

GEOCRONOLOGIA NUCLEAR

CAPÍTULO IX

MÉTODO SAMÁRIO - NEODÍMIO

*Mercedes Diaz Vergara**
*Joaquim Raul Torquato***
*Koji Kawashita**

* Centro de Pesquisas Geocronológicas. Universidade de São Paulo. USP. CP 20899. CEP 01498-970. São Paulo

** Departamento de Geologia. Universidade Federal do Ceará. CP 12181. CEP 60455-760. Fortaleza

SUMÁRIO

9.1	Histórico	57
9.2	Geoquímica, teores e composição isotópica do sistema Sm/Nd	57
9.3	Equação isocrônica e evolução isotópica do sistema Sm/Nd na Terra e significado dos parâmetros f e ϵ_{Nd}	61
9.3.1	Equação isocrônica do método Sm/Nd	61
9.3.2	Evolução isotópica do sistema Sm/Nd no reservatório terrestre e idades modelo	62
9.3.2.1	Fator de fracionamento f e notação épsilon Nd (ϵ_{Nd})	64
9.3.3	Idades modelo	66
9.3.3.1	Idade modelo CHUR (T_{CHUR})	66
9.3.3.2	Idade modelo manto empobrecido (T_{DM})	67
9.3.3.3	Idade de residência crustal (T_{CR})	69
9.3.3.4	Idade modelo de duplo-estágio	72
9.4	Aplicações geocronológicas	72
9.4.1	Aplicações em cosmoquímica	73
9.4.2	Aplicações em materiais terrestres	75
9.4.3	Aplicações da sistemática Sm/Nd em rochas sedimentares e composição isotópica do Nd na água do mar	78
9.5	Bibliografia citada e recomendada	81

9.1 Histórico

Embora o par Sm/Nd tenha sido sugerido em 1942 por Wahl como um possível geocronômetro, o desenvolvimento do método só se iniciou na década de 70 e foi efetivamente explorado pela primeira vez por Notsu *et al.* (1973) ao analisar um eclogito e o meteorito Juvinas. O aperfeiçoamento da técnica e a obtenção de uma isócrona interna bem definida, para o meteorito Juvinas e para um basalto lunar (75075) deve-se a Lugmair *et al.* (1975).

As coerências geoquímicas entre o samário e o neodímio, bem como a aplicabilidade da metodologia em rochas cujas datações não são viáveis por outras técnicas, tem suscitado grande interesse na sua utilização sistemática em geologia, tanto em nível de pesquisas geocronológicas como petrogenéticas.

O método samário-neodímio é especialmente apropriado para a determinação de idades de rochas básicas e ultrabásicas, para as quais o método rubídio-estrôncio não é aplicável ou favorável.

O sistema Sm/Nd difere completamente dos outros sistemas isotópicos atualmente em uso, uma vez que estes dois elementos mostram o mesmo comportamento químico. Em contraste, o K, Rb e Pb com os seus pares Ar, Sr, U e Th apresentam diferentes comportamentos químico e físico. Desta forma as razões pai/filho para estes sistemas podem ser drasticamente modificadas durante processos geológicos de condições até mesmo brandas, enquanto que o sistema Sm/Nd pode-se manter intacto.

Uma das formas de diferenciação de rochas é através dos processos magmáticos. Durante os processos de diferenciação magmática o sistema Sm/Nd pode ser fracionado de forma que o material fundido terá razão Sm/Nd diferente do resíduo cristalino. A distribuição do Sm e do Nd entre a fase fundida e a cristalina dependerá da composição de cada um deles e particularmente das fases cristalinas presentes e suas proporções. Sm e Nd aparecem fortemente fracionados nos clinopiroxênios, apatitas, anfibólios e granadas, cuja tendência é a de concentrar mais Sm do que Nd. Assim o sistema Sm/Nd é especialmente interessante para o estudo da diferenciação magmática nos minerais citados, os quais são importantes constituintes do manto superior.

9.2 Geoquímica, Teores e Composição Isotópica do Sistema Sm/Nd

O par Sm/Nd pertence ao grupo de elementos chamado de Elementos das Terras Raras (ETR), todos eles caracterizados por possuírem propriedades químicas e físicas muito semelhantes devido à sua configuração eletrônica que os diferencia só no orbital "f". O neodímio e o samário formam cátions trivalentes com uma configuração $4f^3$ e $4f^6$ respectivamente, o que explica os seus comportamentos geoquímicos semelhantes. Fisicamente, a diferença principal reside no raio iônico, que no Nd^{3+} é de 1,08 Å contra 1,04 Å para o Sm^{3+} . Esta diferença de menos de 4% é responsável pelo fracionamento destes elementos nos processos de diferenciação magmática e cristalização fracionada.

Os ETR constituem um grupo de 15 elementos metálicos do 6º período da Tabela Periódica, 14 destes ocorrendo na natureza e freqüentemente associados nos mesmos minerais acessórios tais como: bastnaesita ($CeFCO_3$), monazita ($CePO_4$) e cerita ($((Ca,Mg)_2(Ce)_8(SiO_4)_7 \cdot 3H_2O)$) e um, o Pm (número atômico 61), que não ocorre naturalmente e só é encontrado como produto de fissão de outros elementos radioativos.

A grande resistência do Sm e do Nd à abertura e sua elevada estabilidade química os credencia como um dos melhores pares geocronométricos, e o neodímio, em particular, como um dos melhores traçadores isotópicos em materiais geológicos, mesmo naqueles submetidos a processo de alteração leve ou metamorfismo brando. No âmbito da geocronologia, há suficientes experiências bem sucedidas de datação de rochas metamórficas em rocha total e em minerais isolados tais como granada, hornblenda, piroxênios, plagioclásio, ilmenita e apatita. Pode-se constituir numa excelente ferramenta para o estudo de áreas de desenvolvimento geológico complexo.

Tanto o neodímio como o samário possuem 7 isótopos naturais estáveis. Entre os vários isótopos do elemento samário, o ^{147}Sm decai para ^{143}Nd emitindo uma partícula alfa e tendo uma meia-vida de 106 Ga. O fato de ter uma meia-vida desta magnitude faz com que as variações na quantidade de ^{143}Nd radiogênico formado a partir do isótopo pai ^{147}Sm sejam bastante pequenas e daí, o par Sm/Nd ter sido originalmente aplicado na datação de rochas extra terrestres e terrestre antigas. Dentre os trabalhos pioneiros de grande sucesso caberia citar datações de amostras lunares, condritos e acondritos (Lugmair 1974; Lugmair *et al.* 1975; Nakamura *et al.* 1976; Papanastassiou *et al.* 1977; Jacobsen & Wasserburg, 1980).

Os isótopos dos dois elementos, bem como as suas respectivas abundâncias aparecem na figura 9.1, juntamente com os outros lantanídeos que têm relações entre si por processos de decaimento ou que têm interações nucleares verificadas nos processos α (rápido) ou β (lento).

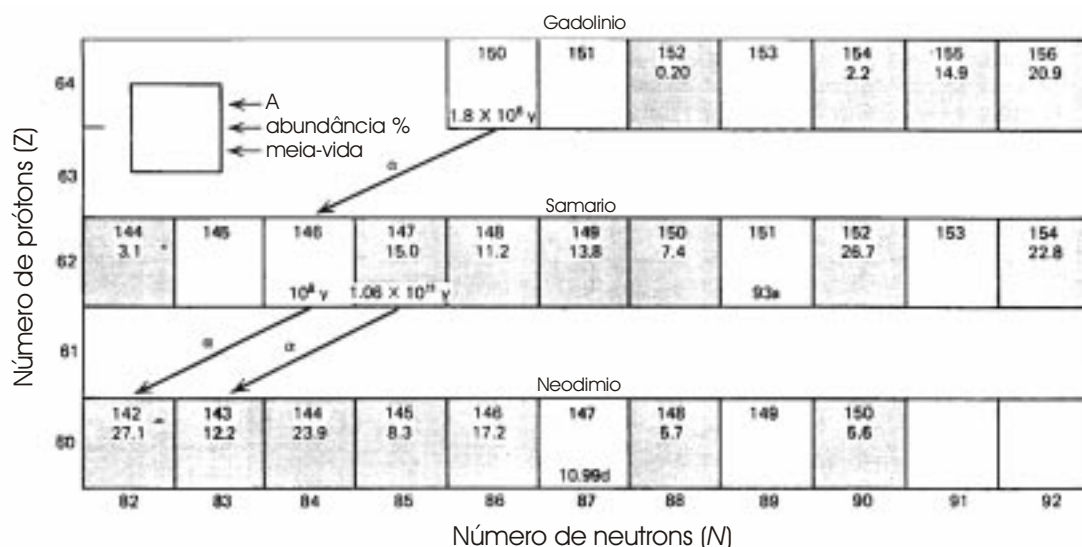


Fig. 9.1 – Parte da tabela de nuclídeos ilustrando os isótopos dos elementos gadolínio, samário e neodímio. Dentre os três radionuclídeos, apenas o ^{147}Sm , com abundância de aproximadamente 15% e meia-vida de 106 Ga, ainda não está extinto e constitui a base da metodologia geocronológica Sm/Nd.

Na tabela 9.1, numa compilação devida a G. Faure (1986, pg. 201) aparecem os teores médios nas principais rochas e minerais terrestres e alguns valores extra terrestres. As concentrações são bastante variáveis, entretanto é pequena a variação da razão Sm/Nd entre os diferentes materiais, o que complica a aplicação deste par isotópico. À semelhança do método Rb/Sr, não é fácil obter uma amostragem de rochas cogenéticas com diferenças significativas na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ com o objetivo de se conseguir uma boa distribuição de pontos ao longo da isócrona. Esta característica obrigou a aprimorar as técnicas analíticas e a adequar as condições ambientais dos laboratórios para se conseguirem determinações muito precisas das razões

isotópicas entre uma amostra e outra, as quais, nas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, podem variar na maior parte das vezes só na quarta ou quinta casa decimal. Embora, nem sempre seja o desejável ou possível, uma maior dispersão é obtida apenas quando se analisam minerais de uma mesma rocha, tendo, por exemplo, granada e feldspatos.

Os espectrômetros dotados de coletor múltiplo, ensejando, portanto medidas simultâneas, têm permitido obter razões normalizadas cujos erros internos são, rotineiramente, menores que, em geral, 0,001%. Amostras cogenéticas, em geral, apresentam variações na razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ muito restritas, normalmente entre 0,10 a 0,14 para rochas ácidas. Em áreas onde aparecem associações contemporâneas de rochas félsicas e máficas como em Onverwacht (fig. 9.12) ou de rochas básicas e ultrabásicas como no Complexo de Stillwater (DePaolo e Wasserburg, 1979) as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ já variam um pouco mais, estando compreendidas na faixa entre 0,12 e 0,23.

Assim, o crescimento da razão Sm/Nd, bem como a sua faixa de dispersão, aumenta na direção das rochas ácidas para as ultrabásicas. Na figura 9.2 aparecem os histogramas de distribuição das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de granulitos, granitóides e basaltos das cadeias meso-oceânicas (MORB). Embora, sob o ponto de vista estatístico, existam sobreposições entre os três

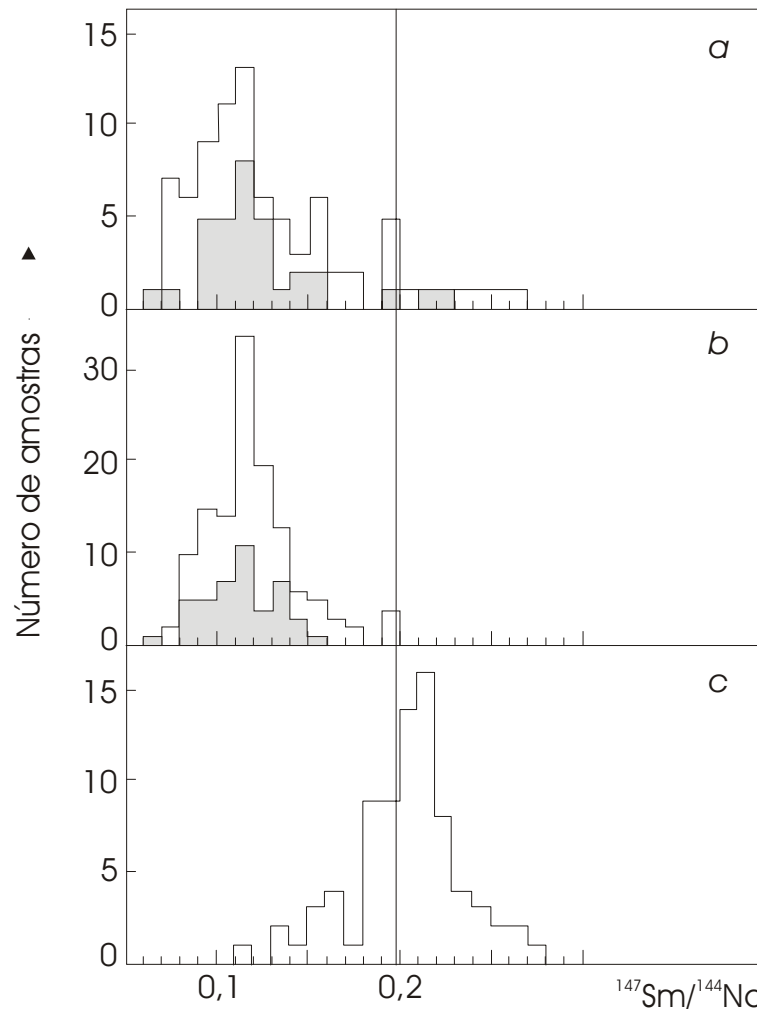


Fig. 9.2 – Histograma de distribuição das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em granulitos (a), granitos (b) e em basaltos das cadeias meso-oceânicas (c) (Faure, 1977).

histogramas, existem diferenças notáveis entre as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ dos MORB e as dos materiais continentais ácidos. A maior dispersão nos granulitos, tal como o observado nas razões Rb/Sr, estaria ligada fundamentalmente aos materiais-fonte envolvidos.

