos diz que "um conjunto de amostras com a mesma idade e a mesma razão inicial, tem que,

obrigatoriamente, se situar sobre a mesma reta". A utilização desta equação aproximada para uma rocha com idade de 500 Ma, por exemplo, redundaria em um erro de 0,32%, ou seja, resultaria 501,6 Ma. Já para uma rocha de 1000 Ma o erro seria de 0,74%. A expressão simplificada pode ser pois utilizada para rochas jovens, sem incorrer em erros maiores do que os observados ou calculados com base nos erros analíticos.

Para uma rocha formada "hoje", logo com $t = 0$, os pontos analíticos correspondentes aos minerais e também à rocha total (RT) devem se dispor sobre uma reta horizontal, uma vez que terão todos a mesma razão inicial R_0 . O mesmo comportamento deve ser verificado em todas as rochas provenientes de um mesmo magma homogêneo.

Se agora levarmos em conta que o teor de rubídio é crescente, conforme a sequência abaixo:

Anfibólio \rightarrow Plagioclásio \rightarrow RT \rightarrow KF \rightarrow Micas

temos que, com o passar do tempo, com o conjunto se mantendo fechado e frio, os pontos representativos se moverão proporcionalmente à razão ($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$), ou seja, de acordo com o indicado na figura 5.3. Assim, quanto maior o tempo decorrido desde t_0 maior será a inclinação ou idade, e quanto maior a razão ($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$) maior será a razão ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) observado. A idade, conforme visto anteriormente, será pois proporcional à inclinação ou $\text{tg } \alpha$ que corresponde ao parâmetro a da equação isocrônica, ou seja:

$$a = \text{tg } \alpha = e^{\lambda t} - 1 = \frac{\Delta y}{\Delta x}$$

A idade pode ser obtida graficamente calculando-se $\Delta y / \Delta x$ segundo a expressão

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\Delta y}{\Delta x} \right)$$

ou determinando-se o parâmetro a por métodos adequados de regressão. neste caso a idade será

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln (1 + a)$$

A razão inicial ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) (R_0) pode ser também obtida graficamente ou por regressão, extrapolando-se a reta para ($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$) igual a zero.

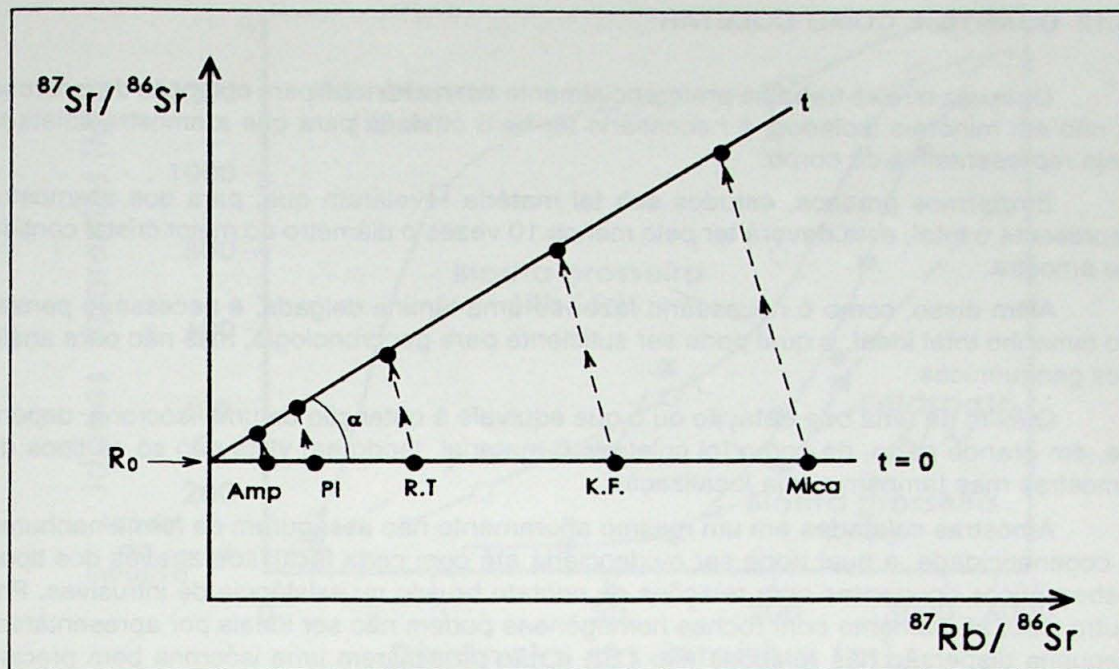


FIGURA 5.3. - Representação esquemática num sistema frio da evolução dos pontos analíticos correspondentes a 4 minerais de uma mesma rocha após um certo tempo t desde o fechamento do sistema, e todos partindo com uma mesma razão isotópica R_0 .

Se o sistema químico não permaneceu fechado, íons Sr^{+2} , de raio iônico menor (1,13Å) que o do Rb^{+} (1,48Å) podem sair preferencialmente do conjunto ou das fases minerais, originando assim uma dispersão de pontos no diagrama isocrônico, e ficando sem possibilidade de interpretação adequada. Se, por outro lado, o sistema se tornar totalmente aberto poderá ocorrer uma rehomogeneização isotópica entre as diversas fases minerais. A isócrona mineral ou interna resultante propiciará a obtenção da idade do evento metamórfico responsável pela rehomogeneização, bem como a nova razão isotópica resultante pela ação do mesmo, conforme veremos mais adiante na datação de rochas metamórficas.

5.11. MATERIAIS ANALISADOS

Uma vez que as idades (Rb / Sr) em minerais isolados nos fornecem valores semelhantes aos obtidos pelo método (K / Ar), hoje só os laboratórios que não possuem (K / Ar) ou que estão envolvidos em programas especiais de pesquisa, fazem uso de tal técnica.

Assim, na grande maioria dos casos, o material usado é a rocha total (RT). Atendendo a que, para efetuar a datação, é necessário que a rocha contenha Rb em quantidade apreciável. As rochas ácidas e intermediárias são as mais usadas e propícias.

No estudo de pegmatitos que não tenham sofrido ações termotectônicas, o método (Rb / Sr) funciona bem em cristais de moscovita.

5.12. QUANTO E COMO COLETAR

Uma vez que se trabalha preferencialmente em rocha total para obtenção de isócrona e não em minerais isolados, é necessário ter-se o cuidado para que a amostra coletada seja representativa do corpo.

Em termos práticos, estudos sob tal matéria revelaram que, para que a amostra represente o total, esta deverá ter pelo menos 10 vezes o diâmetro do maior cristal contido na amostra.

Além disso, como é necessário fazer-se uma lâmina delgada, é necessário pensar no tamanho total ideal, o qual pode ser suficiente para geocronologia, mas não para análises geoquímicas.

O êxito de uma boa datação ou o que equivale à obtenção de uma isócrona, depende, em grande parte, de como foi coletado o material, tendo em vista não só os tipos de amostras mas também a sua localização.

Amostras coletadas em um mesmo afloramento não asseguram de forma nenhuma a cogeneticidade, a qual pode ser evidenciada até com certa facilidade através dos tipos petrográficos ocorrentes com relações de contato brusco ou existência de intrusivas. Por outro lado, afloramento com rochas homogêneas podem não ser ideais por apresentarem pequena dispersão nas relações (Rb / Sr) e não propiciarem uma isócrona bem precisa devido a este fato. Assim, as amostras são geralmente coletadas a distâncias variáveis visando obter aquelas de variada composição mineralógica ou (Rb / Sr), mas podendo fugir dos requisitos preconizados para a utilização do método isocrônico. De uma forma geral, recomenda-se tomar amostras:

- a - de uma mesma intrusiva ígnea, ou
- b - se diferentes, de uma suíte derivada de um magma parental homogêneo e cujo tempo de consolidação não tenha sido prolongado.

O rubídio, assim como o ^{87}Sr radiogênico, quando sujeito a efeitos de percolação de águas e aumento de temperatura, tornam-se extremamente móveis. Assim, todo o cuidado é pouco ao escolher o local para a coleta de amostras. Falhas, juntas, plutonitos, rochas alteradas e rochas expostas ao intemperismo são alguns fatores que deverão ser evitados. As fraturas permitem a percolação de líquidos, os plutonitos aquecem a região, causando problemas no relógio geocronológico enquanto as rochas alteradas e expostas certamente representam sistemas químicos abertos.

Antes de toda e qualquer análise geocronológica é imprescindível ter um estudo detalhado de uma lâmina delgada do material a ser datado.

