UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

COMPORTAMENTO DO Rb E Sr EM SEDIMENTOS
RECENTES: IMPLICAÇÕES NA DATAÇÃO RADIOMÉTRICA
DE ROCHAS SEDIMENTARES

Ana Maria Pimentel Mizusaki

Orientador: Prof. Dr. Koji Kawashita

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1992

24/06/92

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005222

COMPORTAMENTO DO RB E SR EM SEDIMENTOS RECENTES
IMPLICAÇÕES NA DATAÇÃO RADIOMÉTRICA DE ROCHAS SEDIMENTARES

Ana Maria Pimentel Mizusaki

Orientador: Prof. Dr. Koji Kawashita

Tese de Doutorado
Programa de Pós Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
1992

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

COMPORTAMENTO DO RB E DO SR EM SEDIMENTOS RECENTES
IMPLICAÇÕES NA DATAÇÃO RADIOMÉTRICA DE ROCHAS SEDIMENTARES

Ana Maria Pimentel Mizusaki

Orientador: Prof.Dr.Koji Kawashita

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. K.Kawashita</u>	<u> </u>
Examinadores:	<u>Dr. A.Thomaz Filho</u>	<u> </u>
	<u>Dr. H.A.A.A.Rehin</u>	<u> </u>
	<u>Dr. U.G.Cordani</u>	<u> </u>
	<u>Dr. C.C.G.Tassinari</u>	<u> </u>

São Paulo
1992

RESUMO

O método isocrônico Rb/Sr tem sido utilizado para datar rochas sedimentares, com resultados geologicamente significativos quando aplicado em rochas sedimentares argilosas.

No entanto, existem diversos questionamentos em relação a utilização do método e ao comportamento dos elementos rubídio e estrôncio durante a sedimentação e durante os processos diagenéticos. Uma das grandes dúvidas é a homogeneização isotópica do Sr, premissa básica para o uso do método isocrônico Rb/Sr. De acordo com a literatura, não se conhece bem ainda o mecanismo envolvido nesse processo e nem quando ele ocorre. O objetivo desse trabalho é contribuir para esclarecer as condições para a uniformização isotópica do estrôncio e o estudo conjunto das relações e comportamento entre os elementos rubídio e estrôncio e o tamanho e a natureza da partícula sedimentar, diagênese dos argilominerais, ambiente sedimentar e fluídos intersticiais.

Sedimentos recentes foram amostrados pois supõe-se que o processo de uniformização isotópica do Sr ocorre na bacia deposicional, imediatamente após a deposição. As amostras de sedimentos recentes, predominantemente argilosos, foram coletadas em diferentes ambientes como o Delta do Rio Paraíba do Sul(RJ), o Delta do Rio Açu(RN), a plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas(AM), o Talude Continental(RJ) e a região da Baixada de Jacarepaguá(RJ) e analisadas por técnicas de difratometria de raios X, microscopia eletrônica de varredura, químicas e isotópicas.

Os resultados obtidos mostram que sob determinadas condições, as amostras de sedimentos recentes, apresentam razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito próximas entre si (uniformes) embora os valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sejam variáveis (dispersos), condição indispensável para o êxito da datação pelo método Rb/Sr.

Estas condições incluem a proximidade entre as amostras coletadas, alto teor de fração argila, domínio dos argilominerais expansivos e da illita degradada e deposição preferencialmente associada com águas marinhas.

ABSTRACT

Radiometric ages of geological significance are obtained when the Rb/Sr isocronic method is applied to argillaceous sedimentary rocks.

In spite of these results many questions arise when the Rb/Sr methodology is applied to sedimentary rocks, notably the behaviour of the rubidium and strontium elements during sedimentation and during the diagenetic process. The greatest uncertainty lies in the mechanism and the timing of the strontium isotopic homogenization, which constitutes the basic assumption behind radiometric dating by Rb/Sr method.

The purpose of this work is to contribute to the clarification of the conditions for the strontium isotopic homogenization, the relation between Rb and Sr and the dimension and nature of the sedimentary particles, the diagenetic events associated with clay minerals, with sedimentation process and with interstitial fluids.