Da mesma forma que as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam muito pouco, como nos granitóides, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variam muito menos ainda, no máximo entre 0,510 e 0,514, portanto uma variação de menos de 0,8%, ainda que envolva amostras antagônicas em termos de relação $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ou tão antigas quanto cerca de 3,8 Ga.

Tabela 9.1. – Concentrações médias de samário e neodímio em materiais geológicos (Faure, 1986).

Rochas e/ou minerais	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd
<i>Rochas plutônicas</i>			
Gabro	1,78	7,53	0,236
Eclogito	2,61	8,64	0,302
Tonalito	4,01	16,8	0,238
Granodiorito	6,48	29,9	0,216
Granito	8,22	43,5	0,188
Granulito	4,96	31,8	0,156
Carbonatito	38,7	178,8	0,216
Piroxenito	0,0025	0,0085	0,29
Lherzolito, Peridotito	0,582	2,28	0,255
Sienito	9,5	86	0,11
<i>Rochas vulcânicas</i>			
Komatiito, Picrito	1,14	3,59	0,317
Toleíto (arqueano)	1,96	6,67	0,293
Toleíto (MORB)	3,30	10,3	0,320
Toleítos continentais	5,32	24,2	0,220
Basalto calcioalcalino	6,07	32,6	0,186
Basalto alcalino	8,07	41,5	0,194
Traquito	14,1	73,2	0,192
Leucita basáltica	15,1	81,4	0,185
Andesito	3,90	20,6	0,189
Dacito, Riodacito	5,05	24,9	0,202
Riolito	4,65	21,6	0,215
<i>Rochas sedimentares</i>			
Folhelho	10,4	49,8	0,209
Grauvaca	5,03	25,5	0,197
Arenito	8,93	39,4	0,227
Calcário	2,03	8,75	0,232
Fosfato	341	1228	0,266
Carvão mineral	1,6	4,7	0,34
<i>Minerais</i>			
Olivina	0,07	0,36	0,19
Clinopiroxênio	3,34	9,09	0,367
Anfíbólio	6,03	17,3	0,347
Biotita	37,0	171,5	0,215
Plagioclásio	0,541	1,85	0,292
Feldspato potássico	3,77	26	0,14
Granada	1,17	2,17	0,529
Apatita	223	718	0,311
Monazita	15.000	88.000	0,17
<i>Rochas e Minerais extra terrestres</i>			
Basalto lunar	8,27	24,0	0,344
Acondrito cálcico	1,37	4,41	0,310
Condrito	0,199	0,620	0,320
Piroxênio (acondrito)	0,691	1,91	0,360
Plagioclásio (acondrito)	0,507	1,92	0,263
Tektito terrestre	4,81	26,6	0,180

9.3 EQUAÇÃO ISOCRÔNICA E EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO SISTEMA Sm/Nd NA TERRA E SIGNIFICADO DOS PARÂMETROS f E ϵ_{Nd}

Embora exista ^{146}Sm com vida-média de 100 Ma (Fig 9.1), o único isótopo viável para datação isotópica é o ^{147}Sm , cuja abundância é de cerca de 15%. A evidência de que o ^{146}Sm seria um radionuclídeo extinto, foi obtida numa fração carbono-cromita do Meteorito Allende C3V que evidenciou enriquecimentos anômalos em ^{142}Nd e ^{143}Nd oriundos do decaimento deste isótopo (Lugmair *et al.* 1983).

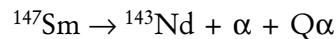
A abundância do ^{143}Nd ou, mais precisamente, da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em materiais terrestres tem sido incrementada ao longo do tempo em decorrência do decaimento alfa do ^{147}Sm transformando-se em ^{143}Nd ou, mais proporcionalmente, à razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, conforme veremos mais adiante. Este enriquecimento, e conseqüente aumento na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, por ser muito pequeno devido à alta meia-vida de 106 Ga, torna inviável a obtenção de idades convencionais como acontece no sistema Rb/Sr onde as razões podem variar dentro de enormes limites.

As alternativas para datação através desta metodologia são duas:

- utilização do método clássico isocrônico.
- obtenção de idades modelo.

9.3.1 Equação isocrônica do método Samário-Neodímio

O isótopo ^{147}Sm decai emitindo uma partícula alfa com meia vida de 106 Ga. ($\lambda = 6,54 \times 10^{-12}$ anos $^{-1}$) segundo o esquema:



Tomando-se ^{144}Nd como isótopo de referência, obteremos a equação 9.1.

EQUAÇÃO ISOCRÔNICA

$$\boxed{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{hoje}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{inicial}} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{hoje}} \times (e^{\lambda t} - 1)}$$
(9.1)

À semelhança do método Rb/Sr, amostras cogenéticas ou minerais separados de uma mesma rocha devem-se dispor segundo uma reta num diagrama dito isocrônico, onde as coordenadas (y,x) são respectivamente as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. A equação (9.1) pode ser simplificada expandindo a expressão: $e^{\lambda t} = 1 + \lambda t$, o que a torna retilínea, sem erro apreciável no cálculo final de idade isocrônica.

$$\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{hoje}} = \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{inicial}} + \left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{hoje}} \cdot \lambda t \quad (9.2)$$

Conforme o ilustrado na Fig.9.3, três amostras cogenéticas A, B e C partindo com razões isotópicas iniciais R_0 , crescerão proporcionalmente a $\lambda \cdot ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e se posicionarão, após um certo tempo, numa reta (isócrona) com inclinação angular bem definida e proporcional à

idade, tal qual como no método Rb/Sr. Isócronas favoráveis ou precisas, no entanto, são normalmente obtidas em rochas antigas cogenéticas, oriundas de um processo como diferenciação a partir de um magma homogêneo, ou então utilizando minerais favoráveis de uma mesma rocha, caso em que estaremos face a uma isócrona conhecida como interna ou mineral. Neste último caso, a idade que se obtém pode ser totalmente diferente da idade da cristalização original, podendo corresponder à da última recristalização ou rehomogeneização isotópica dos isótopos de neodímio. Um outro aspecto digno de ser mencionado nesta metodologia é relativa à obtenção ou cálculo da razão inicial. Por não existirem minerais ou rochas com razões próximas da origem, tal como acontece na metodologia Rb/Sr, as determinações são, em geral, mais imprecisas, pois são obtidas às custas de extraordinárias extrapolações.

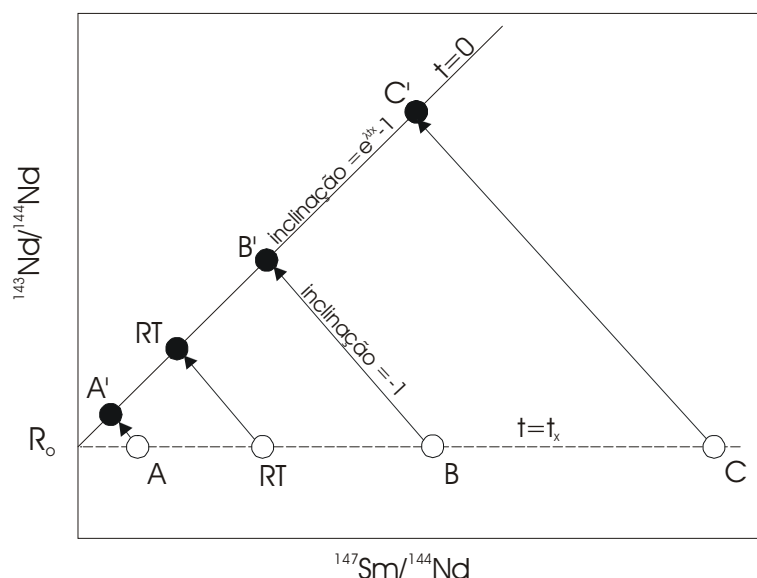


Fig. 9.3 – Diagrama isocrônico Sm/Nd. No passado, i.é., há t anos, as amostras A, B e C com composições isotópicas homogêneas (R_0) evoluíram segundo as retas AA' , BB' e CC' com inclinações negativas posicionando-se, hoje ($t=0$), em A' , B' e C' que se alinham com R_0 , cuja respectiva inclinação é proporcional à idade.

9.3.2 Evolução isotópica do Sistema Sm-Nd no reservatório terrestre e idades modelo

Do ponto de vista geoquímico (Ringwood,1975) e dados de fluxo térmico terrestre observados (Birch,1958), a Terra, como um todo, pode ser comparada a um enorme reservatório condrítico uniforme (Chondritic Uniform Reservoir ou CHUR, em Inglês). Os meteoritos condríticos (i.e. com côndrulos) são tidos como objetos primitivos condensados a partir de uma nebulosa solar primordial e sofreram pouca ou nenhuma modificação posterior, como nos processos magmáticos e metamórficos terrestres. Assim, a evolução isotópica do Nd na Terra é assumida como sendo igual à dos meteoritos condríticos. Jacobsen & Wasserburg (1984) analisando 5 condritos diversos e um meteorito acondrítico conhecido como Juvinas, propuseram como médias para as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, respectivamente 0,1967 e 0,511847.

A razão inicial, assumindo como sendo de 4,6 Ga a idade destes meteoritos, corresponde a $0,505828 \pm 9$. As razões média e inicial são valores derivados assumindo $^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0,2096$ para a normalização das razões medidas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Estas razões variam apreciavelmente de acordo com as razões isotópicas assumidas para efeitos de normalização, conforme pode ser observado na tabela 9.2:

Tabela 9.2 – Razões médias e iniciais para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em meteoritos condríticos, conforme razões isotópicas assumidas para efeitos de normalização.

Razões assumidas (normalização)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (média)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ (média)	Ref.
$^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0,2096$	0,511836	0,505828	1
$^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0,636151$	0,511847	0,505839	2
$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$	0,512638	0,506609	2

Refs. 1-Jacobsen & Wasserburg, 1980 ; 2- Wasserburg *et al.* 1981

A equação de evolução isotópica para os condritos ou para a Terra como um todo (Bulk Earth) varia conforme as razões assumidas para as correções das razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medidas. Infelizmente nem todas as razões assumidas ou admitidas são compatíveis entre si. Entre os geocronólogos, felizmente, há uma tendência geral para se assumir $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ como sendo igual a 0,7219. A curva de evolução condrítica (CHUR) ou da Terra como um todo seria o indicado na equação 9.3.

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) (t) = 0,512638 - 0,1967 (e^{\lambda t} - 1) \quad (9.3)$$

A conversão da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ normalizada para outros valores pode ser calculada multiplicando-se o resultado por um fator adequado. Se, por exemplo, a razão foi normalizada para $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0,636151$ (ou equivalente também a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7234134$), o fator multiplicativo deve ser $0,512638/0,511847 = 1,00154$. Caso a razão assumida para efeito de normalização tenha sido $^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0,2096$, o respectivo fator deverá ser de 1,001567 (isto de acordo com os critérios apresentados e discutidos em Wasserburg *et al.*, 1981).

Na Figura 9.4 aparece ilustrada a hipotética evolução isotópica para o planeta Terra desde a condensação a partir de uma nebulosa solar primordial (NS) há 4,6 Ga com razão inicial de 0,506609 até à atual razão presumida de 0,512638, tal qual nos condritos. Na mesma figura aparecem duas outras retas de evolução independente, decorrentes de uma hipotética diferenciação ocorrida em T_1 a partir de CHUR ou material de constituição semelhante, que no caso da Terra poderia ser o manto primitivo ou primordial. O material diferenciado, rocha granítica ou ácida, com razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ menor que 0,1967, ou f menor que zero, evoluiria de forma menos acentuada, atingindo R_A , enquanto outro de razão maior que 0,1967 ($f > 0$) atingindo o ponto R_B , acima de 0,512638. Uma rocha derivada ou gerada na crosta em T_1 , sem nenhuma filiação com CHUR ou manto terrestre primitivo e, portanto com razão inicial R'_1 fora e abaixo da linha de evolução para CHUR, aparece também ilustrada.