Um bom exemplo dos problemas surgidos durante a coleta da amostra é indicado por S. Hart (1964) que estudou o comportamento de diversos materiais coletados a várias distâncias de uma intrusão quartzo-monzonítica (Laramie Stock) na região de Eldora-Colorado. As rochas regionais são gnaisses Pré-Cambrianos e xistos de idade variável entre 1200 e 1600 m.a. A idade da intrusão é Terciária. Foram coletadas várias amostras a distâncias variáveis, mas sempre dispostas radialmente em relação ao stock.

Os resultados obtidos são os da figura 5.4 e mostram claramente os efeitos de interferência decorrentes do aquecimento regional provocado pela intrusão do quartzo-monzonito ocorrido há cerca de 60 Ma.

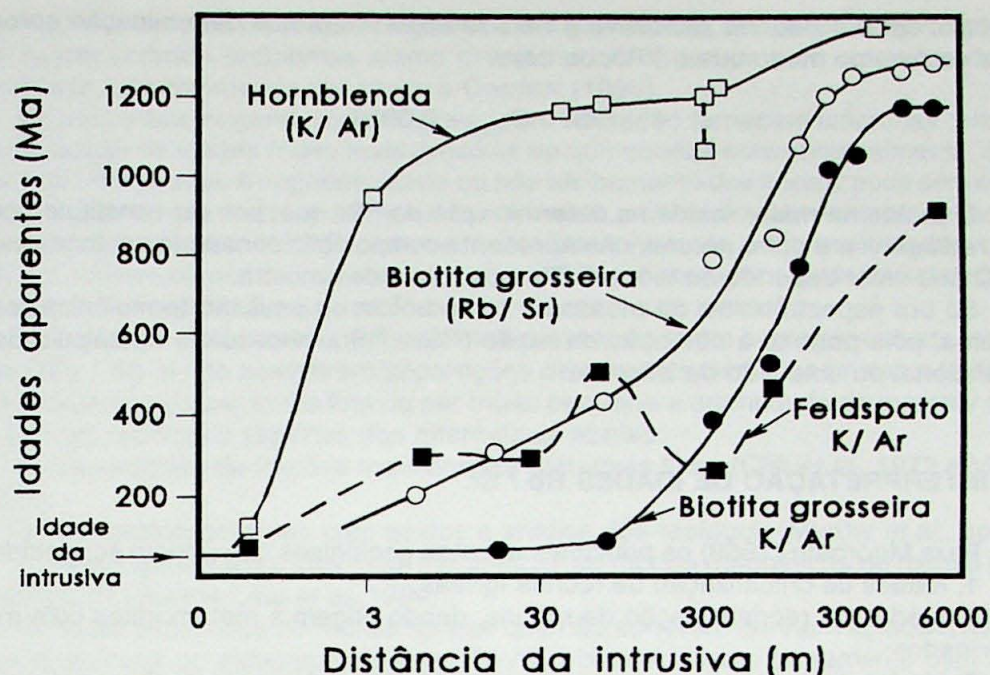


FIGURA 5.4.- Idades obtidas por Hart (1964) na região de Eldora.

Pela figura pode-se verificar a grande importância de se coletar amostras longe de intrusões. Também é fácil ver os efeitos das temperaturas críticas e do tamanho dos grãos no caso do K / Ar.

5.13. COMO EFETUAR A ANÁLISE

No campo, devemos sempre coletar um número maior de amostras do que as que estamos pensando usar. A razão é que não é possível, com segurança, ter a certeza de estar coletando as amostras exatas que se disponham ao longo da linha isocrônica. Assim, coletando-se cerca de 8-10 amostras, é possível, depois de análises semiquantitativas, selecionar as 4 ou 5 que melhor se posicionem na isócrona.

A seleção inicial é feita por fluorescência de raios-X, por absorção atômica ou por qualquer outro método que nos forneça uma precisão semelhante. Uma vez escolhidas as amostras, são definidos a seguir os procedimentos analíticos adequados que variam de laboratório para laboratório. O ^{87}Rb e o ^{86}Sr podem ser determinados quantitativamente por fluorescência de raios-X (FR-X) segundo a técnica preconizada por Reynolds (1963). Quando os teores de rubídio e estrôncio total são maiores do que 80 ppm, a precisão na razão (Rb/Sr) pode ser melhor ou igual a 2%.

Quando os teores são menores do que esse valor, deve-se utilizar a técnica de diluição isotópica em que a razão ($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$) pode ser determinada com precisão melhor do que 1%.

O ^{87}Rb , quando se utiliza a técnica de FR-X, pode ser calculado através da fórmula

$$^{87}\text{Rb} = \text{Rb}_{\text{total}} \times 0,278346$$

onde 0,278346 é a fração do rubídio que representa o isótopo radioativo.

No ^{86}Sr por não ser radioativo e nem radiogênico, a sua determinação aproximada faz-se do mesmo modo que o ^{87}Rb , ou seja:

$$^{86}\text{Sr} = \text{Sr}_{\text{total}} \times 0,0986$$

O problema maior reside na determinação do ^{87}Sr que, por ser constituído por uma parte radiogênica e outra natural, não apresenta composição constante em todas as amostras. O seu valor depende do teor em Rb e da idade da amostra.

Só um espectrômetro de massa de fonte sólida ou emissão termoiônica resolve o problema, pois permite a obtenção da razão ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$), necessária no cálculo de idade convencional ou obtenção de isócrona.

5.14. INTERPRETAÇÃO DE IDADES Rb / Sr.

Para Moorbath (1969) os principais eventos geológicos que podem ser datados são:

1. Idades de cristalização de rochas ígneas;
2. Idades de recristalização de rochas, dando origem a metamorfitos com minerais neoformados;
3. Idades de formação, esfriamento e erosão de cadeias montanhosas dobradas;
4. Idades de formação de rochas sedimentares que não tenham sofrido diagênese profunda.

Além disso, conforme iremos ver mais adiante, a utilização da técnica (Rb / Sr) assim como outras metodologias, propiciam importantes inferências nos campos da geotectônica, geologia estrutural e petrogênese.

As "idades convencionais", já discutidas anteriormente, só terão significado real se a razão inicial admitida for substancialmente diferente do valor ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) medido na amostra. Constituem exemplos as determinações efetuadas em micas, feldspatos potássicos e rochas ricas nestes minerais.

As "idades isogeocrônicas", determinadas através da "equação de Nicolaysen" dão-nos geralmente a idade de formação das rochas magmáticas e devem ser interpretadas mais precisamente como do momento de fechamento para o par Rb - Sr.

5.14.1. DATAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS

Já vimos que a cristalização fracionada de um magma e a separação de cristais originários do líquido remanescente formam suítes de rochas ígneas comagmáticas mas com composições químicas diferentes (logo diferentes razões Rb / Sr).

Se este magma de composição isotópica homogênea esfriou de forma rápida, pode-se admitir que a suíte de rochas derivadas da cristalização fracionada apresente uma mesma razão inicial, assim como alinhem em uma mesma isócrona. Existem, no entanto, casos de rochas ígneas supostamente cogenéticas que podem não alinhar e cujas causas podem ser atribuídas a uma cristalização prolongada (Mc Carthy e Cawthorn, 1978) que levaria a uma variação contínua de razão inicial conforme gradual fechamento do sistema (Rb / Sr) da suíte. Outras causas genéticas que podem ser apontadas, seriam a mistura incompleta de magmas de composições isotópicas distintas ou assimilação variável da rocha encaixante. Excluímos, evidentemente, erros analíticos ou causas atribuíveis a episódios termais/hidrotermais e intempéricos que podem abrir o sistema (Rb / Sr).

Alguns exemplos de estudos efetuados em granitóides, admitidos como cogenéticos e que teriam ocorrido problemas acima mencionados ou teriam sido coletados de forma inapropriada, são abordados por Vlach e Cordani (1986).

De uma maneira geral, rochas ígneas sem alteração fornecem isócronas que permitem a obtenção de idades muito mais precisas do que obtidas convencionalmente, além da razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) inicial. A cogeneticidade ou não alinhamento dos pontos pode ser verificada através do ajuste dos diversos pontos experimentais, utilizando, por exemplo, o índice estatístico já visto que é o MSWD. Valores acima dos níveis de corte assinalados, que são função do número de pontos (amostras), podem indicar heterogeneidade inicial ou abertura parcial do sistema (Rb / Sr) que pode ocorrer em qualquer tempo.

Na hipótese de as rochas ígneas coletadas serem muito homogêneas em termos da relação (Rb / Sr) e não permitirem separações de minerais clássicos (micas e feldspatos), face à granulometria ser muito fina ou ser muito pequena a quantidade de material disponível é comum recorrer a algumas das alternativas abaixo:

a - separações de frações mais densas e/ou mais finas (Cliff *et al.*, 1972 e Murthy *et al.*, 1971);

b - lixiviações seletivas com ácidos e análise dos resíduos (Murthy *et al.*, op.cit.);

c - separações de frações mais magnéticas de menos magnéticas de rochas máficas a ultramáficas (Bastos Leal *et al.*, 1994).