Recent sediments were sampled from different environments: the deltaic region of the Paraíba do Sul river(RJ), the deltaic region of the Açu river(RN), the continental shelf associated with the Amazon river mouth(AM), the continental slope and Jacarepaguá coastal plain. The samples were analysed by X ray diffraction, scanning electron microscope and chemical and isotopic techniques.

Results obtained show that some samples reached uniform strontium isotopic composition (the material will not be isotopically homogeneous) under certain conditions. These conditions include close proximity between samples, clay fraction enriched in expansive minerals such as smectite, and degraded illite associated with deposition preferentially in marine waters.

AGRADECIMENTOS

Sou grata à Petrobrás - Petróleo Brasileiro S/A pela possibilidade de aperfeiçoamento profissional e pela permissão para utilizar as facilidades dos laboratórios do CENPES.

Agradeço ao meu orientador Dr. Koji Kawashita pelo apoio e atenção dispensada durante esse trabalho.

Ao Dr. Antonio Thomaz-Filho desejo agradecer as proveitosas discussões sobre os dados aqui apresentados e que auxiliaram nas interpretações. Seu apoio e interesse muito contribuíram para que esse trabalho fosse realizado.

Os Drs. Cleverson Guizan da Silva e Alberto Figueiredo da Universidade Federal Fluminense (UFF) e os Drs. Joel de Castro, Hélio Roncaratti, Chang Hung Kiang e Renato Kowsmann (Petrobrás) cederam amostras de sedimentos e fizeram sugestões sobre os procedimentos de amostragem no Recente.

A Dra. Daisy Barbosa Alves (Petrobrás) é lembrada pelo seu interesse e auxílio em diversos estágios dessa pesquisa.

Agradecimentos especiais aos Drs. Hossam A.A.A. Rehim e Carlos Nagib Khalil (Petrobrás) pela ajuda na preparação das amostras bem como nas sugestões para aprimoramento das técnicas laboratoriais.

Sou grata ao pessoal do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP, em especial, a Helen, Ivone e Liliane.

Agradeço ao Saracchini pelo acompanhamento nos trabalhos de campo, auxílio na preparação das amostras e, principalmente, pela dedicação e toque artístico durante a confecção das ilustrações em equipamento IBM de grande porte.

INDICE

PÁGINA

1.INTRODUÇÃO.....	1
2.SEDIMENTOS E ROCHAS SEDIMENTARES.....	5
2.1 Minerais de argila nos sedimentos recentes.....	6
2.2 Diagênese nos sedimentos argilosos.....	10
2.2.1 Halmirólise.....	14
3.GEOQUÍMICA DO RUBÍDIO E DO ESTRÔNCIO.....	18
3.1 Rubídio (Rb).....	18
3.2 Estrôncio (Sr).....	19
3.3 Ciclo geoquímico do rubídio e do estrôncio	20
4.METODOLOGIA.....	24
4.1 Amostragem e preparação das amostras.....	24
4.2 Difractometria de raios X.....	24
4.3 Microscopia eletrônica de varredura.....	27
4.4 Análise química.....	28
4.5 Determinação dos teores de rubídio, estrôncio e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	28
4.6 Diagramas isocrônicos	30
5.SEDIMENTOS AMOSTRADOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA.....	32
5.1 Região do delta do rio Paraíba do Sul (RJ).....	32
5.2 Região do delta do rio Açu (RN).....	37
5.3 Talude Continental (RJ).....	43
5.4 Plataforma continental adjacente à foz do rio Amazonas (AM).....	51
5.5 Região da Baixada de Jacarepaguá (RJ).....	55
6.COMPORTAMENTO DO RUBÍDIO E DO ESTRÔNCIO NOS SEDIMENTOS RECENTES.....	64
6.1 Influência da amostragem.....	64
6.2 Influência dos fatores ambientais.....	70
6.3 Influência do pré-tratamento e da fração granulométrica	76
6.4 Influência da mineralogia	83
6.5 Influência do intemperismo	98
6.6 Influência do soterramento.....	104
7.IMPLICAÇÕES DOS RESULTADOS OBTIDOS NA DATAÇÃO RADIOMÉTRICA DAS ROCHAS SEDIMENTARES ARGILOSAS.....	114
7.1 Discussão.....	114