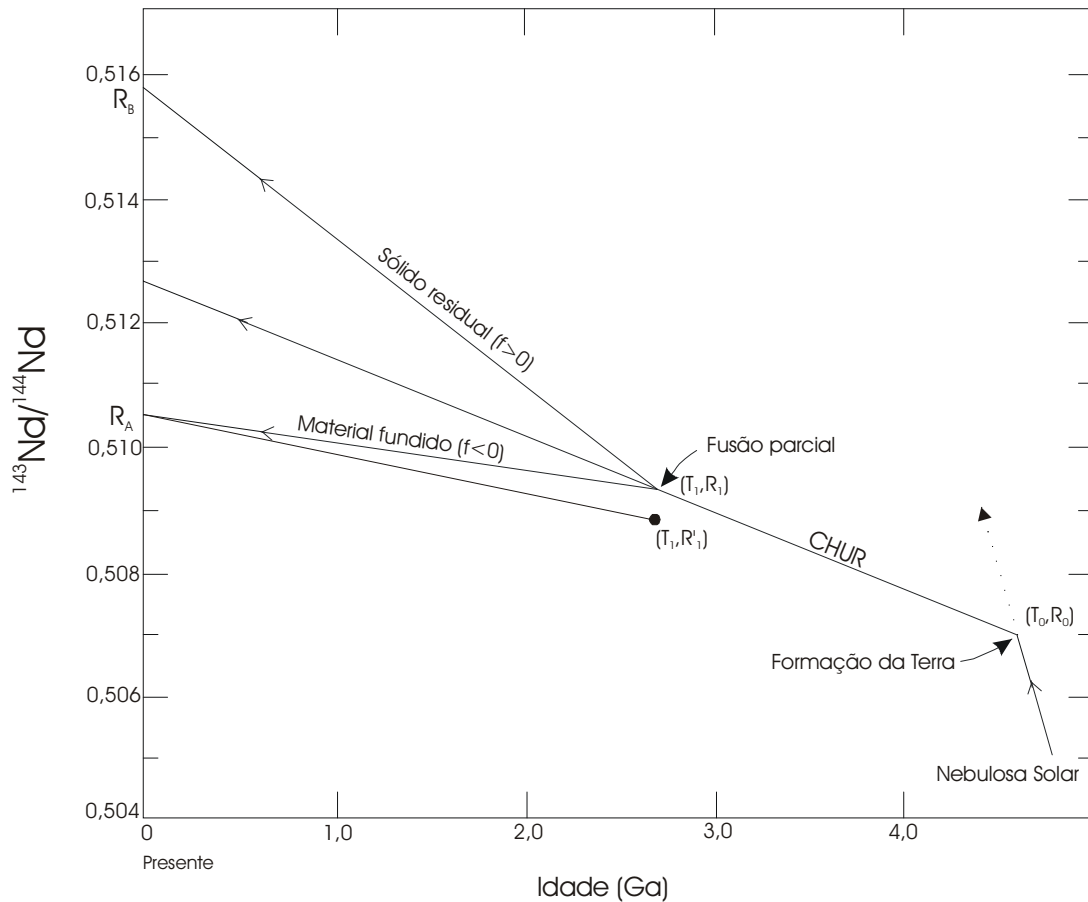


Figura 9.4. – Evolução da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para CHUR e Planeta Terra desde 4,6 Ga, quando se condensou de uma nebulosa solar primitiva. Uma rocha granítica diferenciada a T_1 com razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ menor que material condríptico evoluiria isotopicamente com velocidade menor atingindo R_A , enquanto uma de razão maior que 0,1967 atingiria um ponto acima de 0,512638, ou R_B , como aparece ilustrado. Uma rocha recristalizada em T'_1 evoluirá proporcionalmente a $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, podendo-se posicionar hoje, em geral, em qualquer ponto abaixo de 0,512638, como em R_A .

9.3.2.1 Fator de fracionamento f e notação Epsilon Nd (ϵ_{Nd})

A razão Sm/Nd, na escala de rocha total, não varia de forma significativa durante processos crustais, como fusão parcial, eventos metamórficos, diagênese e alterações hidrotermais. Conforme mencionamos anteriormente, o principal evento que poderia modificar a razão Sm/Nd seria um processo de diferenciação, por exemplo do tipo manto-crosta. Um estudo sistemático desta razão efetuada por DePaolo (1981,a) em sistemas crosta-manto levou o mesmo a distinguir os tipos de materiais segundo um fator de fracionamento designado $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ relativo aos meteoritos condrípticos conforme a expressão 9.4.

$$f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = \frac{\left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{am}} - \left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{CHUR}}}{\left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{CHUR}}} \quad (9.4)$$

Pela expressão 9.4 pode-se deduzir que os materiais diferenciados com razão maior que 0,1967 terão f positivo, enquanto serão negativos os de razão menor que este valor médio admitido para os condritos. Num processo de diferenciação manto-crosta, o material síalico ou crustal é mais enriquecido no elemento Nd do que em Sm, ou seja a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é menor que 0,1967, sendo em geral da ordem de 0,115, enquanto o magma mantélico residual pode ser tão alto quanto 0,28, caso em que o valor de $f\text{Sm}/\text{Nd}$ seria de 0,42.

Um outro parâmetro ainda mais utilizado e conhecido como ϵ_{Nd} é relativo à razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparada com a do CHUR e expressa conforme a equação 9.5.

$$\epsilon_{\text{Nd}(t)} = \frac{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{am}(t)} - \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{CHUR}(t)}}{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{CHUR}(t)}} \times 10^3 \quad (9.5)$$

A expressão acima, mostra-nos que o parâmetro ϵ_{Nd} de uma determinada amostra varia em função do tempo ou seja, desde zero até um valor positivo máximo, ou negativo mínimo no tempo zero ou hoje ($\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ neste caso), conforme a razão apresentada hoje seja maior ou menor que 0,512638, conforme aparece ilustrado na figura 9.5. As razões, em função do tempo, podem ser calculadas utilizando a expressão (9.1) para a amostra, e a equação (9.3) para o caso do CHUR.

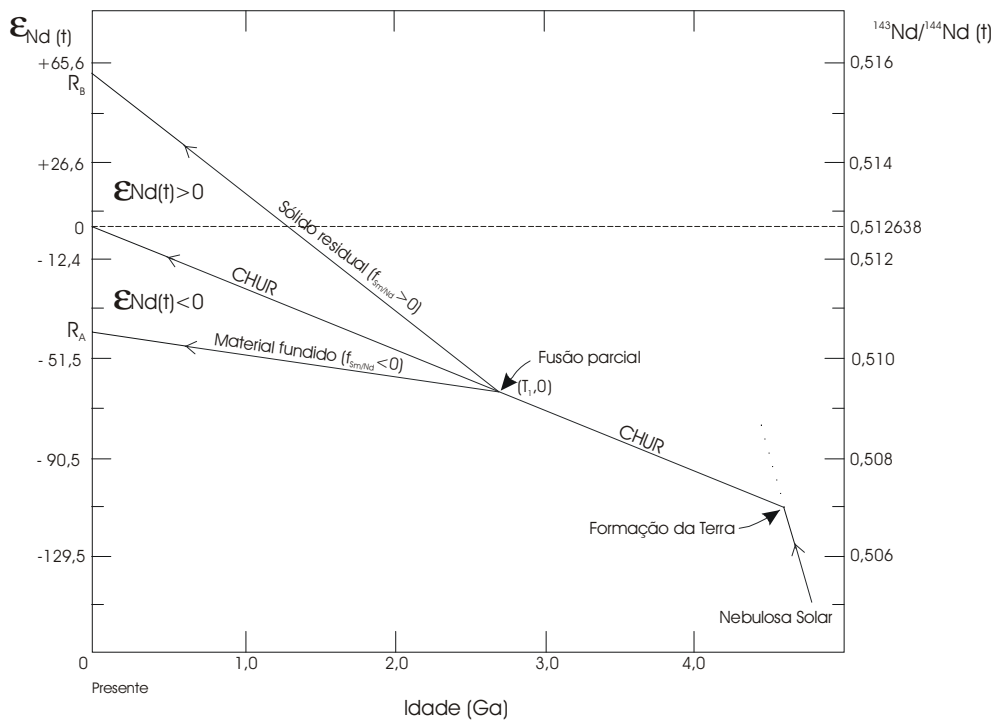


Fig. 9.5 – Curva de evolução condritica, e de dois materiais derivados em T_1 por fusão parcial em termos de ϵ_{Nd} . As razões isotópicas de tais materiais variam conforme o fracionamento f . O material fundido com f negativo, ou $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ menor que 0,1967, evoluirá muito menos do que CHUR, ou, em outras palavras, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ comparadas com CHUR, em cada época, vão divergindo cada vez mais, sendo máxima a diferença em termos absolutos hoje ou no tempo presente. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no resíduo com f positivo, ou $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ maior que 0,1967, crescerá mais do que CHUR, chegando a ser máxima também no tempo presente.

9.3.3 Idades modelo

Em materiais terrestres, as idades isocrônicas Sm-Nd têm apresentado invariavelmente valores maiores, ou, quando muito, concordantes com as obtidas por outras metodologias. Este fato tem levado a interpretar as idades Sm-Nd como sendo as da época em que o material se diferenciou do manto (e.g. DePaolo, 1981,a; Hofmann *et al.* 1986), podendo ser um manto primitivo ou um manto empobrecido nos elemento litófilos leves (Depleted Mantle, ou abreviadamente, DM). No primeiro caso a idade modelo pode ser identificada como T_{CHUR} , enquanto no segundo caso como idade modelo T_{DM} . Além destas idades modelo pode-se indicar uma terceira definida por O’Nions *et al.* (1983) como T_{CR} , em que se assume que a rocha, sedimentos clásticos no caso, teve uma residência crustal após a sua derivação a partir de uma fonte mantélica.

O método Sm-Nd pode prover estimativas conforme veremos mais adiante, de idades modelo através de uma única determinação em rocha total. A validade da idade está condicionada ao acerto do modelo escolhido.

Um trabalho de caráter mais amplo, envolvendo idades modelo em folhelhos permite, por outro lado, inferir o crescimento e a evolução dos continentes (e.g. O’Nions *et al.*(1983); Allègre & Rousseau, 1984).

9.3.3.1 Idades Modelo CHUR (T_{CHUR})

A idade modelo T_{CHUR} , proposta por DePaolo & Wasserburg (1976,b), assume que a rocha derivou-se do manto, considerado um reservatório uniforme e, onde a razão Sm/Nd seria da ordem de 0,31, ou seja a mesma da média dos meteoritos condriticos. Ao assumir tal hipótese, a idade modelo T_{CHUR} de derivação indicaria o momento em que $\epsilon_{Nd}(t)$ seria nula, ou seja a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ da rocha era igual à média dos condritos ou CHUR.

Matematicamente, T_{CHUR} pode ser obtida resolvendo-se um sistema representado pela equação (9.3), que permite calcular a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ do CHUR em qualquer tempo t no passado, e a correspondente razão na rocha. As duas equações seriam respectivamente:

$$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}(t) = (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^{hoje} - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}^{hoje} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{rocha}(t) = (^{143}Nd/^{144}Nd)_{rocha}^{hoje} - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{rocha}^{hoje} (e^{\lambda t} - 1)$$

Igualando as razões, a expressão em t, ou melhor, T_{CHUR} no caso, é a seguinte:

IDADE MODELO CHUR

$$T_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}^{hoje} - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{rocha}^{hoje}}{\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}^{hoje} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{rocha}^{hoje}} \right) \quad (9.6)$$

A idade modelo CHUR (T_{CHUR}) pode ser determinada também graficamente, interceptando a reta de evolução da amostra com a correspondente à do reservatório condritico. Semelhantemente, corresponde à interceptação da reta de variação de ϵ_{Nd} da rocha em função do tempo com o próprio CHUR que, como é óbvio, é uma reta de variação zero (V. figura 9.5).

9.3.3.2 Idade modelo manto empobrecido (T_{DM})

A geração de crosta continental a partir de um reservatório mantélico causa o empobrecimento em elementos leves LIL e também dos elementos leves dos ETR neste reservatório, resultando no que é denominado como “manto empobrecido” (depleted mantle) conforme ilustrado na figura 9.6.

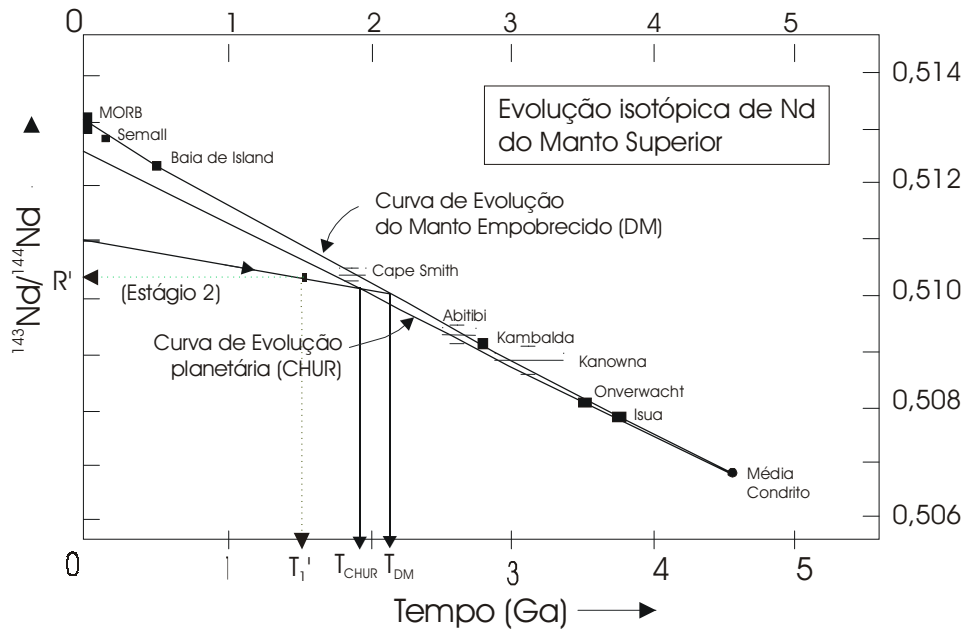


Figura 9.6 – Curva de evolução planetária (CHUR) e manto empobrecido, segundo Ben Othman *et al.* (1984). As idades modelo podem ser calculadas graficamente, conforme o ilustrado, desde que se conheça a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que direciona a inclinação da reta. As idades T_{CHUR} e T_{DM} correspondem a intercessões com CHUR e manto empobrecido (DM).