Minerais separados de rochas ígneas que não sofreram nenhum episódio que tenha levado à abertura do sistema isotópico (Rb / Sr) devem alinhar juntamente com a rocha total respectiva. Caso tenham sofrido um metamorfismo e rehomogeneizado internamente, os minerais separados de uma mesma rocha devem alinhar, segundo uma isócrona de menor idade - a de metamorfismo - e distinta da propiciada pelas análises em rocha total, conforme veremos a seguir.

5.14.2. DATAÇÃO DE ROCHAS METAMÓRFICAS

As rochas podem ficar sujeitas a processos físicos ou químicos (ou ambos) de modo que a sua composição mineralógica e química, e até por vezes a sua textura, são modificadas. Estes processos constituem o metamorfismo no seu sentido mais amplo. O metamorfismo, na maioria das vezes, envolve um aumento na temperatura do meio, podendo promover recristalização de minerais pré-existentes ou mesmo a formação de novos às custas de alguns que vão desaparecer. Estas mudanças mineralógicas implicam uma mobilidade considerável dos constituintes químicos das rochas, seja por causa da presença de uma fase aquosa, seja por processos de difusão iônica (ou ambas). O metamorfismo pode vir igualmente acompanhado por metassomatismo onde a composição química da rocha pode mudar.

É assim de se esperar que o metamorfismo cause um profundo efeito nas relações radioativo/radiogênico presentes na amostra. De fato, com um pequeno aumento de temperatura da ordem de 100 - 200 °C podem ocorrer drásticos desequilíbrios radioativos sem que necessariamente tenhamos critérios para colocar mineralogicamente ou texturalmente a rocha dentro do campo dos metamorfismos. A aparente sensibilidade dos sistemas isotópicos em rochas sujeitas a um aumento de temperatura está provavelmente relacionada ao fato das razões de difusão iônicas, através das malhas cristalinas e em limites de grãos, ser uma função direta da temperatura. Além disso, os radiogênicos produzidos são isótopos de elementos diferentes e, relativamente aos radioativos, podem possuir diferentes cargas e raios iônicos. A energia liberada durante o decaimento radioativo pode produzir deslocamentos ou até mesmo destruir localmente as malhas cristalinas, tornando assim mais fácil a fuga dos radiogênicos.

Por estas razões, não é de admirar que o esquema de decaimento (Rb / Sr) seja profundamente afetado por um pequeno aumento de temperatura durante o metamorfismo. Nos minerais, o comportamento observado pode ser geralmente admitido como se o único isótopo móvel seja o ^{87}Sr , contudo, sabemos que este critério se trata de uma grande simplificação do problema e que, na realidade, as concentrações de Rb e Sr são afetadas como um todo. Apesar disso, daqui para frente, vamos assumir que só o ^{87}Sr é móvel e que as concentrações em Rb e Sr se mantêm constantes durante o metamorfismo regional ou de contato.

De modo a nos auxiliar na descrição do que se passa, vamos relembrar a equação já vista em 5.10.1.

$$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

e modificá-la de acordo com os trabalhos de Nicolaysen na parte referente a

$$e^{\lambda t} - 1 \cong \lambda t$$

ficamos assim com

$$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i + \lambda \cdot (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) \cdot t$$

que é a equação de uma família de retas de coordenadas $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})$ e t e com inclinações proporcionais a $\lambda \cdot (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})$.

A figura 5.5 mostra-nos a evolução de quatro sistemas com diferentes razões $(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})$, cujos dados serviram para interpretações estatísticas por Kawashita *et al.* (1990) e referem-se a gnaisses de Jeribá estudados por Siga Jr (1986).

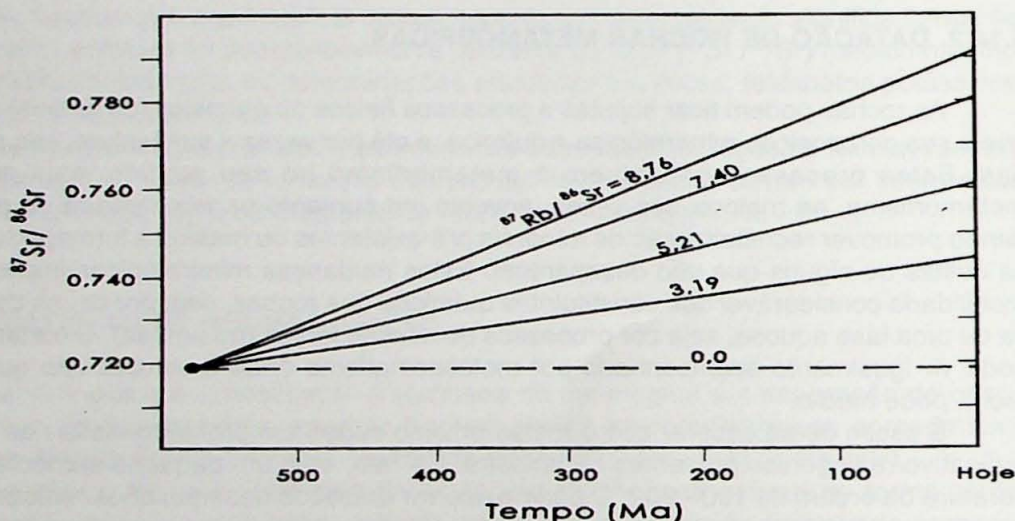


FIGURA 5.5. - Diagrama de evolução do Sr para quatro rochas com diferentes razões $(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})$. Os quatro sistemas apareceram há 586 Ma e todos têm a mesma razão inicial de 0,7184 e, daí para frente, evoluíram dependendo só da sua razão $(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})$. Observe que a reta hipotética em que o valor é zero, se manteve constante durante todo o tempo e igual ao valor da razão inicial.

Como exemplo de evolução isotópica tomemos uma rocha (a de nº 127) do Complexo Juiz de Fora estudado por Cordani *et al.* (1983) cujo diagrama aparece esquematizado na figura 5.6.

Admitamos que a rocha era originalmente ígnea, contendo dois minerais ricos em Rb tais como biotita e um feldspato potássico e um outro pobre em Rb mas rico em Sr tais como plagioclásio ou apatita. Conforme ilustrado na figura, esta rocha foi formada em torno de 2900 Ma (t_i), tendo a rocha e os seus minerais constituintes a mesma razão inicial ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$), de cerca de 0,706.

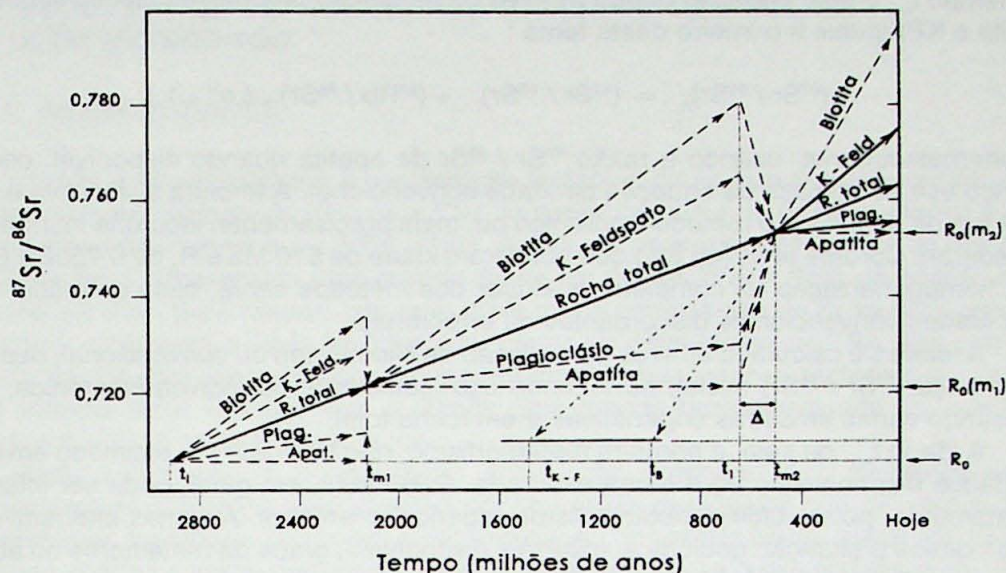


FIGURA 5.6. - Diagrama de evolução isotópica inferida para o gnaiss nº 127 do Complexo Juiz de Fora (dados em Cordani *et al.*, 1973). A rocha teria uma idade original (t_i) estimada em torno de 2900 Ma e teria sofrido dois eventos termiais (t_{m1} e t_{m2}) em torno de 2100 e 500 Ma. As evoluções isotópicas dos minerais e que aparecem tracejadas são hipotéticas, assim como o metamorfismo mais prolongado (Δt) de cerca de 130 Ma e ocorrido durante o ciclo brasileiro e estimado, na área de estudo, entre 640 e 465 Ma. As idades, t_{K-F} e t_B respectivamente de 1500 e 1000 Ma, ambas fictícias, seriam aquelas obtidas convencionalmente, assumindo R_0 como sendo de 0,710.