8. CONCLUSÕES.....	128
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	131

LISTA DE FIGURAS

PÁGINA

01.Estrutura dos argilominerais.....	8
02.Tipos de interestratificação: regular(A) a (E), segregada (F) e (G), desordenada (H) e (I) e desordenada com tendência a alternância (J) (Modif. Alves,1990).....	11
03.Relações entre rocha fonte, intemperismo, sedimento, diagênese e metamorfismo (Modif. Singer e Müller,1983).....	12
04.Metodologia para o tratamento das amostras.....	25
05.Esquema da construção de uma isócrona (Modif. Thomaz-Filho e Lima,1979).....	31
06.Localização do Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul e pontos amostrados (Modif. Silva,1987).....	33
07.Localização do Delta do Rio Açu e pontos amostrados.....	38
08.Perfis geológicos esquemáticos no Delta do Rio Açu (ver Fig.7) (Modif. Castro,1990).....	41
09.Distribuição dos campos produtores de hidrocarbonetos e limites norte (Alto de Vitória) e sul (Alto de Cabo Frio) da Bacia de Campos; localização dos poços 1-RJS-368 e 1-RJS-412 (Modif. Dias et al.,1990).....	44
10.Localização da plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas e ponto amostrado (Modif. Nitttrouer et al.,1988).....	52
11.Amostragem na Baixada de Jacarepaguá (RJ).....	57
12.Modelo de amostragem (Modif. Thomaz-Filho e Lima,1979).....	65
13.Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ X $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ das amostras RT coletadas no Delta do Rio Paraíba do Sul.....	66
14.Amostragem, teores de Rb, Sr, razões isotópicas e isócrona dos sedimentos coletados na plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas(ver Fig.10)....	68
15.Amostragem e teores de Rb, Sr e razões isotópicas dos sedimentos coletados na planície	

de maré da Baixada de Jacarepaguá(RJ).....	69
16.Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ X $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para amostras coletadas em vários ambientes na região da Baixada de Jacarepaguá (ver Tabelas 14 A,B e C).....	75
17.Diagrama mostrando quantidades relativas de Rb e Sr lixiviadas por grama de rocha (Modif. Bofinger et al.,1968).....	78
18.Diagrama isocrônico comparativo para amostras ($F < 2\mu$) tratadas com HCl e amostras tratadas com $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$	81
19.Diagramas $\text{CaO}(\%)$ X $\text{Sr}(\text{ppm})(\text{A})$ e $\text{K}_2\text{O}(\%)$ X $\text{Rb}(\text{ppm})(\text{B})$ para amostras RT coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul(ver Tabela 18 e Fig.6).....	90
20.Diagrama isocrônico para amostras RT e $F > 2\mu$ coletadas na região do delta do rio Paraíba do Sul(ver Fig.6).....	91
21.Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ X $1/\text{Sr}$ (Boger e Faure,1976) para amostras RT coletadas no Delta do Rio Paraíba do Sul(ver Fig.6).....	93
22.Perfil de intemperismo na região da Baixada de Jacarepaguá (RJ)(ver Fig.11).....	101
23.Diagramas de correlação(Poço 1-RJS-368)(ver Fig.9).....	109
24.Diagramas de correlação(Poço 1-RJS-412)(ver Fig.9).....	112
25.Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ X $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para amostras RT coletadas no Talude Continental (poços 1-RJS-368 e 1-RJS-412)(ver Fig.9).....	113
26.Comparação entre as isócronas obtidas com amostras RT, $F > 2\mu$ e $F < 2\mu$ para sedimentos na região do Delta do Rio Paraíba do Sul (ver Fig.6).....	116
27.Comparação entre as isócronas obtidas com amostras RT, $F > 2\mu$ e $F < 2\mu$ para sedimentos na região do Delta do Rio Açu(ver Fig.7).....	118
28.Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ X $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para diferentes grupos de amostras RT coletadas na planície de inundação do Rio Guandu, Baixada de Jacarepaguá(ver Fig.11).....	121
29.Diagrama isocrônico para amostras RT coletadas no Talude Continental entre as profundidades de 65 e 145 m do poço 1-RJS-368(ver Fig.9).....	123