Ao se aplicar o conceito de idade modelo CHUR (T_{CHUR}), as amostras da crosta originadas deste manto empobrecido não forneceriam certamente uma idade real de formação da crosta. A idade modelo mais razoável, no caso, deve ser calculada em relação à possível curva de evolução do manto empobrecido (DM). Uma das possíveis curvas é a sugerida por Ben Othman *et al.* (1984) onde a evolução da razão isotópica $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{T_{DM}}$ não é linear mas, quadrática (Fig. 9.6) e da forma:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{T_{DM}}^t = At^2 + Bt + C \quad (9.7)$$

onde:

$$A = 1,53077 \times 10^{-5}$$

$$B = -0,22073 \times 6,54 \times 10^3$$

$$C = 0,513078$$

t está dado em Ga

Os coeficientes A, B e C foram calculados como os que melhor se ajustavam à curva do manto empobrecido e foram definidos por dados isotópicos em MORB, ofiolitos (Bay of Island,

Semal), rochas vulcânicas máficas pré-cambrianas (Kambalda, Kanowna, Onverwatch), komatiitos (Cape Smith, Abitibi), rochas supracrustais de Isua e meteoritos (Angra dos Reis, Juvinas).

Matematicamente, a idade modelo conhecida como T_{DM} , é obtida resolvendo-se o seguinte sistema de equações:

$$({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{DM}^t = At^2 + Bt + C$$

$$({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{rocha}^{hoje(t)} = ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{rocha}^{inicial} + ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{rocha}^{hoje} (e^{\lambda t} - 1)$$

Se admitirmos que:

$$({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{rocha}^{inicial(t)} = ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{DM}^t$$

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

obteremos a seguinte equação:

$$At^2 + [B + ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}) \lambda] t + C - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{rocha}^t = 0 \quad (9.8)$$

Donde, a solução real do sistema T_{DM} é dada por:

IDADE MODELO DO MANTO EMPOBRECIDO (T_{DM})

$$T_{DM} = \frac{[B + ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})\lambda] - \left\{ [B + ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})\lambda] - 4A \left[C - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{rocha}^T \right]^{1/2} \right\}}{2A} \quad (9.9)$$

Uma outra forma de calcular T_{DM} é resolver um sistema de equações propostas por DePaolo (1988), em termos de ϵ_{Nd} , para DM e rocha R, respectivamente como:

$$\epsilon_{Nd}^{DM}(t) = 0,25t^2 - 3t + 8,5 \quad (9.10)$$

$$\epsilon_{Nd}^R(t) = \epsilon_{Nd}^R(0) - f_{Sm/Nd} Q_{Nd} t \quad (9.11)$$

onde:

$$Q_{Nd} = [10^4 \lambda ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{CHUR}(0)] / ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{CHUR}(0) \\ = [10^4 \times 0,00654 \times 0,1967] / 0,512638 = 25,09 \text{ Ga.}^{-1}$$

e assumindo:

$$e^{\lambda t} = 1 + \lambda t \\ 0,512638 / ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{CHUR}(t) = 1$$

A idade T_{DM} é obtida admitindo-se para o sistema:

$$\varepsilon_{Nd}^{DM}(T) = \varepsilon_{Nd}^R(T)$$

Têm-se então:

$$0,25T^2 + [f_{Sm/Nd} \times Q_{Nd} - 3] T + 8,5 - \varepsilon_{Nd}^R(0) = 0 \quad (9.12)$$

logo:

IDADE MODELO DE MANTO EMPOBRECIDO (T_{DM})

$$T_{DM} (G.a.) = \frac{(f_{Sm/Nd} \times Q_{Nd} - 3)}{0,5} - \frac{\{[f_{Sm/Nd} \times Q_{Nd} - 3] \times [8,5 - \varepsilon_{Nd}^R(0)]\}^{1/2}}{0,5} \quad (9.13)$$

9.3.3.3 Idade de Residência Crustal (T_{CR})

Uma outra idade modelo sugerida posteriormente (O’Nions *et al.*, 1983) é conhecida como idade de residência crustal (T_{CR}). A determinação das “idades de residência crustal” baseia-se na aplicação do conceito de “idades modelo” a amostras da crosta continental, em especial a rochas de origem sedimentar. A idade T_{CHUR} fornece o tempo em que a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi idêntica com a do reservatório mantélico do qual se formou a rocha diferenciada. Assumindo que a crosta terrestre teria sido formada a partir do manto empobrecido em ETR leves (Allègre & Ben Othman, 1980; DePaolo, 1981, b), um parâmetro Sm/Nd mais representativo para o manto empobrecido deve ser aplicado no lugar do CHUR. No caso de rochas ígneas e meta-ígneas, as idades modelo constituem-se numa boa estimativa de formação da crosta, enquanto para os sedimentos as idades T_{DM} seriam boas aproximações para os sedimentos segundo O’Nions *et al.* (op.cit), visto que os fracionamentos na razão Sm/Nd por processos de intemperismo, erosão e transporte seriam mínimos. Tal abordagem pode ser válida desde que material fonte ou original fosse único, o que não é verdadeiro na maioria dos casos. Na verdade, as idades modelo T_{CR} calculadas em sedimentos são meras estimativas.

A crosta continental tem-se formado como um produto de processos petrológicos que refletem a evolução tectônica, térmica e química da Terra. As propriedades da crosta continental são um dos escassos monitores disponíveis para a evolução da Terra nos 4,5 Ga de sua história. As mudanças na composição química são de interesse na medida em que podem evidenciar os processos geológicos experimentados por ela.

Devido às dificuldades na obtenção de amostras representativas da crosta, vários estudos têm assumido como representativa a média de grandes extensões de rocha continental antiga versus rocha continental jovem. Isto obriga à amostragem de grandes volumes de rocha.

Shaw *et al.* (1976), como alternativa, usaram como amostra representativa da crosta, misturas de amostras pulverizadas de diferentes materiais graníticos. Isto porque, se considerarmos os granitos como formados por fusão da crosta cujo material é mais félsico que máfico, a amostra, obviamente, representaria só a fração félsica da crosta.

Taylor (1977), McLennan & Taylor (1982), O’Nions (1984) e Allègre & Rousseau (1984) usaram nas suas pesquisas a premissa de que a rocha sedimentar representaria a composição média de uma área, baseados no fato que a mesma seria resultante de processos de intemperismo-desagregação da rocha exposta na superfície da Terra e subsequente transporte e deposição do material. Os sedimentos acumulados representariam material de rocha derivado da totalidade da área abrangida pela bacia e, nos dariam uma estimativa ou média da crosta, pelo menos a nível regional. Se a razão média $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ dos sedimentos, de cerca de 0,11, é representativa da média da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da crosta, o manto empobrecido seria progressivamente mais empobrecido em elementos de terras raras leves e a crosta simultaneamente mais enriquecida nos mesmos. Se esta razão já fosse de 0,13, então, o hipotético manto empobrecido de razão 0,26 para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ teria sido constante durante os últimos 3,8 GA.

Outra possível fonte de erro nas interpretações da sistemática Sm/Nd tem a ver com a preservação da crosta continental. Há evidências que a crosta continental é destruída e devolvida ao manto, numa reciclagem de forma contínua ou descontínua como tem sido estabelecido no modelo de Albarède & Brouxel (1987) segundo a figura 9.5. Vários modelos têm evidenciado a contribuição de Sm e Nd nos diferentes reservatórios estabelecidos por diferentes autores (e.g. Jacobsen & Wasserburg (1979), Armstrong (1981), DePaolo (1983), Allègre *et al.* (1983, 1984). Entretanto Albarède & Brouxel (op. cit.), postulam que, segundo seus cálculos de tempos de residência, o volume continental permaneceria constante devido à alta velocidade (2,5 Km^3/ano) de reincorporação da crosta no manto empobrecido através das zonas de subducção, enquanto que este último teria suprimento constante de material proveniente do reservatório primitivo ou manto. Neste modelo, uma rocha supostamente derivada de um segmento crustal que se formou por fracionamento do material, tendo o manto como fonte, e permaneceu residente na crosta até hoje, ou seja, escapou do processo de reciclagem, seria mais enriquecida na razão Sm/Nd que o próprio “manto empobrecido” conforme o ilustrado na figura 9.7. Um valor sugerido para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ hoje, de um tal segmento crustal residente, é de 0,513151 ($\epsilon_{\text{Nd}} = +10$), tendo razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da ordem de 0,2136 ($f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = 0,086$), o que corresponde à média dos basaltos das cadeias meso-oceânicas.

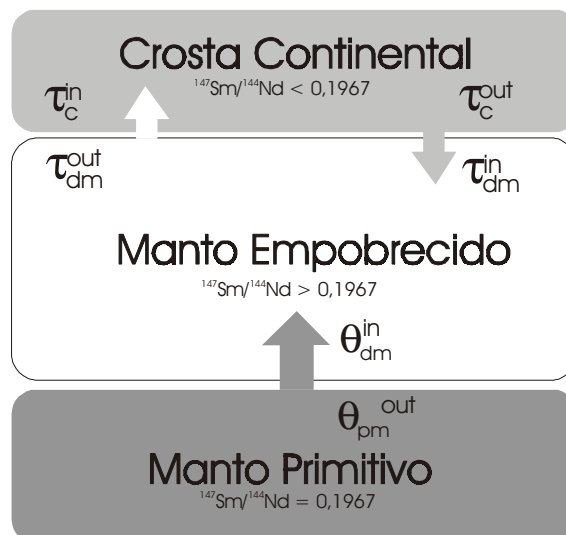


Fig. 9.7 – Interação manto primitivo, manto empobrecido e crosta continental e razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ observadas (figura adaptada de DePaolo, 1981, a).

Michard *et al.* (1985), ao estudarem os folhelhos fanerozóicos franceses, utilizaram para o cálculo da idade de residência crustal a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ como sendo de 0,222 enquanto assumiram o valor de 0,513151 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual para tal segmento.

As idades modelos variam, desta forma, conforme o modelo assumido. Na figura 9.8 são apresentadas algumas das curvas de evolução isotópica para o manto empobrecido em relação ao CHUR em termos de ϵ_{Nd} e sugerido por vários autores. Como exemplo, aparece uma hipotética reta de evolução isotópica típica para um material crustal, tendo $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ igual a -12. A idade modelo T_{CHUR} é única e da ordem de 1,6 Ga, enquanto que a idade modelo T_{DM} varia da ordem de 1,9 a cerca de 2,25 Ga, conforme o modelo escolhido. De uma forma geral, as idades da sistemática Sm/Nd apresentam a seguinte seqüência:

$$T_{\text{CR}} \geq T_{\text{DM}} > T_{\text{CHUR}} > T_{\text{convencional}}$$

Na mesma figura, a possível curva média de evolução isotópica através do tempo geológico para a crosta continental pode ser inferida a partir de dados obtidos por Allegre & Rousseau (1984) em folhelhos australianos de idades conhecidas.

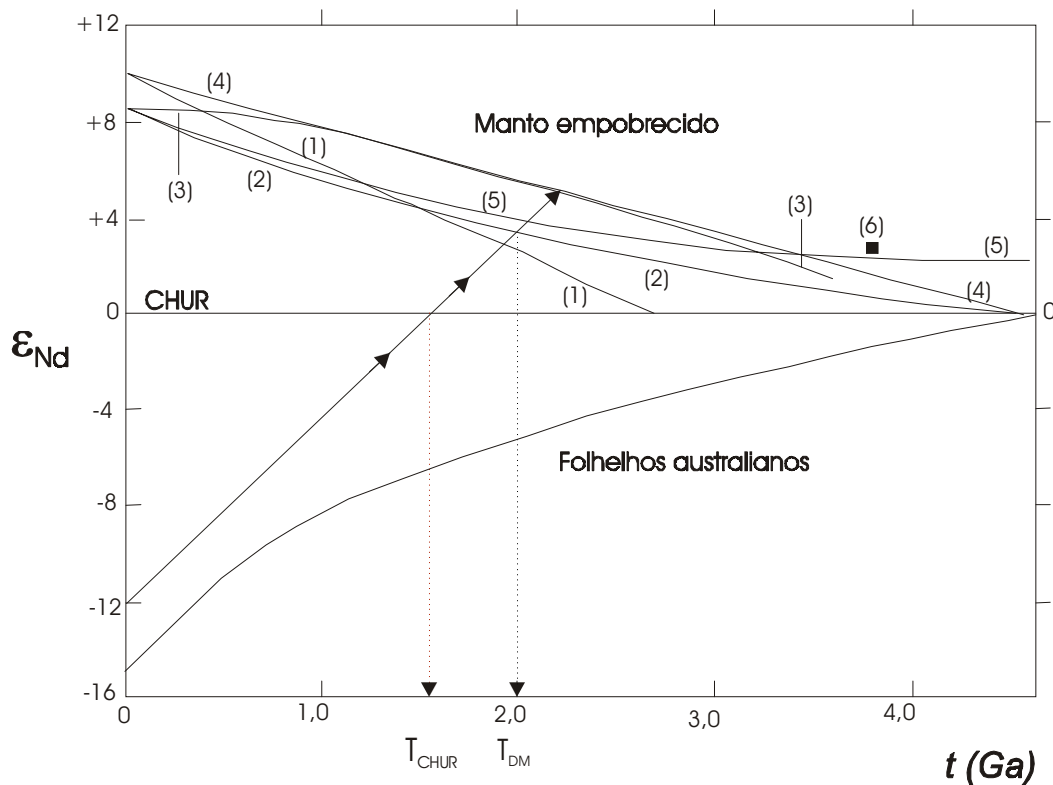


Figura 9.8 – Contrastante evolução isotópica em termos de ϵ_{Nd} na crosta continental e CHUR. Cinco diferentes curvas são propostas para o manto empobrecido: (1) Liew & McCulloch (1985); (2) DePaolo *et al.* (1981, a); (3) Nelson & DePaolo (1984); (4) Goldstein *et al.* (1984) (5) Ben Othman *et al.* (1984) e Allegre & Rousseau (1984). O ponto (6) corresponde ao manto residual à 3,8 Ga, segundo Collerson *et al.* (1991). A reta de inclinação positiva corresponde à evolução isotópica típica para uma rocha granítica, conforme explicado no texto, enquanto a curva inferior é referente aos dados obtidos em folhelhos australianos por Allegre & Rousseau (1984).