Algum tempo depois da cristalização, esta rocha foi submetida a um aumento de temperatura há cerca de 2140 Ma (t_{m1}) durante um curto intervalo, quando ocorreu uma completa rehomogeneização isotópica. A nova razão ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) teria sido da ordem de 0,722. Após o resfriamento a rocha total e os minerais aumentariam gradativamente as razões ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) conforme razões ($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$), até o momento t_1 (~640 Ma), quando os minerais por ação de um segundo metamorfismo, abririam o sistema e rehomogeneizariam em torno de 510 Ma (idade t_{m2} estabelecida pela isócrona interna), tendo razão nesta época (R_0) da ordem de 0,754. Esta idade t_{m2} representa, assim, o momento em que as diversas fases minerais se fecharam tendo esta razão R_0 e evoluíram após isto, isotopicamente segundo suas respectivas razões ($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$). A biotita, mineral de maior razão ($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$), apresentaria maior razão ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) hoje, conforme ilustrado, enquanto apatita por ser praticamente isenta de Rb, apresentaria hoje razão igual à inicial ou à de rehomogeneização isotópica; em torno de 0,754 no presente caso. Desta maneira, ao se calcular idades convencionais, utilizando os minerais, e assumindo razão inicial bastante diferente deste valor, por exemplo, 0,710, pode-se obter idades fictícias e discrepantes, ou seja, sem nenhum significado geológico. A idade convencional para o plagioclásio, que nem aparece ilustrado na figura, resultaria

uma idade fictícia de cerca de 8800 Ma para a mesma razão de 0,710. Note-se que no exemplo adotado, enquanto os minerais mudaram as composições isotópicas, a rocha como um todo (rocha total) manteve sua evolução ou crescimento constante até hoje, isto é, manteve-se como um sistema fechado desde (t_i) há cerca de 2900 Ma.

Existem, assim, pelo menos três idades importantes na história da rocha : t_i , t_{m1} e t_{m2} ; t_i sendo o tempo decorrido desde a cristalização original e t_{m1} e t_{m2} tempos decorridos desde os metamorfismos impostos na rocha. Os minerais ricos em Rb registram unicamente o tempo t_{m2} o qual pode ser obtido através da resolução de duas equações simultâneas (biotita e KF) iguais à primeira deste tema :

$$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

ou, alternativamente, usando a razão $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ da apatita quando disponível, como R_0 , fazendo uso neste caso da equação de idade convencional. A terceira alternativa e a mais usual é a de se utilizar o método isocrônico ou, mais precisamente, isócrona interna, como procederam Cordani *et al.* (op.cit.) que obtiveram idade de 510 Ma e R_0 de $0,7538 \pm 0,0002$. Se a homogeneização foi completa, qualquer dos métodos serve, caso contrário, vamos obter idades convencionais discordantes ou errôneas.

A idade t_i é calculada através da equação de Nicolaysen ou convencional, desde que se conheça $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})$ inicial, ou fazendo uso igualmente da técnica isocrônica, porém analisando várias amostras cogenéticas e em rocha total.

A idade t_{m1} , ou seja, o primeiro metamorfismo, não há como ser estimado em função dos dados disponíveis para a rocha estudada. Esta idade, em geral, pode ser inferida só indiretamente, pois o último metamorfismo "apagou" o anterior. Algumas alternativas que variam desde a situação geológica, minerais disponíveis, graus de metamorfismo etc. são:

- a - aplicar metodologia(s) distinta(s) que discriminem os eventos;
- b - datar minerais com temperaturas de bloqueio distintas e,
- c - quando for possível, aplicar a mesma metodologia em rochas não afetadas pelo último metamorfismo.

A figura 5.7 mostra os efeitos de um metamorfismo térmico em três rochas ígneas (R_1 , R_2 e R_3) e nos minerais constitutivos de uma delas (M_2).

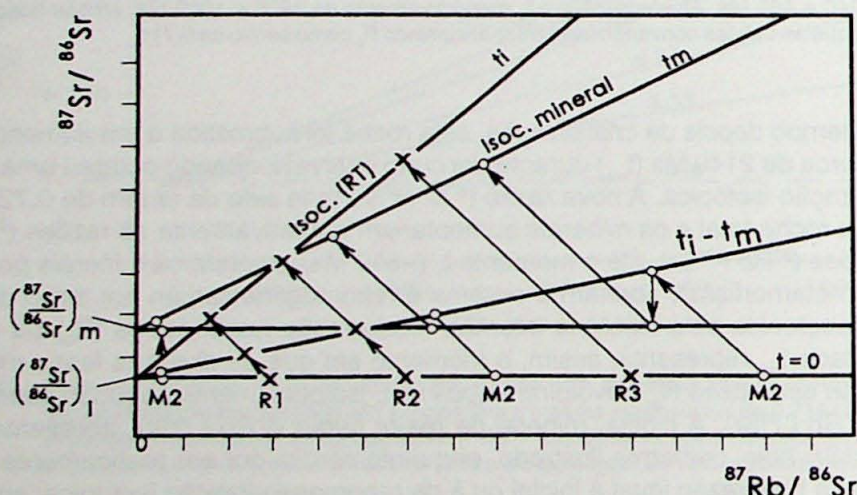


FIGURA 5.7. - Evolução do Sr em três rochas totais R_1 , R_2 e R_3 e em minerais da rocha R_2 (M_2). O Sr dos minerais foi homogeneizado isotópicamente por um evento térmico de curta duração. A inclinação da rocha total corresponde ao t_i que é o tempo decorrido desde a cristalização da rocha. A inclinação dos minerais indica t_m que é o tempo decorrido desde o evento metamórfico.

A história destas rochas é semelhante à descrita anteriormente, se ignorarmos o evento t_{m1} .

Rochas sedimentares levemente metamorfizadas ou não, embora datáveis pelo método (Rb / Sr), serão tratadas mais tarde e em capítulo à parte, assim dispensamo-nos de mais comentários.

5.15 EVOLUÇÃO DO ESTRÔNCIO NOS MATERIAIS TERRESTRES E EM METEORITOS

5.15.1 GENERALIDADES

Desde a nucleossíntese a composição isotópica do Sr tem mudado continuamente por causa do decaimento do ^{87}Rb para ^{87}Sr . Já sabemos que a razão da mudança é aproximadamente proporcional a $\lambda \cdot (^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})$. Assim, os minerais e as rochas da crosta e do manto da Terra apresentam uma grande gama de razões ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) de acordo com as suas razões (Rb / Sr) e idades. Isto quer dizer que a composição do Sr foi heterogênea no passado e continuará a sê-lo no futuro por causa do decaimento do ^{87}Rb . Por outro lado, estudos de (Rb / Sr) desenvolvidos em meteoritos e rochas lunares, materiais supostamente do sistema solar, induzem-nos a admitir uma grande homogeneidade na composição isotópica do Sr no proto-planeta Terra.

Após a formação ou consolidação, a evolução isotópica do Sr na crosta tem sido episodicamente obliterada pela atuação de processos geológicos que incluem a destruição/alteração, transporte de rochas e recombinação, formando novos materiais. O Sr nestas novas rochas é assim derivado de rochas mais antigas as quais podem ainda, por sua vez, ser provenientes de outras ainda mais velhas. As evidências destes fenômenos geológicos podem ser buscadas na chamada "razão inicial ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$)" das rochas ígneas, que se constitui em um registro do que se passou antes da sua incorporação em rochas mais jovens. Assim, o estudo dos sistemas (Rb / Sr) de rochas ígneas são muito úteis, não só para a determinação da sua idade, mas também por fornecer informações sobre a história geoquímica do Sr que elas contêm.

5.15.2 EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO ESTRÔNCIO E IDADE DOS METEORITOS E DA LUA

Não é possível medir diretamente a composição isotópica do Sr que foi incorporado a Terra no momento da sua formação, pela simples razão de todas as rochas ali formadas já terem sido destruídas por processos geológicos ou terem sido alteradas por metamorfismos subseqüentes ou ainda por estarem tão profundamente posicionadas no manto que são inacessíveis para nós. Por isso devemos dedicar-nos ao estudo dos meteoritos e das amostras lunares para inferirmos a possível razão primordial do ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) da Terra.