30. Diagrama isocrônico para a $F < 2\mu$ das amostras coletadas no Talude Continental (poço 1-RJS-368) (ver Fig.9).....	124
31. Horizontalização da isócrona no campo da sedimentação e diagênese precoce.....	127

01.Classificação dos sedimentos (não litificados) e rochas sedimentares (litificadas).....	6
02.Concentrações médias dos elementos Rb, K, Sr e Ca (modif. Tureckian e Wedepohl,1961).....	21
03.Amostragem e descrição macroscópica das amostras coletadas no Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul(RJ)(ver Fig.6).....	35
04.Resultados das análises de DRX das amostras coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul(RJ)...	37
05.Amostragem e descrição macroscópica das amostras coletadas na região do Rio Açu(RN)(ver Fig.7).....	40
06.Resultados das análises de DRX das amostras coletadas na região do Delta do Rio Açu(RN).....	43
07.Amostragem e descrição macroscópica das amostras coletadas no Talude Continental da Bacia de Campos(RJ)(ver Fig.9).....	47
08.A.Resultados das análises de DRX das amostras coletadas no Talude Continental(RJ)(poço 1-RJS-368).....	49
B.Resultados das análises de DRX das amostras coletadas no Talude Continental(RJ)(poço 1-RJS-412) (inf. escrita, Anjos, 1991).....	50
09.Amostragem e descrição macroscópica das amostras coletadas na plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas(AM)(ver Fig.10).....	54
10.Resultados das análises de DRX das amostras coletadas na plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas (ver Fig.10).....	55
11.Amostragem e descrição macroscópica das amostras coletadas na região da Baixada de Jacarepaguá (RJ) (ver Fig.11).....	59
12.A.Resultados das análises de DRX dos sedimentos coletados na região da Baixada de Jacarepaguá (RJ)-Planície de Inundação (inf. escrita, Anjos,1991).....	61
B.Resultados das análises de DRX dos sedimentos coletados na Baixada de Jacarepaguá	

(RJ)-Planície de Maré (inf.escrita, Anjos,1991).....	62
C.Resultados das análises de DRX dos sedimentos coletados na Baixada de Jacarepaguá(RJ)-Canal de Rio.....	63
13.Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para as amostras RT coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul(ver Fig.6).....	67
14.A. Teores de Rb, Sr e razões isotópicas para amostras RT coletadas na região da Baixada de Jacarepaguá(RJ)-Planície de Inundação.....	71
B.Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para amostras RT coletadas na região da Baixada de Jacarepaguá(RJ)-Planície de Maré.....	71
C.Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para amostras RT coletadas na região da Baixada de Jacarepaguá(RJ)-Canal de Rio.....	72
15.Valores de Rb, de Sr e razões isotópicas para as $F < 2\mu$ das amostras coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul(ver Fig.6).....	79
16.Resultados analíticos para as frações granulométricas separadas da amostra PS1 do Delta do Rio Paraíba do Sul(ver Fig.6).....	82
17.Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para a fração siltica ($F > 2\mu$) e fração argila ($F < 2\mu$) das amostras do delta do rio Paraíba do Sul(ver Fig.6).....	84
18.Resultados das análises químicas das amostras RT dos sedimentos coletados no Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul.....	87
19.Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para as amostras RT coletadas na região do Delta do Rio Açu(RN)(ver Fig.7).....	95
20.Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas obtidas na amostragem da região da Baixada de Jacarepaguá(RJ)(ver Fig.11).....	99
21.A.Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas das amostras RT coletadas no Talude Continental (poço 1-RJS-368)(ver Fig.9).....	104
B.Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para as $F > 2\mu$ e $F < 2\mu$ de algumas amostras coletadas no Talude Continental(poço 1-RJS-368)(ver Fig.9).....	107

22. Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas das amostras RT coletadas no poço 1-RJS-412 no Talude Continental(ver Fig.9).....	111
---	-----

LISTA DE FOTOGRAFIAS

PÁGINA

01.(Amostra RA6; 550X; MEV) Cristais de halita.....	17
02.(Amostra RA5; 900X; MEV)Pirita framboidal (P) e cristais de halita (H).....	17
03.(Amostra PS1; 1500X; MEV) Detalhe mostrando cristal de feldspato em processo de alteração para caulinita.....	86
04.(Amostra PS2; 500X; MEV) Caulinita detrítica e mal-cristalizada.....	88
05.(Amostra PS5; 730X: MEV) Detalhe mostrando interestratificado ilita-esmectita detrítico com feições de recristalização (X).....	94
06.(Amostra RA2; 700X; MEV) Mica inalterada.....	97
07.(Amostra JA17; 2500X; MEV) Grão de feldspato potássico em processo de alteração para caulinita mal-cristalizada e morfologias aciculares associadas(X)....	103
08.Detalhe da foto anterior mostrando os cristais aciculares provavelmente com formação <i>in situ</i>	103
09.(Amostra RJS368-9; 2500X; MEV)Argilomineral expansivo com feições de recristalização incipiente.....	106

LISTA DE ABREVIATURAS

μ =micra

Rb=rubídio

Sr=estrôncio

K=potássio

Ca=cálcio

K/Ar=datação radiométrica pelo método K/Ar

Rb/Sr=datação radiométrica pelo método Rb/Sr

MEV=microscopia eletrônica de varredura

DRX=difratometria de raios X

IS=ilita-esmectita

RT=rocha total

$F < 2\mu$ =fração menor que 2 μ

$F > 2\mu$ =fração maior que 2 μ

HCl=ácido clorídrico

$\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$ =acetato de amônia

ppm=partes por milhão

%=porcentagem em peso

MA=milhões de anos

BA=bilhões de anos

$\text{\AA}$ =angstrom

rpm=rotações por minuto

1. INTRODUÇÃO

As rochas sedimentares argilosas têm sido objeto de estudo de diversos autores (Carozzi, 1972; Carver, 1974; Pettijohn, 1975; Tucker, 1983). Da mesma forma, inúmeros trabalhos têm-se dedicado ao conhecimento dos argilominerais presentes nessas rochas, bem como, as transformações por eles experimentadas durante o ciclo sedimentar (Millot, 1970; Hower et al., 1976; Eslinger e Pevear, 1988; Chamley, 1989; Weaver, 1989). Paralelamente, alguns trabalhos, visando ao estudo geoquímico de diferentes elementos no ambiente sedimentar, também têm sido desenvolvidos (Perel'man, 1977; Taylor e McLennan, 1974). No entanto, a análise do comportamento conjunto dos elementos Rb (rubídio) e Sr (estrôncio) nessas rochas é escasso (Faure e Powell, 1972), apesar da obtenção de resultados geologicamente interessantes e significativos, quando da aplicação do método de datação radiométrica Rb-Sr em amostras de sedimentos argilosos (Faure e Chaudhuri, 1967; Thomaz-Filho, 1976; Cordani et al., 1978, 1985A e 1985B; Morton, 1983).

Os primeiros trabalhos de pesquisa sobre a aplicação do método de datação radiométrica Rb/Sr nas rochas sedimentares argilosas, ou seja, folhelhos, foram publicados no início da década de 60 (Compston e Pidgeon, 1962; Bonhomme e Segonzac, 1962; Bonhomme et al., 1964; Bofinger e Compston, 1967; Bonhomme e Prévot, 1968).