9.3.4.4 Idade de Modelo de Duplo-Estágio

Em situações, como a da figura 9.6, em que a rocha é cristalizada a T'_1 , tendo razão inicial R' menor que corresponderia ao CHUR, ou seja, ϵ_{Nd} negativo, pode-se deduzir que teve pelo menos um estágio anterior (estágio 1). Se este estágio foi único e a razão $+^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ for igual à do estágio 2, i.e., após a recristalização, as idades modelo T_{CHUR} e T_{DM} de estágio duplo coincidirão com os modelos clássicos vistos anteriormente. São, conforme a fig 9.6, valores correspondentes às extrapolações ou intercessões com as curvas de evolução condrítica (CHUR) e manto empobrecido. No entanto, se a rocha do estágio 1 (R_1), do qual se cristalizou a rocha R_2 , teve razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ diferente, as idades modelos devem ser adequadamente calculadas ou extrapoladas, conforme aparece ilustrado na figura 9.9. As idades modelo de duplo estágio dependem da razão RA atual, R' do momento de cristalização e da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ou $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ assumido para o estágio 1.

DePaolo *et al.* (1991) propõem, por exemplo, um modelo em que $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ no estágio 1 é uma função da idade T'_1 de cristalização, enquanto que a curva de evolução mantélica era retilínea, equivalendo ao que seria aproximadamente o limite superior dos valores de ϵ_{Nd} iniciais observados na crosta continental. Em função da idade T (Ga) as expressões seriam:

$$\epsilon_{Nd}(T) = 8,6 - 1,91 T \quad (9.14)$$

$$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}(T) = -0,25 - 0,08 T \quad (9.15)$$

respectivamente, para a evolução mantélica e valor de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ expresso em termos de $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ para o estágio 1. Conforme pode ser inferido da própria figura, primeiramente deve-se calcular ϵ_{nd} inicial a partir de ϵ_{nd} medido e idade de cristalização T'_1 . Matematicamente T_{DM} é calculado igualando-se este ϵ_{Nd} inicial da amostra com o gerado ou que evoluiu de T_{DM} até T'_1 , utilizando $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ e ϵ_{Nd} expressos acima, ou seja:

$$\epsilon_{Nd}(T'_1) + Q_{Nd} f_{\text{Sm}/\text{Nd}} T'_1 = \epsilon_{Nd}(T_{\text{DM}}) + Q_{Nd} f_{\text{Sm}/\text{Nd}}(T_{\text{DM}}) (T_{\text{DM}} - T'_1) \text{ ou} \\ \epsilon_{Nd}(T'_1) + Q_{Nd} f_{\text{Sm}/\text{Nd}} T'_1 = (8,6 - 1,91 T_{\text{DM}}) + Q_{Nd} (-0,25 - 0,08 T_{\text{DM}}) (T_{\text{DM}} - T'_1) \quad (9.16)$$

9.4 Aplicações Geocronológicas

A atual estrutura da Terra pode ser estudada recorrendo-se a inúmeros métodos que incluem fotogeologia, petrologia, geoquímica, sismicidade, fluxo térmico, gravimetria, etc., mas, quando se quer saber quando e como esta estrutura foi formada, só podemos inferir criando modelos teóricos.

A geocronologia, que nos fornece as idades das rochas, tem sido utilizada por muitas equipes de pesquisa também na investigação da natureza dos processos de diferenciação da Terra. Entre os traçadores naturais para os estudos de diferenciação, os lantanídeos, com especial destaque para os elementos Sm e Nd, têm-se revelado como os elementos traços melhor compreendidos em termos de comportamento nos processos planetários.

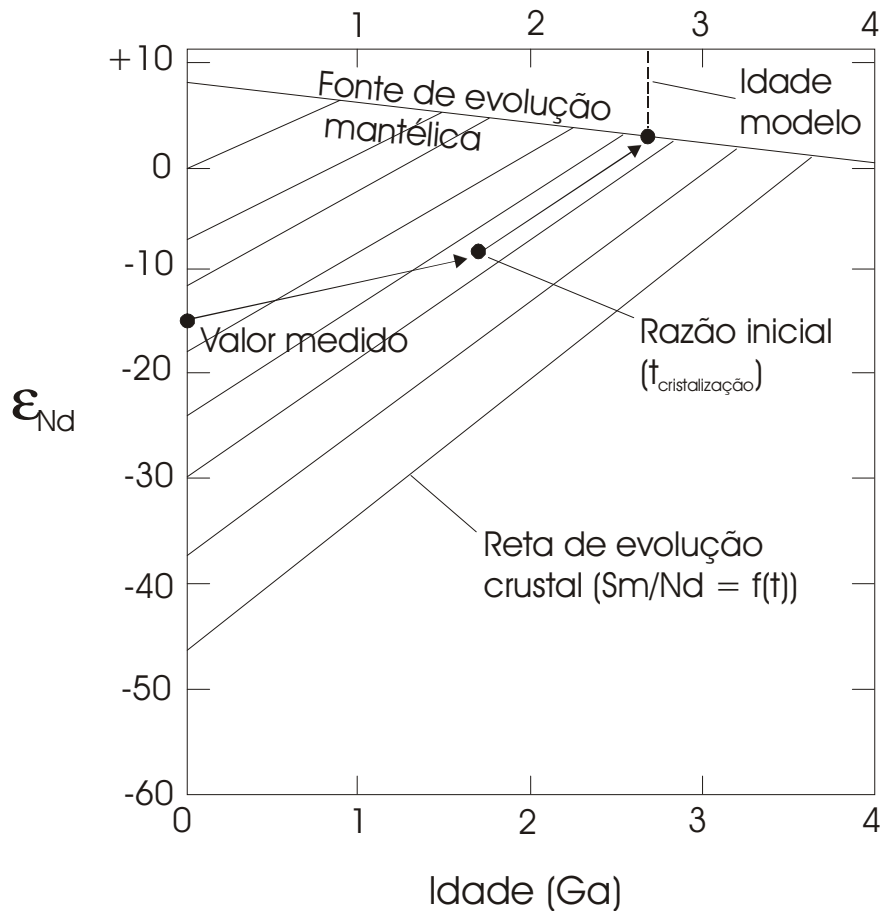


Fig. 9.9 – Determinação de idade modelo de duplo estágio (cf. DePaolo *et al.* 1991)

9.4.1 Aplicações em Cosmoquímica

A utilidade prática dos isótopos de neodímio foi igualmente demonstrada em aplicações cosmoquímicas, como na comprovação do ^{142}Nd ser um produto de decaimento do radionuclídeo extinto ^{147}Sm (Lugmair *et al.* 1983).

A primeira tentativa de utilização do sistema Sm/Nd na cosmocronologia deve ser consignada a Notsu *et al.* (1973), os quais conseguiram uma idade isocrônica bastante imprecisa de $4,3 \pm 2,5$ (com 2σ) Ga para o meteorito acondrítico Juvinas. Idade muito mais precisa de $4,56 \pm 0,08$ Ga com uma razão inicial $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0,50825 \pm 0,00012$ foi obtida por Lugmair (1975) utilizando minerais separados deste mesmo meteorito, demonstrando definitivamente que a metodologia aplicada também em rochas lunares seria viável em rochas terrestres antigas.

Lugmair & Marti (1977) apresentaram uma isócrona para o meteorito Angra dos Reis, material de difícil datação pelo método Rb-Sr. Neste caso, a isócrona interna foi obtida analisando-se dois minerais (piroxênio e fosfato) separados deste meteorito e que mostram composição antagônica em termos da razão Sm/Nd. Este fato abriu a possibilidade para a datação de uma nova classe de meteoritos.

Com exceção de um meteorito, o de Stannern, cuja idade obtida foi de $4,48 \pm 0,07$ Ga (Lugmair & Scheinin, 1975), todos têm apresentado idades na faixa de 4,55 – 4,60 Ga, em exce-

lente concordância com os dados U/Pb, também em acondritos (e.g. Unruh *et al.* 1977, Wasserburg *et al.* 1977). A melhor razão inicial obtida para os acondritos foi a obtida para o meteorito Angra dos Reis (Lugmair & Marti, op. cit.). Este valor de $0,50682 \pm 5$ (valor normalizado para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$) foi usado durante certo tempo no estudo da evolução dos materiais terrestres desde a formação da Terra. Entanto, pelo fato de a Terra total ser comparada a um condrito ou assumir-se como diferenciado de um reservatório condrítico uniforme (CHUR), foi dada maior importância na determinação da razão inicial em diversos condritos anteriormente estudados, sobretudo pelo método Rb-Sr.

A razão média atual para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em condritos, assumida por muitos geocronólogos, importante para o cálculo de ϵ_{Nd} , é de $0,512638$ (valor normalizado para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$), enquanto que a razão média $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é assumida como sendo de $0,1967$, conforme visto anteriormente. No entanto, dados e estudos mais recentes (DePaolo *et al.* 1991) demonstram a necessidade de se rever certos conceitos relativos a condritos bem como, talvez, revisar os valores anteriormente assumidos. Conforme a figura 9.10, adaptada destes autores, as médias de 5 novas análises em meteoritos condríticos são sensivelmente menores do que as propostas em 1984 por Jacobsen & Wasserburg.

A datação de rochas lunares foi uma das aplicações seguintes ou, até mesma contemporânea com a dos condritos. Embora os poucos dados Sm/Nd e Rb/Sr concordem bem dentro dos limites dos erros experimentais foi observada, no entanto, uma considerável discrepância, num troctolito lunar, ao se analisarem pelo método Sm/Nd os seus componentes minerais (Lugmair *et al.* 1976). A idade Rb/Sr ($4,6 \pm 0,07$ Ga) é maior que a idade Sm/Nd obtida de $4,26 \pm 0,06$ Ga. Conforme já é do nosso conhecimento, as determinações em amostras terrestres têm mostrado que o sistema Sm/Nd é menos perturbado que o sistema Rb/Sr. No troctolito por ser uma amostra lunar, torna-se mais difícil achar uma explicação plausível. Quanto à razão inicial ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) obtida de $0,50715 \pm 0,00007$, semelhante à dos condritos, leva-nos a especular que a Lua, a exemplo da Terra, evoluiu semelhantemente sob o ponto de vista isotópico.

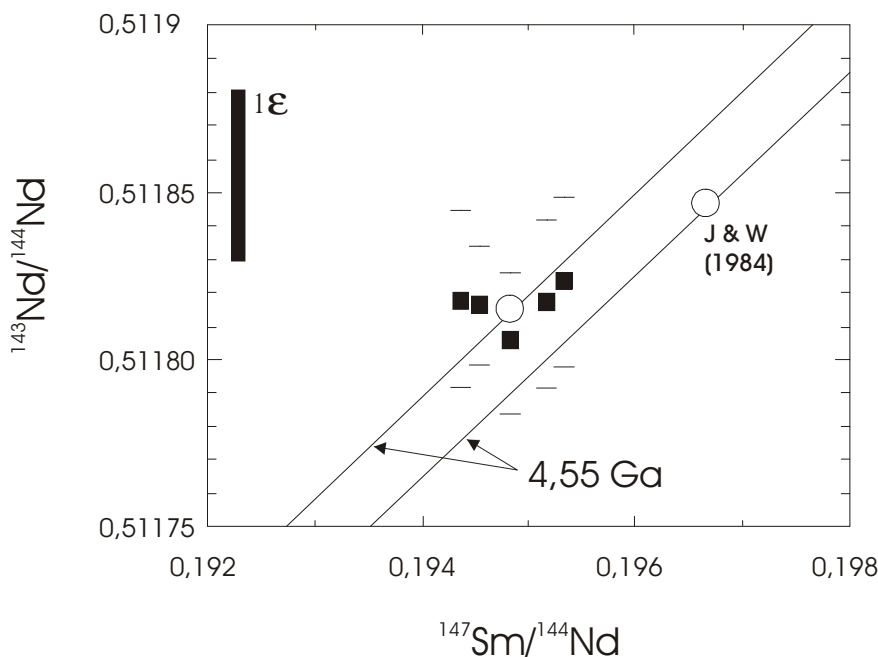


Fig. 9.10 – Novos dados Sm/Nd obtidos em 5 meteoritos condríticos do grupo L por DePaolo *et al.* (1991). Os novos dados aparecem no mesmo diagrama Sm/Nd em que aparecem as médias de dados obtidas por Jacobsen & Wasserburg (1984) e referidos à isócrona de referência de 4,55 Ga. As duas possíveis isócronas paralelas levam-nos à obtenção de razões iniciais distintas.

9.4.2 Aplicações em Materiais Terrestres

Após a aplicação da metodologia Sm-Nd em materiais extra-terrestres, os geocronólogos passaram a aplicar com sucesso a mesma técnica em rochas terrestres arqueanas. É sabido, por exemplo, que a datação de materiais terrestres pelo método Rb-Sr é freqüentemente prejudicada por recristalizações posteriores induzidas por metamorfismo, conduzindo a movimentos diferenciais de núclídeos pais e filhos. Este fato, que não é restrito apenas à metodologia Rb-Sr, tem, muitas vezes, limitadas as interpretações geocronológicas devido à abertura parcial e à não rehomogeneização dos sistemas isotópicos.

Em marcante contraste com os elementos alcalinos, os lantanídeos (ETR) parecem ser comparativamente menos afetados pelos processos de recristalização, isto de acordo com alguns trabalhos como os de Herman *et al.* (1974); Kay, (1970); O’Nions *et al.* (1977), entre outros, que precederam o advento mais intenso da utilização da metodologia Sm/Nd.