Acredita-se que a maioria dos meteoritos são fragmentos de grandes corpos que se formaram no sistema solar a partir do mesmo material inicial (primordial) e ao mesmo tempo que a Terra.

Segundo um resumo efetuado por Faure (1986), as determinações de idade nos meteoritos condriticos fornece um valor médio de $4,49 \pm 0,07$ Ga e nos acondriticos $4,36 \pm 0,11$ Ga. As determinações em minerais isolados (idade do seu fechamento químico) têm dado $4,46 \pm 0,08$ Ga, mostrando assim que o tempo decorrido entre a sua formação e o seu esfriamento foi muito curto.

As razões iniciais obtidas até agora nos meteoritos têm-se mostrado bastante homogêneas e próximas de 0,69899. Este valor calculado a partir de 7 basaltos acondriticos por

Papanastassiou e Wasserburg (1969) é conhecido como BABI (Basaltic Achondrite Best Inicial) e tem sido tomado como representativo da razão ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) da nebulosa solar durante os estágios iniciais da formação dos corpos planetários.

Não existem provas que os acondritos do tipo BABI sejam os corpos mais antigos do sistema solar. Um condrito carbonáceo (Pueblito de Allende), por exemplo, apresentou uma razão inicial de 0,69877 (Kaushal S.K. e Wetherill G.W., 1970), enquanto no Brasil, em Angra dos Reis, foi coletado um acondrito cuja razão inicial de $0,69883 \pm 0,00002$ mostrou-se também inferior a BABI o qual, na literatura internacional, é conhecido como ADOR.

Se admitirmos que a razão primordial para Sr foi de 0,69877, igual ao do condrito carbonáceo Allende, e que outros "objetos planetários" derivaram posteriormente deste suposto material primitivo, evoluindo para suas respectivas razões iniciais, conclui-se que as formações dos mesmos, conforme Papanastassiou e Wasserburg (1969), ocorreram em intervalos muito curtos, da ordem de alguns milhões de anos.

Para o meteorito condritico Olivenza, cujos dados aparecem abaixo, juntamente com o de Angra dos Reis,

Meteorito	($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$)	($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$)	R_0	Referência
Olivenza	$0,7512 \pm 0,0004$	$0,778 \pm 0,013$	0,6994	Sanz e Wasserburg (1969)
ADOR	0,69891	0,00111	0,69883	Wasserburg <i>et al.</i> (1977)

o tempo Δt decorrido para evoluir de 0,69877 para 0,6994 corresponderia por exemplo a cerca de 5,7 Ma, admitindo que a razão ($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$) tenha sido a mesma, enquanto que para a idade convencional obteríamos uma cifra de 4,54 Ga. Para o meteorito Ador teríamos respectivamente cerca de 3 Ma e 4,54 Ga (idade assumida com base em determinações U - Th / Pb) segundo Wasserburg *et al.* (1977).

O que ficou dito não implica que todos os meteoritos tenham uma idade da ordem de 4,5 Ga. Mencionamos só os mais antigos, mas existem outros com idades até da ordem de 165 Ma, que são admitidos como produtos de impacto de meteoritos com a Lua, Marte ou Vênus e que "caíram" na Terra.

As determinações de idades e razões iniciais de materiais coletados na Lua através de várias missões Apollo (USA) ou Luna (ex-URSS) também nos fornecem informações sobre a composição do Sr primordial da Terra. A Lua formou-se tal como os meteoritos há cerca de 4,5 Ga e, a sua razão inicial, conhecida como LUNI ($0,69892 \pm 0,00009$) é semelhante em magnitude à do BABI (0,69898), levando a crer que a razão inicial ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) terrestre deve ser um valor dessa ordem de grandeza.

5.15.3. - A EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO ESTRÔNCIO NA TERRA

A revisão que fizemos sobre a evolução isotópica do Sr nos estádios iniciais do sistema solar suporta a hipótese que a Terra também se formou no intervalo de idade $4,5 \pm 0,1$ Ga e que a sua razão inicial ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) teria sido da ordem de 0,699. Não sabemos quando a Terra adquiriu a sua estrutura interna como resultado da acreção ou acúmulo seqüenciado de partículas de diferentes composições ou até mesmo se ela era inicialmente heterogênea. Admite-se, no entanto, que o enriquecimento em metais alcalinos, sílica e alumina, se deu num período de tempo de poucas centenas de milhões de anos. Por exemplo, Moorbath *et al.* (1975) provaram que os gnaisses e outras rochas supracrustais associadas da região de Isua no oeste da Terra Nova se formaram só cerca de 200 Ma antes da sua atual idade (3700 Ma). As razões iniciais destas rochas tão antigas (e de outras pequenas regiões de idade semelhante) são, de modo geral, muito baixas (0,700 - 0,702), mas sempre superiores ao BABI.

É sabido que rochas de composição granítica, portanto enriquecidas em rubídio, se começaram a formar muito cedo na história da Terra e têm tido um papel muito importante no conhecimento da evolução isotópica do Sr.

O enriquecimento da crosta continental em $^{87}\text{Sr}^*$ contrasta fortemente com o enriquecimento muito inferior da razão ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) no manto superior. Esta diferença é bastante útil pois permite-nos identificar o Sr que reside na crosta continental através do seu alto valor ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) e discriminá-lo do manto superior. Tal distinção é útil pois permite-nos tecer considerações acerca das fontes de derivação de tais rochas ígneas e sobre a evolução geoquímica da crosta continental. Para aplicar este critério é necessário não só conhecer a razão ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) que caracteriza determinada rocha crustal, mas também devemos ter informações sobre a evolução isotópica do Sr no manto.

A composição isotópica do Sr no manto da Terra tem sido largamente estudada através da análise de basaltos e de corpos gabróicos que se acredita terem sido originados no manto sem contaminação significativa com o Sr crustal. Os resultados sugerem que as razões atuais de ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) se situam no intervalo de $0,704 \pm 0,002$.

A evolução isotópica do Sr no manto pode ser ilustrada em um gráfico similar à da figura 5.8 em que os pontos extremos são 0,699 e 0,704 para cerca de 4,55 Ga e hoje respectivamente.

Como sabemos que a razão (Rb / Sr) do manto tem diminuído ao longo do tempo geológico através do transporte preferencial do Rb para rochas crustais, os mergulhos das retas de evolução do Sr no manto terão que igualmente diminuir com o passar do tempo, o que corresponde à curva A da figura 5.8. A evolução retilínea B representa as possíveis variações isotópicas do manto em regiões empobrecidas em rubídio e com razão (Rb / Sr) permanecendo constante.

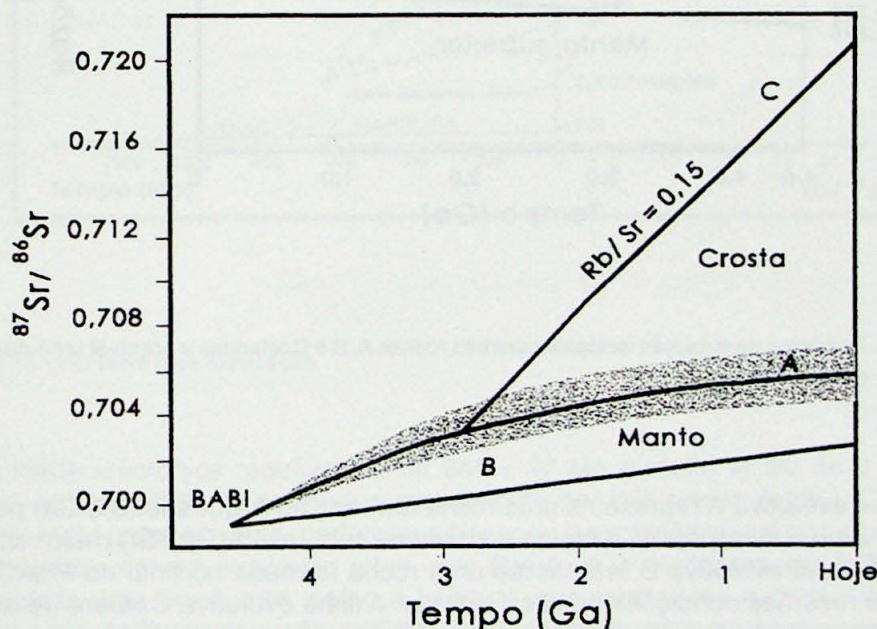


FIGURA 5.8. - Evolução isotópica do Sr terrestre. A linha curva representa a evolução hipotética média do Sr no manto superior de modo a representar o valor atual $0,704 \pm 0,002$. A curvatura da linha está ligada ao progressivo decréscimo de Rb no manto. A linha reta que une o BABI ao valor 0,702 a evolução de regiões do manto empobrecidas em Rb. O diagrama também mostra uma linha de evolução (C) para uma rocha que foi derivada do manto há 2,9 Ga e que se manteve desde então num sistema químico fechado com uma razão (Rb / Sr) = 0,15.