No Brasil, os trabalhos pioneiros de Kawashita (1972) e Thomaz-Filho (1976) mostraram, em certos casos especiais, a aplicabilidade da metodologia radiométrica na datação de folhelhos paleozóicos e eo-mesozóicos das bacias sedimentares brasileiras.

Em função de inúmeros resultados de datação pelo método isocrônico Rb-Sr, concordantes com os esperados para a época da sedimentação e de eventos diagenéticos das rochas sedimentares argilosas (Compston e Pidgeon, 1962; Whitney e Hurley, 1964; Bonhomme et al., 1965; Brookins et al., 1970; Perry e Tureckian, 1974; Bonhomme, 1976; Thomaz-Filho, 1976; Thomaz-Filho et al., 1976; Cordani et al., 1978, 1985A e 1985B; Bonhomme, 1982 e Morton, 1983 e 1985), diversos autores têm se mostrado otimistas com o método. Entre eles, destaca-se Cordani et al. (1978 e 1985A)

para quem esse método é potencialmente capaz de oferecer resultados geologicamente interessantes, quando aplicado a rochas sedimentares argilosas. Clauer(1982A) e Morton(1983), embora sob outro enfoque (idade da diagênese), demonstram que o método Rb-Sr também pode ser aplicado com sucesso para elucidar a história geológica dos sedimentos argilosos.

No entanto, a par desse otimismo, ainda existem dúvidas que devem ser solucionadas, não só quanto às técnicas analíticas empregadas mas, também, quanto à interpretação dos resultados obtidos (Clauer, 1982A).

Questionamentos quanto à utilização do método radiométrico Rb-Sr e ao comportamento desses elementos no ambiente sedimentar são registrados na literatura (Clauer,1982A; Morton,1983). Devido às suas características, o íon Rb tem mais facilidade para ser adsorvido pelos argilominerais. Por outro lado, o íon Sr é facilmente liberado da estrutura desses minerais e colocado em solução nos fluídos intersticiais. Essas propriedades são importantes quando se analisam as possibilidades de uma homogeneização isotópica do estrôncio contido nos sedimentos, premissa básica para o uso do método isocrônico Rb-Sr (Compston e Pidgeon,1962; Faure,1986).

A questão mais polêmica diz respeito ao próprio conceito de homogeneização isotópica. Nos magmas, os processos de cristalização fracionada e separação de cristais do líquido remanescente resultam na formação de suites de rochas cogenéticas cujas composições químicas são diferentes. No entanto, como o Sr presente nessas rochas é isotopicamente homogêneo, pode-se assumir que as diferentes rochas formadas apresentam mesma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial. Trata-se de um processo que deve ser criticamente examinado quando aplicado às rochas sedimentares uma vez que o seu processo de formação implica na mistura de minerais de proveniência diversa e com diferentes razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. O fato dos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial serem similares em diferentes amostras coletadas ao longo de um afloramento ou testemunho de poço não necessariamente está associado ao evento deposicional mas pode resultar de processos posteriores. No caso de amostras de rochas sedimentares, sugere-se utilizar o termo *uniformização isotópica* preferencialmente à *homogeneização isotópica*.

Evidências que indicam a possível uniformização

isotópica do Sr em rochas sedimentares têm sido relatadas em numerosos estudos, com a determinação de idades isotópicas de unidades sedimentares que são concordantes com as idades estratigráficas (Compston e Pidgeon, 1962; Whitney e Hurley, 1964; Chaudhuri e Brookins, 1969; Bonhomme, 1964 e 1982; Brookins et al., 1970; Cordani et al., 1978, 1985A e 1985B). Outros trabalhos, no entanto, apresentam valores que aparentemente não possuem significado geológico (Kawashita, 1972; Morton, 1983).

Explicações plausíveis sobre as condições em que ocorre a uniformização isotópica do Sr nos sedimentos passam pela investigação dos processos que podem ter produzido esse fenômeno.