O sistema isotópico Sm/Nd utilizado inicialmente com sucesso em rochas supracrustais, especialmente de cratons arqueanos, tem permitido obter isócronas minerais em rochas até do Fanerozóico. As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, variando na maioria dos estudos entre cerca de 0,11 e 0,32, aliadas a determinações bastante precisas nas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, com erros muitas vezes menores que 10 ppm, têm permitido a obtenção de isócronas cujas incertezas nas idades chegam a ser entre 10 a 70 Ma.

Um dos primeiros trabalhos envolvendo rochas básicas e ultrabásicas foi o desenvolvido por DePaolo & Wasserburg (1979) em rochas do Complexo Stillwater. Os minerais definiram uma isócrona interna Sm/Nd cuja idade é de $2,701 \pm 0,008$ Ga. (Figura 9.11, a), enquanto os dados isotópicos em rocha total alinham-se perfeitamente com a mesma (Figura 9.11, b), confirmando a idade de cristalização magmática, bem como não evidenciando nenhuma irregularidade. Contrariamente, o sistema Rb/Sr teria sido perturbado posteriormente, permitindo tão somente inferir uma errócrona que os autores estimaram em torno de 2,2 Ga.

Um outro exemplo bastante ilustrativo de datação em rocha total e que revela a potencialidade do método Sm-Nd é o referente às rochas vulcânicas de Onverwacht (África do Sul). As tentativas anteriores utilizando o método Rb/Sr foram, de certa forma, infrutíferas. As rochas ígneas básicas e ultrabásicas forneceram pontos altamente dispersos no diagrama Rb-Sr (Allsopp *et al.* 1973); enquanto que as rochas ígneas félsicas (Fig. 9.12, a) sugeriam uma idade de cerca de 2,56 Ga. A idade destas vulcânicas só ficou definida utilizando a metodologia Sm/Nd. Hamilton *et al.* (1979) determinaram uma idade de $3,54 \pm 0,03$ Ga e razão inicial de $0,50809 \pm 0,00004$ (Fig. 9.12, b), utilizando rochas máficas e félsicas deste complexo, ambas com análises em rocha total. Mais tarde, Jahn *et al.* (1982) determinaram uma idade de $3,56 \pm 0,24$ Ga em komatiitos basálticos (Fig. 9.12, c) relativamente bem preservados do mesmo grupo, confirmando plenamente a cifra obtida anteriormente por Hamilton.

Na Figura 9.6 são mostradas as evoluções isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de algumas rochas continentais, bem como a razão observada nas rochas oceânicas jovens (MORB). A razão inicial obtida para as rochas arqueanas de Onverwacht anteriormente mencionada, bem como a correspondente a supracrustais de Isua posicionam-se bem próximas à curva de evolução para CHUR. Disto poderia deduzir-se que o manto teria começado com uma composição uniforme durante uma boa parte da sua história inicial, propiciada, talvez como muitos apregoam, a uma melhor mistura devida ao maior fluxo térmico oriundo de radionuclídeos de meia-vida menores do que a do ^{235}U , e que hoje estão extintos. As dispersões maiores ocorrem com rochas mais

jovens, ajustando-se melhor com a reta do manto empobrecido. Este fato é bem fundamentado, ao se examinarem as razões obtidas nos basaltos meso-oceânicos (MORB) com $\epsilon_{Nd} = +10$ em média e seriam os representantes atuais do manto superior empobrecido em Nd do qual derivaram. Em contraste, uma rocha ácida, ainda que derivada do manto, evoluiria com variação bem menor do que CHUR e se posicionaria abaixo da razão admitida para o mesmo, conforme aparece ilustrado na mesma figura. Este modelo de dois mantos – superior empobrecido em leves e inferior ou primitivo – tem outras implicações importantes, como por exemplo, uma maior concentração no manto inferior em U, Th e K e daí, uma maior contribuição de calor radiativo do que o inferido por outros modelos.

No Brasil, até ao presente momento, estão seguramente disponíveis perto de 1300 determinações Sm/Nd, quase em sua totalidade realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. Perto de 1000 determinações constam na tese de doutoramento de Sato (1998), que as utilizou para determinações de idades modelos T_{DM} com a finalidade principal de obter subsídios para uma melhor interpretação da evolução crustal da Plataforma Sul-americana. Embora a obtenção de isócronas não tenha sido o objetivo principal, devemos destacar neste trabalho pelo menos 6 isócronas Sm/Nd, sendo que muitas delas já foram publicadas (e.g. Siga Jr. *et al.* 1993; Hartmann *et al.* 1995; Sato *et al.* 1996, a, 1997). Isócronas internas em materiais do ciclo brasileiro, com precisões da ordem de 30 Ma, ilustram a potencialidade desta metodologia, que no seu alvorecer, mais ou menos na década de 70, não era nem cogitada. A maior virtude repousa, no entanto, no fato de que esta metodologia pode-se constituir na única alternativa geocronológica disponível. Materiais inviáveis para datação, como rochas ou minerais ultramáficas (e.g. Hamilton *et al.* 1977; 1979; Jahn *et al.* 1982) e, principalmente, determinações de idades modelo do tipo T_{DM} constituem como principais atrativos, não descartando a sua utilização na petrogênese e até na datação de rochas de origem sedimentar (Bros *et al.* 1992; Schaltegger *et al.* 1994; Toulkeridis *et al.* 1994; Jie-Dong *et al.* 1996; Kawashita *et al.*, 1997).

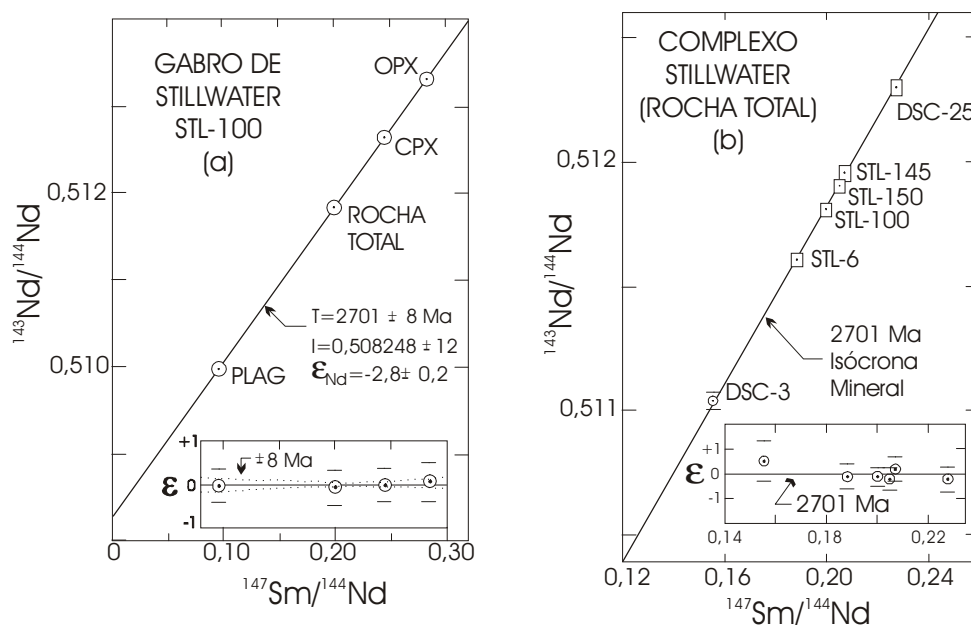


Figura 9.11 – Datação de rochas básicas e ultrabásicas do Complexo de Stillwater a) isócrona mineral (Gabro intrusivo); b) isócrona em rocha total. (DePaolo & Wasserburg, 1979)

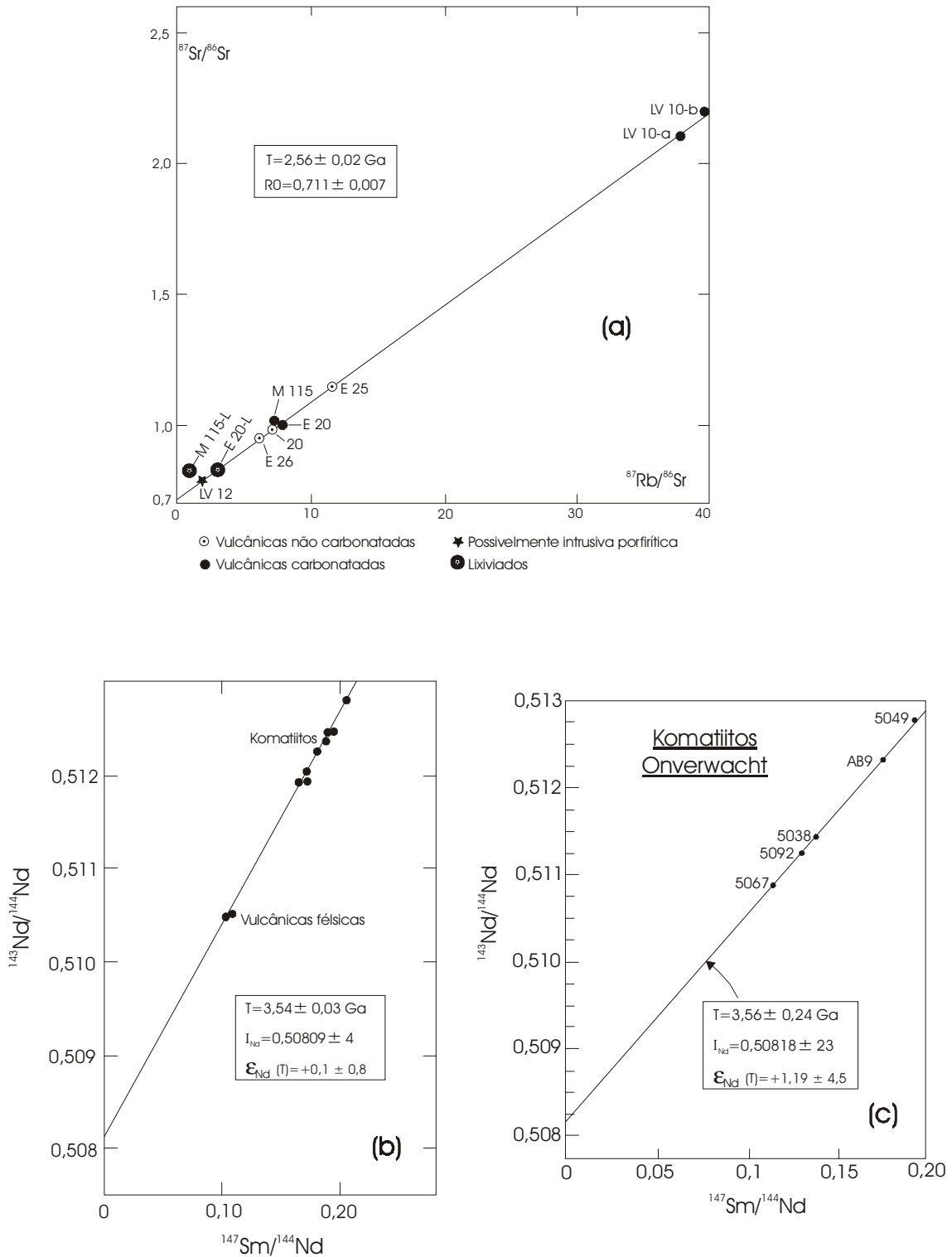


Figura 9.12 – a) Isócrona Rb/Sr em rochas vulcânicas félsicas de Onverwacht. (Allsopp et al. 1973); b) Isócrona Sm/Nd (Hamilton, 1979); c) Isócrona de Komatiitoid basálticos de Onverwacht (Jahn et al 1982).

9.4.3 Aplicações da Sistemática Sm-Nd em Rochas Sedimentares e Composição Isotópica do Nd na Água do Mar

As variações da razão Sm/Nd nas diferentes rochas da crosta continental e nas do manto superior do qual elas derivaram, traz, como consequência do acúmulo de ^{143}Nd radiogênico com o tempo, uma variada composição isotópica em termos da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Estas variações podem refletir na composição isotópica da água do mar, visto que o tempo de residência do Nd em tal meio é relativamente curto, estimado como sendo algo da ordem de 300 anos, quando comparado com o tempo de mistura que foi estabelecido em cerca de 1000 anos. Se o tempo de residência fosse maior que os 1000 anos, o Nd poderia misturar-se e homogeneizar-se, tal como é observado no Sr, em que o tempo de residência é estimado como sendo de 2 Ma. A presença do Nd nos oceanos é marcada pela heterogeneidade. Valores obtidos por Piepgras & Wasserburg (1980) colocaram, de fato, em evidência diferentes valores para as constituições isotópicas nos oceanos, conforme sintetizado a seguir:

Oceano Atlântico	$\epsilon_{\text{Nd}} = -12 \pm 2$
Oceano Índico	$\epsilon_{\text{Nd}} = -8 \pm 2$
Oceano Pacífico	$\epsilon_{\text{Nd}} = -3 \pm 2$

Estes valores de ϵ_{Nd} muito inferiores aos dos basaltos oceânicos indicam que o conteúdo de Nd dos oceanos é fortemente controlado por fontes de origem crustal. O Oceano Atlântico contornado por rochas crustais antigas e o Pacífico dominado por uma crosta continental mais jovem de natureza mais basáltica (e.g. rochas que constituem o Cinturão do Fogo), explicariam a diferença marcante de -12 para -3 observados nos respectivos ϵ_{Nd} .