A evolução da composição isotópica do Sr no manto e na crosta terrestre foi estudada, levando-se em consideração as concentrações médias globais de Rb e de Sr e a velocidade de desintegração do ^{87}Rb . O incremento global da relação ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) no manto foi inferior a 1%, passando do valor de 0,699 (valor dos meteoritos) a $0,704 \pm 0,002$, valor atual dos basaltos oceânicos derivados do manto nas dorsais oceânicas.

Se, num diagrama como este, forem colocados valores de rochas crustais formadas por processos de anatexia, palingênese e/ou metamorfismo regional, valores esses mais elevados, é possível ter-se uma idéia da história crustal da rocha. Vejamos o seguinte exemplo ilustrado na figura 5.9.

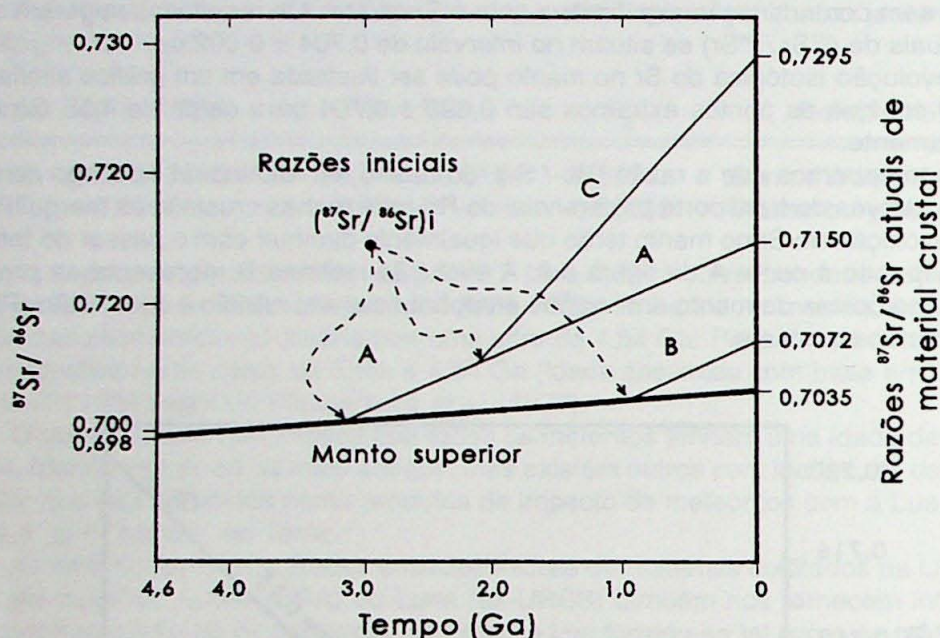


FIGURA 5.9. - Exemplos de evolução isotópica para três rochas A, B e C referidas a possível linha de evolução no manto superior.

A linha evolutiva A representa uma rocha formada no Arqueano (3,2 Ga) por diferenciação do manto e incorporada à crosta continental com razão (Rb / Sr) maior do que a da sua fonte. A linha evolutiva B representa uma rocha formada no final do Pré-Cambriano (1,0 Ga) nas mesmas condições do caso anterior. A linha evolutiva C refere-se ao caso de uma rocha formada no Pré-Cambriano médio (2,0 Ga) a partir da regeneração de material crustal (fusão parcial da crosta continental, por exemplo) com ulterior diferenciação geoquímica e aumento da relação (Rb / Sr).

Vemos assim que estudos deste tipo são de capital importância para a determinação da gênese das rochas. Como exemplo, examinaremos 8 gnaisses da borda leste de Canabrava analisados em rocha total (Girardi *et al.*, 1978) e cujos dados analíticos aparecem a seguir:

Amostra	$(^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr})$	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})$
RCB-493	3,24	0,7684
V-9B	3,77	0,7700
G-94A ₂	4,22	0,7782
V-9A	4,67	0,7730
G-94A	6,07	0,7953
MCB-780B	17,57	0,8980
MCB-780A	22,65	0,9422
V-7B	24,95	0,9395
Valores médios	10,89	0,8331

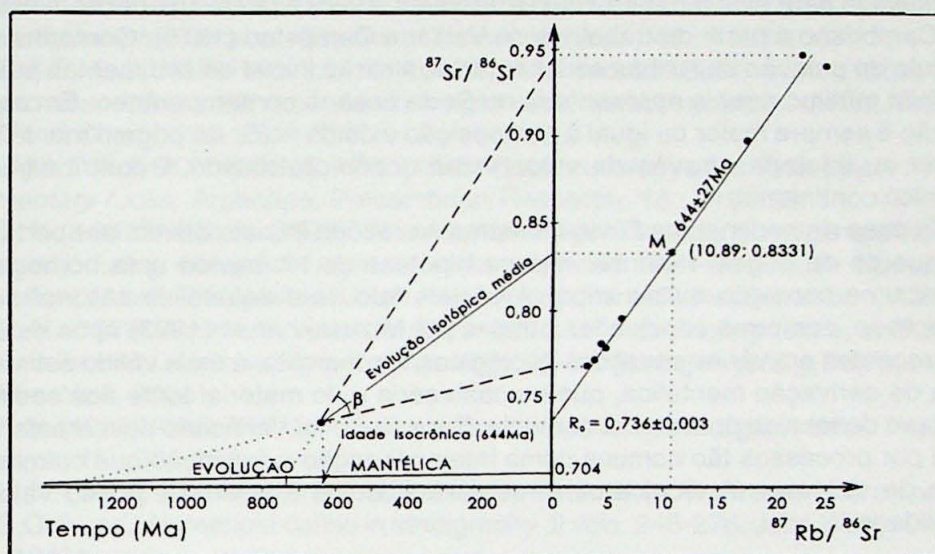


FIGURA 5.10.- Ver texto para explicação

A idade isocrônica resultante é de 644 ± 27 Ma e razão inicial de $0,736 \pm 0,003$, utilizando-se procedimento estatístico preconizado por Williamson (1968). Conforme procedimento visto anteriormente, poderemos traçar as 8 evoluções isotópicas independentes que resultariam em um leque de retas com ângulo α e centradas em 0,736, ou traçar simplesmente uma única reta, como é habitual, que represente a média de todas elas, conforme acha-se ilustrada na figura 5.10. É a técnica do valor médio proposta por Hurley *et al.* (1962 e 1965). Esta reta média que representa todas as rochas, parte com uma razão inicial bem acima da curva de evolução mantélica, podendo, portanto, afirmar com bastante segurança que estas rochas não se derivaram diretamente do manto há 644 Ma, mas conforme Girardi *et al.* (op.cit.), tratar-se-ia de material de longa vida crustal rehomogeneizado no ciclo Brasileiro. Agora resta a seguinte pergunta: quanto tempo teria ficado residente na crosta desde a diferenciação do manto até esta rehomogeneização ?

Para solucionar este problema, com base somente nos dados (Rb / Sr) disponíveis, sem recorrer a outras metodologias como (Sm / Nd) ou (Pb / U), devemos pressupor que o sistema Rb - Sr permaneceu fechado desde a hipotética derivação mantélica. Conforme ilustrado na figura 5.10, a provável idade de derivação seria da ordem de 900 Ma e é obtida extrapolando-se a reta de evolução isotópica média com a presumida curva de evolução mantélica. Os limites desta idade estariam entre cerca de 1300 e 750 Ma, estabelecidos através das retas extremas do leque com ângulo α . De onde em função das premissas assumidas pode-se deduzir que o tempo decorrido desde a diferenciação mantélica até a rehomogeneização, verificado em torno de 640 Ma, seria entre um mínimo de 110 Ma (750 → 640 Ma) e um máximo de 660 Ma (1300 → 640 Ma). A sua comprovação deve ser evidentemente verificada, utilizando outras metodologias geocronológicas.

Gnaisses podem ser também analisados de maneira similar, da mesma forma que rochas metassedimentares que sofreram uma rehomogeneização posterior. A ressalva pode residir na reta a ser intersectada. No caso de rochas metassedimentares de origem marinha, a mais apropriada pode ser a curva de evolução secular do Sr em carbonatos que é bem conhecida para todo o Fanerozóico (Elderfield, 1986) e relativamente bem estabelecida no Pre-Cambriano a partir de trabalhos de Veizer e Compston (1976). Conforme será visto no capítulo de datação de rochas sedimentares, a razão inicial de sedimentos pelíticos tem como limite mínimo aquela apresentada no Sr de oceano contemporâneo. Em cada época esta razão é sempre maior ou igual à composição exibida no Sr de origem mantélica, que é originária ou injetada através de vulcanismo oceânico, devido à contribuição de ^{87}Sr radiogênico continental.