Nesse sentido, Cordani et al. (1978) reportam exemplos de análises com sedimentos recentes que, apesar da dispersão significativa dos valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, mostram valores muito próximos para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, advogando como explicação a hipótese da mistura mecânica do material detrítico na bacia deposicional. Nesse modelo, supõe-se que num ambiente favorável à deposição de material pelítico, as condições de sedimentação são mantidas e há um tempo relativamente longo de residência do material detrítico com os fluídos do meio deposicional. Grãos e minerais provenientes das mais diversas fontes podem, nesse meio, misturarem-se homogeneamente, qualquer que seja o mecanismo de sedimentação adotado. Assim, apesar da presença de minerais contendo Sr com diferentes composições isotópicas, o sedimento, como um todo, pode apresentar uma composição isotópica uniforme. No entanto, Clauer (1982A) reproduz Cordani et al. (1978) afirmando que *...muito trabalho ainda é necessário para se demonstrar a efetividade dos mecanismos de dispersão uniforme de detritos nas bacias deposicionais...isso na tentativa de explicar a uniformização isotópica do Sr em rochas sedimentares.*

Além disso, devem ser considerados, entre outros, os aspectos texturais e mineralógicos das amostras, o ambiente de deposição dos sedimentos e os fluídos intersticiais. Os argilominerais detríticos, principais componentes dos folhelhos, devem ser investigados, pois trazem Sr radiogênico herdado da rocha fonte o que irá influenciar tanto o processo de uniformização isotópica, como as idades obtidas com a aplicação do método isocrônico Rb-Sr (Faure e Powell, 1972 e Morton, 1983).

Nesse trabalho, procurando-se seguir a orientação de

Cordani et al.(1978), onde é recomendado...para demonstrar claramente a validade dessa proposição, são necessárias inúmeras análises em material de origem recente coletadas em diferentes ambientes deposicionais..., foram amostrados diversos ambientes com sedimentação recente (capítulo 4).

Foram analisadas amostras de clásticos terrígenos, finos e de preferência argilosos, provenientes de regiões já objeto de estudos geológicos precedentes: o Delta do Rio Paraíba do Sul (RJ), o Delta do Rio Açu (RN), a plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas (AM), o Talude Continental (RJ) e a região da Baixada de Jacarepaguá (RJ). Tal procedimento propiciou o controle de variáveis como ambientes, processos deposicionais, litologias e clima, entre outros, informações fundamentais para subsidiar as interpretações finais dos resultados obtidos.

As amostras analisadas por técnicas de difratometria de raios X, microscopia eletrônica de varredura, químicas e isotópicas forneceram resultados que permitiram o estudo do comportamento dos elementos Rb e Sr nos sedimentos recentes e a aplicação desses conhecimentos para o aprimoramento do método isocrônico Rb/Sr quando aplicado nas rochas sedimentares argilosas.

2. SEDIMENTOS E ROCHAS SEDIMENTARES

Aproximadamente 70% das rochas na superfície da terra são rochas sedimentares depositadas em uma ampla variedade de ambientes (Tucker,1983). O estudo dos ambientes deposicionais recentes, dos sedimentos neles depositados e dos processos deposicionais, tem propiciado importantes subsídios para o melhor conhecimento dos seus equivalentes mais antigos. Proveniência, processos deposicionais, ambiente, contexto tectônico e o clima são os fatores controladores da mineralogia, estrutura e textura que caracterizam o depósito sedimentar.

Após a deposição, os sedimentos são submetidos aos processos de soterramento, nos quais se desenvolvem os fenômenos diagenéticos decorrentes da compactação e aumento de temperatura e pressão. Durante a diagênese, o sedimento inconsolidado torna-se litificado e dá origem à rocha sedimentar.

Os sedimentos podem ser agrupados em quatro categorias: clásticos terrígenos, biogênicos, químicos e vulcanoclásticos (Weaver,1989). Particularmente importantes para o presente estudo são os sedimentos clásticos terrígenos, em especial aqueles cuja fração argilosa é relativamente abundante.