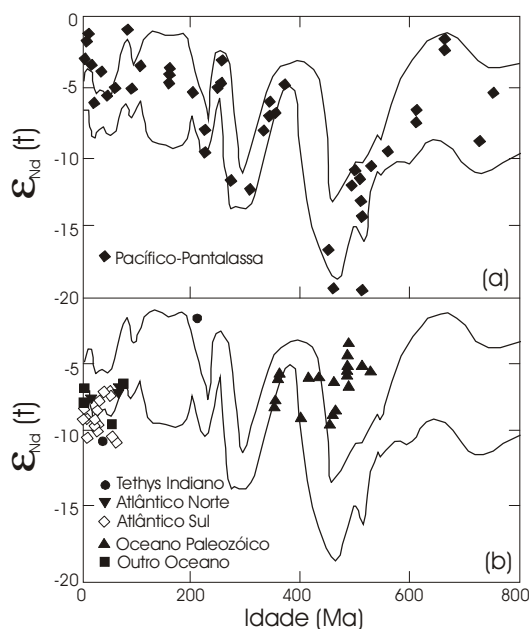


Figura 9.13 – Curva de variação do ϵ_{Nd} em paleoceanos nos últimos 800 Ma (Keto & Jacobsen, 1988). a) Curva média global e dados para Oceano Pacífico/Panthalassa; b) demais oceanos. Observe a distribuição desigual dos dados no tempo e valores contrastantes, mais baixos observados no Terciário e no Quaternário, quando comparados com o Pacífico/ Panthalassa.

Análises isotópicas Sm-Nd em nódulos de ferro-manganês, ou nos minerais autigênicos como calcita, aragonita, dolomita, apatita e biofosfatos, e mesmo em esqueletos fósseis presentes nas frações argilosas de sedimentos, fornecem uma ferramenta eficiente para datar a diagênese em sedimentos. Um evento metamórfico de baixo grau causará com certeza a homogeneização do Sr nas argilas e nos minerais associados, enquanto que a composição isotópica do Nd permanecerá inalterável nestes minerais, e provocará o desacoplamento dos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd. O sistema Sm-Nd não será afetado pelos fluidos metamórficos e refletirá o equilíbrio diagenético, enquanto que o Sr refletirá a homogeneização devida ao metamorfismo (Schaltegger *et al.* 1994).

Vários esforços têm sido envidados nas últimas duas décadas para determinar a idade de deposição, diagênese e metamorfismo de baixo grau em sedimentos utilizando diferentes métodos isotópicos. Embora, o uso dos métodos K-Ar e Rb-Sr para datar sedimentos tenha sido amplamente aplicado e aceite, vários com resultados bem sucedidos (e.g. Amaral & Kawashita, 1967; Kawashita, 1972; Thomaz Filho, 1976; Cordani *et al.* 1978; Clauer, 1979), há que registrar, no entanto, casos em que nenhum dos dois métodos mostrou resultados satisfatórios ou concordantes com a estratigrafia (Clauer *et al.* 1993; Kawashita, 1996).

O uso do método Sm-Nd para datar rochas sedimentares é ainda recente. A evidência de fracionamento do sistema Sm-Nd durante a diagênese do sistema sedimentar clástico tem sido mostrado por vários autores (Bros *et al.* 1992; Chaudhuri *et al.* 1992.; Zhao *et al.* 1992); no entanto, os resultados obtidos devem ser tratados com muita cautela, visto que podem ser resultado de misturas de dois ou mais componentes de diferentes origens.

De um modo geral, conforme abordado anteriormente, as idades modelo (T_{CR} e T_{DM}) em sedimentos ou rochas sedimentares podem, por representarem composições isotópicas médias de uma dada área, corresponder à idade média do material fonte (“provenance age”) e permitir inferências sobre o crescimento da crosta continental com o tempo. O modelo instantâneo ou “big bang” (A), já descartado, ou o de crescimento constante (B) como discutidos por Allègre & Rousseau (1984) têm sido propostos na literatura. Na Figura 9.14 aparecem, por exemplo, os dois modelos, onde as idades estratigráficas nos diversos tipos de sedimentos são comparadas com as idades modelo T_{CR} e referenciadas à reta concórdia, onde $T_{CR} = T_{ESTRAT}$. Segundo estes dados, a crosta continental ter-se-ia formada a partir de cerca de 3,8 Ga de forma constante até ao presente, ou produzida conforme a curva C, quando seria decrescente através do tempo. A dispersão dos dados, conforme é evidenciado na figura, não permite obter uma conclusão.

Para explorar as possibilidades de se estabelecer um arquivo de variações na composição isotópica na água do mar durante o tempo geológico, deve ser identificada a fase que incorpora Nd. Esta fase deve cumprir com a premissa de ter a mesma composição isotópica da água do mar e ter preservado a sua composição. Estas premissas em sedimentos são frequentemente cumpridas.

Os carbonatos de oceanos Atlântico e Pacífico têm ϵ_{Nd} que se identificam com os de águas pouco profundas (Shaw & Wasserburg, 1985). Os precipitados modernos, biogênicos e inorgânicos de calcita e aragonita de ambientes marinhos têm mostrado concentrações de Nd desde 0,2 a 70 ppb, o que indica que o conteúdo de ETR em $CaCO_3$ primário é baixo e que a razão Nd/Ca é pouco acentuada. No entanto, calcários e dolomitos sem frações detríticas de origem continental têm ao redor de 200 ppb de Nd. Os carbonatos modernos estão enriquecidos em Terras Raras Leves ($-0,16 \leq f_{Sm/Nd} \leq -0,45$). O uso da sistemática Sm-Nd na datação de fósseis calcários bem preservados com alto conteúdo de Nd, tem sido divulgado em várias publicações.

Apatitas biogênicas modernas apresentam-se com baixos conteúdos de ETR (< 150 ppb Nd), embora pareçam absorver rapidamente os ETR da água do mar. As apatitas de fosforitas

jovens têm ϵ_{Nd} dentro da faixa observada nos oceanos Pacífico ou Atlântico, o que sugere a idéia de que apatitas sedimentares podem ser usadas para determinar ϵ_{Nd} nos oceanos antigos. Como suporte, verifica-se que na apatita sedimentar de origem marinha, a anomalia negativa de Ce da água do mar é preservada. Os biofosfatos e fosfatos sedimentares de ambientes similares têm valores idênticos em $\epsilon_{Nd}(T)$, ainda que as razões Sm/Nd sejam diferentes.

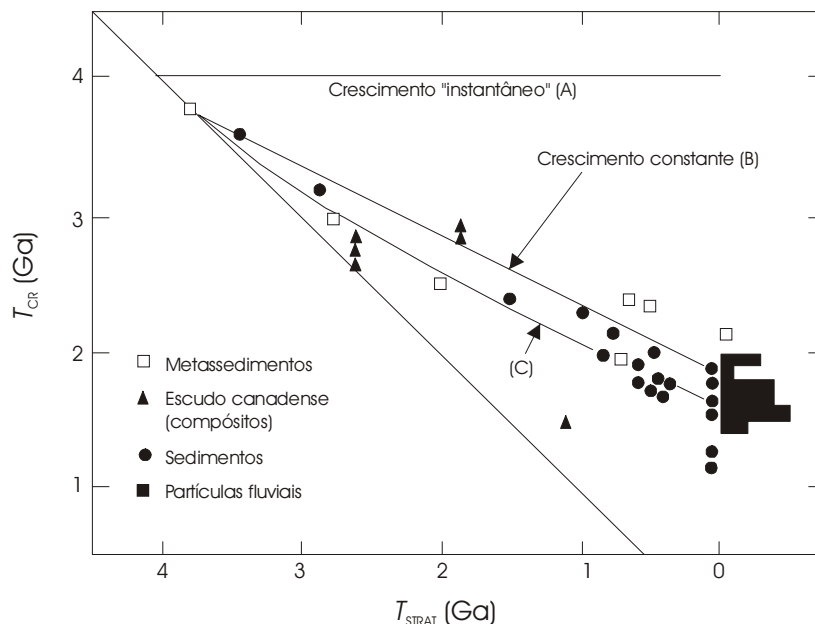


Figura 9.14 – Idades modelo T_{CR} versus idades estratigráficas em sedimentos clásticos e possíveis modelos de crescimento continental (Dickin, 1995 – fig. p.98).

A determinação do limite Pré-cambriano/Cambriano que marca a mudança mais fundamental na evolução da história da Terra tem sido um objetivo largamente perseguido pelos cientistas.

A idade de 570 Ma tem sido aceita tradicionalmente como base do Cambriano e foi obtido por meio das datações isotópico K-Ar em glauconitas de estratos das plataformas russa e siberiana. A confiabilidade nas idades K-Ar em glauconitas de estratos do Proterozóico e Paleozóico, no entanto, é pequena, porque poderiam ser antigas, caso contenham frações detríticas recicladas, ou muito novas, caso as rochas tivessem sofrido um metamorfismo ou reaquecimento. Por exemplo, trabalhos de Morton & Long (1980) e Shaw & Wasserburg (1985) revelaram que as glauconitas não são minerais estáveis e são facilmente alteradas durante a diagênese. Outras estimativas obtidas pela datação Rb-Sr em xistos, na China, com idades isocrônicas de $579 \pm 8,2$ Ma e 587 ± 17 Ma (Xue, 1984; Zhang *et al.* 1984), por exibirem razões iniciais relativamente altas, foram interpretadas como sendo falsas e atribuídas à presença de material detrítico herdado. Por outro lado, datação indireta de estratos sedimentares, onde se aplicou o método Rb/Sr em rochas ígneas, nos quais se obteve uma idade de cerca de 530 Ma (Odin *et al.* 1983) foi considerada muito jovem.

Jie-Dong *et al.* (1996) dataram, pelo método isotópico Sm-Nd, o membro Zhongyicun em Yunnan, sul de China em pequenos fósseis fosfáticos e no mineral colofanita. Os resultados desta pesquisa marcam este limite na faixa de 560-570 Ma (Figura 9.15) e pode ser considerado como um dos mais precisos já obtidos na literatura para o estabelecimento do limite Pré-Cambriano/Cambriano.

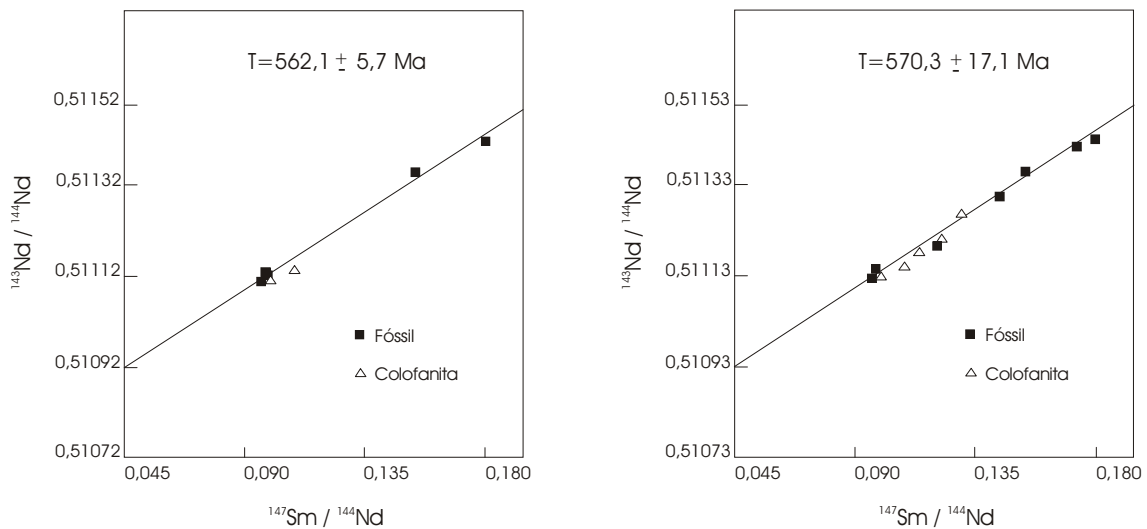


Figura 9.15 – Isócronas Sm-Nd em amostras de esqueletos fosfáticos e colofanita do membro Zhongyicun (Yunnan-China) (cf. Jie-Dong *et. al.* 1996).

Agradecimento

Os autores agradecem à geóloga Andreia L. Sanches pela elaboração de todas as figuras deste capítulo.

9.5 Bibliografia Citada e Recomendada

LIVROS:

- Faure, G. (1986) Principles of Isotope Geology. 2nd Ed.. J. Wiley. 589 p.
 Gey, M.A.; Schleicher, H (1990) Absolute Age Determination. Physical and Chemical Dating Methods and Their Application. Springer Verlag. 503 p.
 DePaolo, D. J. (1988) Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction. Springer-Verlag. 490 p.
 Dickin, A.P. (1995) Radiogenic Isotope Geology. Cambridge Un. Press.
 Ringwood 1975. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. McGraw-Hill, New York. 618 p.