No caso de sedimentos flúvio-lacustres as razões iniciais devem ser portanto maiores do que os de origem marinha; isto na hipótese de ter havido uma homogeneização isotópica, uma condição quase improvável pelo fato de a aquatólise ser ineficiente para este processo, conforme conclusões obtidas por Mizusaki *et al.* (1993) após estudar sedimentos recentes em várias situações geológicas. Do exposto, é mais válido estimar a idade clássica de derivação mantélica, que no caso seria a do material fonte dos sedimentos e, na hipótese de ter sido predominantemente única e não ter verificado descaracterização do material por processos tão comuns como intemperização e lixiviação que culminou com a abertura de sistemas. A técnica para metassedimentos é assim de pouco valor e baixa confiabilidade.

5.16 BIBLIOGRAFIA CITADA E RECOMENDADA

- AHRENS, L.H., GORFINKLE, L. (1951). *Quantitative spectrochemical analysis of rubidium in lepidolite*. Am.J.Sci. **249** : 451-456.
- ALDRICH, L.T., HERZOG, L.F., DOAK, J.B., DAVIS, G.L. (1953). *Variations in strontium abundances in minerals*. Part 1: *Mass spectrometric analysis of minerals sources of strontium*. Trans.Am.Geophys.Union **34** : 457-460.
- ARONSON, J.L. & HOWER, J. (1978) *Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 2. Radiogenic argon evidence*. Geol.Soc.Amer.Bull. **87** : 738-744.
- BAADSGAARD, H. (1973) *U-Th-Pb dates on zircons from the early Precambrian Amitsoq gneisses, Godthaab District, West Greenland*. Earth Planet.Sci.Letters. **19** : 22-28.
- BAADSGAARD, H., LAMBERT, R.St.J. and KRUPICKA, J. (1976) *Mineral isotopic age relationships in the polymetamorphic Amitsoq gneisses, Goodthaab District, West Greenland*. Geochim.Cosmochim.Acta, **40** : 513-527.
- BASTOS LEAL, L.R., TEIXEIRA, W., PICIRILLO, E.M., MENEZES LEAL, A.A., GIRARDI, V.A.V. (1994) *Geocronologia Rb / Sr e K / Ar do enxame de diques máficos de Uauá, Bahia (Brasil)*. Geochim.Bras. **8**(1) : 99-114.

- BERGGREN, T. (1940) *Minerals of the Varusträsk pegmatite, XV: analyses of the mica minerals and their interpretation*. Geol.Fören.in Stockholm Förh, **62** : 182-193.
- BOFINGER, V.M. & COMPSTON, W. (1967) *A reassessment of the age of the Hamilton Group, New York and Pennsylvania, and the role of inherited radiogenic ^{87}Sr* . Geochim.Cosmochim.Acta, **31** : 2353-2359.
- BONHOMME, M.G. (1982) *The use of Rb / Sr and K / Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals*. Precambrian Research, **18** : 5-25.
- BONHOMME, M.G., GAUTHIER-LAFAYE F. and WEBER, F. (1982) *An example of Lower Proterozoic sediments. The Francevillian in Gabon*. Precambrian Research, **18** : 87-102.
- BROOKS, C., HART, S.R. and WENDT, I. (1972) *Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data*. Rev.Geophys.Space Phys., **10** : 551-577.
- CAMPBELL, N.R. & WOOD, A. (1906) *The radioactivity of the alkali metals*. Proc.Cambridge Phil.Soc., **14** : 15-21.
- CAMERON, M., COLLERSON, K.D., COMPSTON, W. and MORTON, R. (1981) *The statistical analyses and interpretation of imperfectly-fitted Rb-Sr isochrons from polymetamorphic terrains*. Geochim.Cosmochim.Acta, **45** : 1087-1097.
- CATANZARO, E.J., MURPHY, T.J., GARNER, E.L. and SHIELDS W.R. (1969) *Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of terrestrial rubidium*. J.Res.Natl.Bur.Std. Phys. and Chem., **73A** : 511-516.
- CINGOLANI, C.A. & BONHOMME, M.G. (1982) *Geochronology of La Tinta Upper Proterozoic sedimentary rocks, Argentina*. Precambrian Research, **18** : 119-132.
- CLAUER, N. & KRÖNER, A. (1979) *Strontium and argon isotopic homogenization of pelitic sediments during low-grade regional metamorphism: the Pan-African Upper Damara Sequence of Northern Namibia (South West Africa)*. Earth Planet.Sci.Letters, **43** : 117-131.
- CLAUER, N. (1979) *A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks*. in E.Jagër and J.C.Hunziker, eds., Lectures in isotope geology, 30-51. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg and New York, 329p.
- CLAUER, N. (1981) *Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clays and glauconies*. Precambrian Research, **15** : 331-352.
- CLAUER, N. (1982) *The Rb-Sr method applied to sediments: certitudes and uncertainties*. in G.S.Odin, ed., Numerical dating in stratigraphy, 2 vols, 245-276. John Wiley, Chichester, U.K., 1040p.
- CLAUER, N., CABY, R., JEANNETTE D. and TROMPETTE, R. (1982) *Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the West African craton*. Precambrian Research, **18** : 53-71.
- CLIFF, R.A., LEE-HU, C., WETHERILL, G.W. (1971) *Rubidium - Strontium Isotope Characteristics of Lunar Soils*. J. of Geoph.Res. **77** : 2007-2013.
- CORDANI, U.G., DELHAL, J., LEDENT, D. (1973) *Orogenèses Superposées dans le Précambrien du Brésil Sud-Oriental (Etats de Rio de Janeiro et de Minas Gerais)*. Revista Brasileira de Geociências, **3** : 1-22.
- DAVIS, D.W., GRAY,J., CUMMING, G.L. and BAADSGAARD (1977) *Determination of the ^{87}Rb decay constant*. Geochim.Cosmochim.Acta, **41** : 1745-1749.
- DODSON, M.H. (1973) *Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems*. Contrib.Mineral.Petrol., **40** : 259-274.
- EKLUND, S. (1946) *Studies in nuclear physics. Excitation by means of X-rays. Activity of ^{87}Rb* . Arkiv Mat., Astron. Fysik. 33A, n° **14**.
- ELDERFIELD, H. (1986) *Strontium isotope stratigraphy*. Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecology, **57** : 71-90.
- FAIRBAIRN,H.W., HURLEY, P.M., PINSON Jr., W.H. (1961) *The relation of discordant Rb-Sr mineral and rock ages in an igneous rock to its time of subsequent ^{87}Sr / ^{86}Sr metamorphism*. Geochim.Cosmochim.Acta, **23** : 135-144.