PUBLICAÇÕES:

- Albarède, F. & Brouxel, M. 1987. The Sm/Nd secular evolution of continental crust and the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letter*, **82**:25-35
 Allègre, C.J.; Hart, S.R.; Minster, J.F. 1983. Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data, I. Theoretical methods. *Earth Planet. Sci. Letters*, **66**:177-190

- Allègre, C.J. & Rousseau, D. 1984. The growth of the continents through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. *Earth Planet. Sci. Letters*, **67**:19-34
- Allègre, C.J. & Ben Othman, D. 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature* (Lond), **286**:335-342
- Allsopp, H.L.; Viljoen, M.J.; Viljoen, R.P. 1973. Strontium isotopic studies of the mafic and felsic rocks of the Onverwacht Group of the Swaziland Sequence. *Geologische Rundschau*, **62**:902-917
- Amaral, G. 1967. Potassium-Argon age measurements on some Brazilian glauconites. *Earth and Planetary Science Letters*, **3**:190 – 192
- Amaral, G. & Kawashita, K. 1967- determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, 214-217.
- Armstrong, R.L. 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state non-continental-growth earth. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser A.* **301**: 443-472
- Ben Othman, D.; Polvé, M.; Allègre, C. 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, **307**: 510-515
- Birch, F. 1958. Differentiation of the mantle. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **69**:483-486
- Bros, R.; Stille, P.; Gauthier-Lafaye, F.; Weber, F.; Clauer, N. 1992. Sm-Nd dating Proterozoic clays materials: An example from the Francevillian Sedimentary Series (Gabon). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**:207-218
- Chaudhuri, S.; Stille, P.; Clauer, N. 1992. Sm-Nd isotopes in fine-grained clastic sedimentary material: Clues to sedimentary processes and recycling growth of the continental crust. In: *Isotopic Signatures and Sedimentary Records* (Ed. N. Clauer e S. Chaudhuri) p 287-319. Springer Verlag)
- Clauer, N. 1979. A New approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks. In *Lectures in Isotope Geology*. (De. E. Jäger e J.C. Hunziker) p 287-319. Springer Verlag.
- Clauer, N.; Chaudhuri, S.; Kralik, M.; Bonnot-Courtois, C. 1993. Effects of experimental leaching on Rb-Sr and K-Ar isotopic system and REE contents of diagenetic illite. *Chem. Geol.* **103**:1-16
- Collerson, K.D.; Campbell, L.M.; Weaver, B.L.; Palacz, A. 1991. Evidence for extreme mantle in early Archean ultramafic rocks from Northern Labrador. *Nature*, **349**:209-214
- Cordani, U.; Kawashita, K.; Thomaz Filho, A. 1978. *Applicability of Rubidium-Strontium method to shales and related rocks*. In: *The geologic time scale*. Studies in Geology, AAPG. (Boletim 6)
- DePaolo, D. J. 1981,a. Nd isotopic studies: Some new perspectives on earth structure and evolution. *EOS*, **62**:137-140.
- DePaolo, D. J. 1981,b. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* (Lon), **291**:193-196
- DePaolo, D.J. 1983. The mean life of the continents: Estimates of continental recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure. *Geophys. Res. Lett.* **10**:705-708
- DePaolo, D.J.; Linn, A.M.; Schubert, G. 1991. The Continental Crust Age Distribution: Methods of Determining Mantle Separation Ages from Sm-Nd Isotopic Data and Application to the Southwestern United States. *J. Geophys. Res.* **96**(B2):2071-2088
- DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J. 1976,a. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Letters*, **3**:249-252
- DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J. 1976,b. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. *Geophys. Res. Lett.* **3**:743-746
- DePaolo, D. J. & Wasserburg, G.J. 1979. Sm-Nd age of the Stillwater Complex and the mantle curve for Neodymium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**:999-1008

- Goldstein, S.L.; O'Nions, R.K.; Hamilton, P.J. 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust and particulates from major river systems. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **70**:221-236.
- Hamilton, P. J.; Evensen, N. M.; O'Nions, R. K.; Smith, H.S.; Erlank, A.J. 1979. Sm-Nd dating of Onverwacht Group volcanics. Southern Africa. *Nature*, **279**: 298-300
- Hamilton, P. J.; O'Nions, R. K.; Evensen, N. M. 1977. Sm-Nd dating of Archean basic and ultrabasic volcanics. *Earth Plant.Sci. Letters*, **36**:263-268
- Hamilton, P. J.; O'Nions, R. K.; Evensen, N. M.; Bridgwater, D.; Allaart, J.H. 1978. Sm-Nd isotopics investigations of the Isua supracrustals and implications for mantle evolution. *Nature*, **272**:41-43
- Hartmann, L.A.; Basei, M.A.S.; Sommer, M.W. Geochemistry of lower Proterozoic granulite facies granitoid potassic syenite, southern Brazil. (Em preparação)
- Hawkesworth, C.J.; Rogers, N.W.; Calsteren, P.W.C.; Menzies, M.A. 1984. Mantle enrichment processes. *Nature*, **311**:331-335
- Herrmann, A.G.; Potts, M.J.; Knake, D. 1974. Geochemistry of the rare earth elements in spilites from the oceanic and continental crust. *Contrib. Miner. Petrol.*, **44**:1-16
- Hofmann, A.W.; Jockum, K.P.; Seufert, M.; White, W.M. 1986. Nd and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **79**:33-45.
- Jacobsen, S.B.; Quick, J. E.; Wasserburg, G.J. 1984. A Nd and Sr isotopic study of the Trinity peridotite; implications for mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**:361-378
- Jacobsen, S.B. & Wasserburg, G.J. 1980. Sm/Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Plant.Sci. Letters*, **50**:139-155
- Jacobsen, S.B. & Wasserburg, G.J. 1979. The mean age of mantle and crustal reservoirs. *J. Geophys. Res.*, **84**:7411-7427
- Jacobsen, S.B. & Wasserburg, G.J. 1984. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**:137-150
- Jahn, B.; Gruau, G.; Glikson, A. Y. 1982. Komatiites of the Onverwacht Group. S.Africa REE geochemistry, Sm/Nd age, and mantle evolution. *Contrib. Mineral Petrol.*, **80**:25-40
- Jahn, B.M.; Gruau, G.; Glickson, A.Y. 1982. Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution. *Contrib. Miner. Petrol.*, **80**:25-40
- Jie-Dong, Y.; Sun Wei-Guo; Wang Zong-Zhe; Wang Yin-Xi. 1996. Sm-Nd isotopic age of Precambrian-cambrian boundary in China. *Geol. Magazine*, **133**:53-61.
- Kawashita, K. 1972. *O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Parana e Amazonas*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de doutoramento, 111 p
- Kawashita, K. 1996. *Rochas carbonáticas Neoproterozóicas da América do sul: idades e inferências quimioestratigráficas*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, Kawashita, K.; Babinski, M.; Van Schmus, W.R.; Barros, G. 1997. Calcários dos Grupos Bambuí e Una: Novo enfoque com dados Pb/U, Sm/Nd e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. **In:** IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. 24-27 Março, Braga, Portugal. 397-400
- Kay, R.W. 1970. *The rare earth geochemistry of alkaline basaltic volcanics*. PhD. Thesis, unpub., Columbia University. 196 p.
- Kay, R.W.; Hubbard, N.J.; Gast, P.W. 1970. Chemical characterization and origins of oceanic ridge volcanic rocks. *J Geophys. Res.* **75**:1585-1613
- Keto, L.S. & Jacobsen, S.B. 1988. Nd and Sr isotopic variations of Phanerozoic paleoceans. *Earth and Planet sci. Lett.*, **90**:395-410

- Liew, T.C. & McCulloch, M.T. 1985. Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from a Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**:587-600
- Lugmair, G. W. 1974. Sm-Nd ages: a new dating method. *Meteoritics*, **9**: 369
- Lugmair, G. W.; Marti, K.; Kurtz, J.P.; Scheinin, N.B. 1976. History and genesis of lunar troctolite 76535 or : How old is old? *Proc 7 th Lunar Planet Sci Conf Geochim cosmochim Acta*. 2009-2033
- Lugmair, G.W.; Marti, K. 1977. Sm-Nd-Pb timepieces in the Angra dor Reis meteorite. *Earth and plan. Sci. Lett.*, **35**:273-284
- Lugmair, G.W. & Scheinin, N.B. (1975) Sm-Nd systematics of the Stanneru meteorite. *Meteorics LO* (abstract), 447-448
- Lugmair, G.W.; Shimamura, T.; Lewis, R.S.; Anders, E. 1983. Samarium-146 in the early solar system: evidence from Neodimium in the Allende Meteorite. *Science*, **222**:1015-1018
- Lugmair, G. W.; Scheinin N.B.; Marti, K. 1975. Sm-Nd age and history of Apollo 17 basalt 75075: evidence of early differentiation of the lunar exterior. *Proc Lunar Sci Conf 6 th vol 2. Geochim cosmochim Acta Suppl.*, **6**:1419-1429
- McLennan, S.M. & Taylor, S.R. 1982. Geochemical constraints on the grow of continental crust. *J. Geol.* **90**: 347-361
- Michard, A.; Gurriet, P.; Soundant, M.; Albarede, F. 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geoch. Cosmochim. Acta*, **49**: 601-610
- Morton, J. W. & Long, L.E. 1980. Rb-Sr dating of Paleozoic glauconite from Llano Region, Central Texas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**:663-672
- Nakamura, N., Tatsumoto, M., Nunes, P.D., Unruh, D.M., Schwab, A.P., Wildeman, T.R. 1976. 4.4 b.y. old clast in boulder 7, Apollo 17: A comprehensive chronological study by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. *Proc Lunar Sci Conf 6 th vol 2. Geochim Cosmochim Acta Suppl.*, **6**:2309-2333
- Nelson, B.K. DePaolo. D.J. 1984. Origin of 1700 Myr greenstone sucession in southwestern North America and the isotopic evolution of Proterozoic mantle. *Nature*, **311**:143-146.
- Notsu, K.; Mabuchi, H.; Yoshioka O.; Matsuda, J.; Ozima, M. 1973. Evidence of the extinct nuclide ^{146}Sm in "Juvinas" achondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**:29-36
- O'Nions, R. K.; Hamilton, P. J.; Evensen, N. M. 1977. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci Lett.*, **34**:13-22
- O'Nions, R. K.; Hamilton, P. J.; Hooker, P.J. 1983 A Nd isotope investigation of sediment related to crustal development in the British Isles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **63**:229-240
- O'Nions, R.K. 1984. Isotopic abundance relevant to the identification of magma sources. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A* **310**:591-603
- Odin, G.S.; Auvray, B.; Bielsky, M.; Dore, E.; Lanchot, J. R.; Pashei, P. 1983. Numerical dating of the Precambrian-Cambrian boundary. *Nature*, **301**:21-23
- Papanastassiou, D.A. DePaolo, D.J. Wasserburg, G.J. 1977. Rb-Sr and Sm-Nd chronology and genealogy of basalts from Sea of Tranquility. *Proc Lunar Sci Conf 8th*. 1639 – 1672
- Piegras, D.J. & Wasserburg, G.J. 1980. Neodymium isotopic variations in seawater. *Earth and Planetary Sci. Letters*, **50**:128-138
- Siga, Jr. O., Basei, M.A.S.; Machiavelli, A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Rev. Bras. Geoc.*, **23** (3):215-223.

- Sato, K. 1996. *Idades dos principais eventos de diferenciação manto crosta do Craton Amazônico, com base em idade modelo Sm-Nd*. In: **V Simpósio de Geologia da Amazônia-Belem / Pa.** SBG Núcleo Norte. 338-390
- Sato, K. 1998. *Evolução crustal da plataforma sul-americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de doutoramento, 289 p.
- Sato, K. & Campos Neto, M.C. 1996. *Idades dos principais eventos de acreção manto-crosta continental no sudeste brasileiro, baseado em idade modelo Sm-Nd* In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6: 528-530.
- Sato, K.; Cordani, U.G. & Teixeira, W. 1996. *Principais eventos de acreção manto crosta continental do Craton de São Francisco com base em idade modelo Sm-Nd*. Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 6: 525-527.
- Sato, K.; Tassinari, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Craton Amazônico baseados em idades modelo Sm/Nd, calculadas em evoluções de estágio único e estágio duplo. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, :92-142.
- Schaltegger, U., Stille, P.; Rais, N.; Piqué, A.; Clauer, N. 1994. Neodymium and strontium isotopic dating of diagenetic and low-grade metamorphism of argillaceous sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**:1471-1481
- Shaw, D.M.; Dostal, J.; Keays, R. R. 1976. Additional estimates of continental surface Precambrian shield composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**:73-83
- Shaw, H. F. & Wasserburg, G.J. 1985. Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**:503-518
- Siga, Jr. O. 1995. *Domínios tectônicos do Sudeste do Paraná e Noroeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 216p
- Taylor, S.R. 1977. *Island arc models and composition of the continental crust*. In: Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, M. Talwani and W.C. Pitman, edit. Am. Geophys. Union, Monogr. Ser. 1: 325-335
- Thomas Filho, A. 1976. *Potencialidade do método Rb-Sr para datação de rochas sedimentares argilosas*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 128 p
- Toulkeridis, T.; Goldstein, S.L.; Clauer, N.; Kröner, A.; Lowe, D.R. 1994. Sm-Nd dating of Fig-tree clay minerals of the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geology*, **22**:199-202
- Unruh, D.M.; Nakamura, N.; Tatsumoto, M. 1977. History of the Pasamonte achondrite: Relative susceptibility of the Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb systems to the metamorphic events. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **37**:1-12
- Wahl, W. 1941. *Die Bedeutung der Isotopenforschung für die Geologie*. *Geol. Rdsch.*, **32**:550-562.
- Wasserburg, G.; Jacobsen, S.B.; DePaolo, D.J.; McCulloch, M.T.; Went. 1981 Precise determinations of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**:2311-2323.
- Wasserburg, G.; Tera, F.; Papanastassiou, D.A.; Huneke, J.C. 1977. Isotopic and Chemical investigations on Angra dos Reis. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **35**:294-316
- Xue, X. 1984. Research on the isotopic age of the Sinian-Cambrian boundary at the Meishucum section in Jinning County, Yunnan Province, China. *Geological Magazine*, **121**: 171-173
- Zhang, Z.; MA, G.; Lee, H. 1984. The chronometric age of the Sinian-Cambrian boundary in the Yangtze Platform. *China. Geological Magazine*, **121**:175-178
- Zhao, J. X.; McCulloch, M. T.; Bennet, V. C. 1992. *Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constrain on the provenance of sediments from the Amadeus Basin, central Australia. Evidence for REE fractionation*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**:921-940