- FAURE, G. (1986) *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto and Singapura. 589p.
- FAURE, G. & POWELL, J.L. (1972) *Strontium Isotope Geology*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, and New York, 188p.
- FAURE, G. & TAYLOR, K.S. (1981) *Provenance of some glacial deposits in the Transantarctic Mountains based on Rb-Sr dating of feldspars*. Chem.Geology, **32**: 271-290.
- FAURE, G., TAYLOR, K.S. and MERCER, J.H. (1983) *Rb-Sr provenance dates of feldspar in glacial deposits of the Wisconsin Range, Transantarctic Mountains*. Geol.Soc.Amer.Bull., **94**: 1275-1280.
- GAUDETTE, H.E., VITRAC-MICHARD, A. and ALLÈGRE, C.J. (1981) *North American Precambrian history recorded in a single sample: High resolution U-Pb systematics of the Potsdam sandstone detrital zircon, New York state*. Earth and Planet. Sci.Letters, **54**: 248-260.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1974) *Rb-Sr whole-rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic Paleozoic sediments in Southern France (Montagne Noir)*. Contrib.Mineral.Petrol., **47** : 113-130.
- GOROKHOV, I.M., CLAUER, N., VARSHAVSKAYA, E.S., KUTYAVIN, E.P. and DRANNIK, A.S. (1981) *Rb-Sr ages of Precambrian sediments from the Ovruch Mountain Range, northwestern Ukraine (USSR)*. Precambrian Research, **16** : 55-65.
- HANH, O., STRASSMAN, F. and WALLING, E. (1937) *Herstellung wägbarer Mengen des Strontiumisotops 87 als Umwandlungsprodukt des Rubidiums aus einem kanadischen Glimmer*. Naturwissenschaft., **25** : 189.
- HANH, O. & WALLING, E. (1938) *Über die Möglichkeit geologischer Altersbestimmungen rubidiumhaltiger Mineralen und Gesteine*. Z.Anorg.Allgem.Chem., **236** : 78-82.
- HANH, O., STRASSMAN, F., MATTAUCH, J. and EWALD, H. (1943) *Geologische Alterbestimmungen mit der Strontiummethode*. Chem.Zeitung **67** : 55-56.
- HART, S.R. (1964) *The petrology and isotopic mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado*. J.Geol. **72** : 493-525.
- HARWOOD, D.M., WEBB, P.N., McKELVEY, B.C., MERCER, J.H. and STOTT, L.D. (1983) *Late Neogene and Paleogene diatoms in high elevation deposits of the Transantarctic Mountains, Antarctica*. Geol.Soc.Amer., Abstracts with programs, vol.15 (6):592.
- HELLER, P.L., PETERMAN, Z.E., O'NEIL, J.R. and SHAFFIQUHLAH, M. (1985) *Isotopic provenance of sandstones from the Eocene Tyee Formation, Oregon Coast Range*. Geol.Soc.Amer.Bull., **96** : 770-780.
- HEMMENDINGER, A & SMYTHE, W.R. (1937) *The radioactive isotope of rubidium*. Phys.Rev. **51** : 1052-1053.
- HURLEY, P.M., HUGHES, F., FAURE, G., FAIRBAIRN, H.W., PINSON, W.H. (1962) *Radiogenic strontium-87 model of continent formation*. J.Geophys.Res.**67** : 5315.
- HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W., PINSON Jr, W.H. and FAURE, G. (1965) *Radioactive decay of ^{87}Rb to ^{87}Sr in geological science exclusive of age dating*. MIT Progress Report for 1965: 191-193.
- HURST, R.W. & FARHAT, J. (1977) *Geochronologic investigations of the Sudbury Nickel Irruptive and the Superior Province granites north of Sudbury*. Geochim. Cosmochim.Acta, **41** : 1803-1815.
- KAUSHAL, S.K., WETHERILL, G.W. (1970) *$^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ age of bronzite (H Group) chondrites*. J.Geophys.Res. **74** : 2717-2726.
- KAVASHITA, K., SONOKI, I.K., SATO, K. and SONOKI, H.M. (1990) *Regressões lineares em geocronologia : isócronas, errócronas e pseudoisócronas*. Bol.IG-USP, Série Científica **21** : 53-72.
- KRALIC, M. (1982) *Rb-Sr age determinations on Precambrian carbonate rocks of the Carpentarian McArthur Basin, Northern Territories, Australia*. Precambrian Research, **18**: 157-170.

- LONG, L.E. (1964) *Rb-Sr chronology of the Carn Chuinneag Intrusion, Rosshire, Scotland*. J.Geophys.Res., **69** : 1589-1597.
- MATTAUCH, J. (1937) *Das Paar $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ und die Isobarenregel*. Naturwissenschaft. **25**:189-191.
- McINTIRE, G.A., BROOKS, C., COMPSTON, W. and TUREK, A. (1966) *The statistical assessment of Rb-Sr isochrons*. J.Geophys.Res., **71** : 5459-5468.
- MIZUSAKI, A.M.P. (1992) *Comportamento do Rb e Sr em sedimentos recentes: Implicações na datação radiométrica de rochas sedimentares*. Tese de doutoramento. IG-USP. 140p.
- MONTIGNY, R. & FAURE, G. (1969) *Contribution au problème de l'homogenisation isotopique du strontium des roches totales au course de metamorphisme: Cas du Wisconsin Range, Antarctique*. C.R.Acad.Sci. Paris, **268** : 1012-1015.
- MOORBATH, S. (1969) *Evidence for the age of deposition of the Torridonian sediments of northwest Scotland*. Scott.J.Geol., **5**(2): 154-170.
- MOORBATH, S., O'NION, R.K., PANKHURST, R.J., GALE, N.H. and MCGREGOR, V.R. (1972) *Further rubidium-strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland*. Nature, Phys.Sci., **240** : 78-82.
- MOORBATH, S., O'NION, R.K. and PANKHURST, R.J. (1975) *The evolution of early Precambrian crustal rocks at Isua, West Greenland - Geochemical and isotopic evidence*. Earth Planet.Sci.Letters, **27** : 229-239.
- MOORBATH, S., ALLAART, J.H., BRIDGWATER, D. and MCGREGOR, V.R. (1977) *Rb-Sr ages of early Archaean supracrustal rocks and Amitsoq gneisses at Issua*. Nature, **270** : 43-44.
- MORTON, J.P. (1985) *Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shale of Texas*. Geol.Soc.Amer.Bull. **96** : 1043-1049.
- MURTHY, V.R., EVENSEN, N.M., JAHN, B. and COSCIO Jr., M.R. (1971) *Rb-Sr ages and elemental abundances of K, Rb, Sr and Ba in samples from the Ocean of Storms*. Geochim.Cosmochim.Acta, **35** : 1139-1153.
- NEUMANN, W. & HUSTER, H. (1974) *The half life of the ^{87}Rb measured as a difference between the isotopes ^{87}Rb and ^{85}Rb* . Z.Physik, **270** : 121-127.
- ODIN, G.S. & MATTER, A. (1981) *De glauconiarum origine*. Sedimentology, **28**: 611-614.
- ODIN, G.S., ed.(1982) *Numerical dating in stratigraphy*, 2 vols. John Wiley, Chichester, U.K., 1040p.
- PANKHURST, R.J., MOORBATH, S. and MCGREGOR V.R. (1973) *Late event in the geological evolution of the Godthaab district, West Greenland*. Nature. Phys.Sci., **243** : 24-26.
- PAPANASTASSIOU, D.A. & WASSERBURG, G.J. (1969) *Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects*. Earth Plan.Sci.Letters, **5** : 361-376.
- PERRY, E.A. & TUREKIAN, K.K. (1974) *The effect of diagenesis on the redistribution of strontium isotopes in shales*. Geochim.Cosmochim.Acta, **38** : 929-935.
- PIDGEON, R.T. & JOHNSON, M.R.W. (1974) *A comparison of zircon U-Pb and whole-rock Rb-Sr systems in three phases of the Carn Chuinneag granite, northern Scotland*. Earth Planet.Sci.Letters, **24** : 105-112.
- REYNOLDS, R.C. (1963) *Matrix corrections in trace element analysis by X-ray fluorescence: estimation of the mass absorption coefficient by Compston scattering*. Am.Miner. **48** : 1133-1143.
- SANZ, H.G. & WASSERBURGER, G.J. (1969) *Determination of an internal ^{87}Rb - ^{87}Sr isochron for the Olivenza chondrite*. Earth Plan.Sci.Letters **6**: 335-345.
- SIGA Jr., O. (1986) *A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas*. Dissertação de mestrado, IG-USP, 140p.

- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977) *Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo chronology*. Earth Planet.Sci.Letters, **36**:359-362.
- TAYLOR, K.S. & FAURE, G. (1981) *Rb-Sr dating of detrital feldspar: A new method to study till*. J.Geology, **89** : 97-107.
- THOMSON, J.J. (1905) *Emission of negative corpuscles by alkali metals*. Phil.Mag. **6**(10): 584-590.
- TOMLINSON, R.H. & DAS GYPTA, A.K. (1953) *The use of isotope dilution in determinations of geologic age of minerals*. Can.J.Chem. **31**: 909-914.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. (1961) *Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust*. Geol.Soc.Amer.Bull., **72**: 175-182.
- VEIZER, J. & COMPSTON, W. (1976) *$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution*. Geochim.Cosmochim.Acta, **40**: 905-914.
- WASSERBURG, G.J., TERA, F., PAPANASTASSIOU, D.A. and HUNEKE, J.C. (1977) *Isotopic and chemical investigations on Angra dos Reis*. Earth Plan.Sci.Letters **35** : 294-316.
- WETHERILL, G.W., DAVIS, G.L. and LEE-HU, C. (1968) *Rb-Sr measurements on whole rocks and separated minerals from the Baltimore Gneiss, Maryland*. Geol.Soc. Amer.Bull., **79**:757-762.
- WILLIAMSON, J.H. (1968) *Least-squares fitting of a straight line*. Can.J.Physics, **46** : 1845-1847.
- YORK, D. (1966) *Least-squares fitting of a straight line*. Can.J.Physics, **44** : 1079-1086.
- YORK, D. (1967) *The best isochron*. Earth Planet.Sci.Letters, **2** : 479-482.
- YORK, D. (1969) *Least-squares fitting of a straight line with correlated errors*. Earth Planet.Sci.Letters, **5**:320-324.

Recebido em 22/08/95

Aceite em 16/10/95