Diversos autores, entre os quais destacam-se Carozzi (1972), Carver(1974) e Pettijohn(1975), têm estudado os sedimentos clásticos terrígenos sob o ponto de vista mineralógico e textural. Em geral, observa-se certa complexidade quando da aplicação das terminologias que procuram caracterizá-los devido ao duplo significado do termo argila; ora considerado tamanho de grão, ora relacionado à mineralogia. Em termos texturais, considera-se argila como qualquer material mais fino que 2 micra (Weaver,1989). Em termos mineralógicos, argilominerais ou minerais de argila são filossilicatos hidratados de alumínio, em geral dominantes na fração argila, embora também possam ocorrer em outras frações mineralógicas mais grosseiras. Nesse trabalho, adotou-se o proposto por Weaver(1989), ou seja, considera-se como argilomineral qualquer material mais fino que 2 micra(μ).

O termo argiloso normalmente significa a presença, no sedimento, de uma fração no tamanho argila que tanto pode conter argilominerais como outros minerais, tais como quartzo, feldspato

e calcita.

O termo fissilidade é normalmente associado às rochas argilosas, significando a propriedade da tendência de partição da rocha segundo superfícies levemente paralelas ao acamamento (Weaver, 1989).

Neste trabalho, adaptou-se a classificação de Folk (1954, in Netto, 1980) para sedimentos e rochas argilosas, que tem por base o teor da fração argila presente. Subdivisões foram criadas para os casos de presença de calcita (Tabela 1).

TABELA 1 - Classificação dos sedimentos (não litificados) e rochas sedimentares (litificadas)

ARGILA(%)	NÃO LITIFICADO	LITIFICADO	COM FISSILIDADE
100/70	* Argila (calcífera)	Lutito (calcífero)	Folhelho (calcífero)
70/30	Lama (calcífera)	Lamito (calcífero)	Folhelho (calcífero)
<30	Silte (calcífero)	Siltito (calcífero)	Folh.síltico (calcífero)

Folh.síltico = folhelho síltico

* O termo calcífero indica presença de carbonato de cálcio sob a forma de calcita (em teores superiores a 10%).

2.1. Minerais de argila nos sedimentos recentes

Os argilominerais estão dispersos nos sedimentos, concentrando-se na fração granulométrica de tamanho de grão inferior a 2 μ . Essa fração não é mineralógica pois, além dos argilominerais, pode conter quantidades variáveis de outros minerais, tais como quartzo, feldspato e calcita.

Os argilominerais extraídos de um sedimento são identificados a partir da análise dos difratogramas obtidos em três diferentes etapas: amostra seca ao ar, saturada com etilenoglicol e aquecida.

Os argilominerais presentes nos sedimentos recentes são predominantemente detríticos e, conseqüentemente, refletem a rocha

fonte, o clima e o sistema de transporte do sedimento. Evidências inequívocas disso foram obtidas por Hathaway(1979) que datou, pelo método potássio/argônio (K/Ar), os argilominerais ilíticos de sedimentos marinhos de origem recente. Os resultados obtidos mostraram idades paleozóicas, indicando a proveniência das ilitas de rochas mais antigas.

Associados aos argilominerais detríticos podem ocorrer argilominerais autigênicos (Eslinger e Pevear,1988), formados no próprio ambiente deposicional. O termo autigênico refere-se a minerais formados na bacia sedimentar, tanto por precipitação química, a partir de soluções (argilominerais neoformados), como por alteração de filossilicatos pré-existentes (argilominerais transformados). Normalmente, os argilominerais autigênicos, formados nos sedimentos recentes, ocorrem em pequenas quantidades e dificilmente são detectados pelos métodos analíticos convencionais.

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) tem se mostrado a melhor técnica para distinguir os argilominerais autigênicos dos detríticos. Os argilominerais neoformados são facilmente identificados ao MEV por apresentarem hábitos cristalinos perfeitos, formas delicadas e projeções pontiagudas enquanto os detríticos não apresentam essas características (Wilson e Pittman,1977).

Os argilominerais mais comumente encontrados nos sedimentos argilosos são aqueles dos grupos da caulinita, clorita, ilita e esmectita, bem como dos interestratificados, onde se destaca o ilita-esmectita.

Como caulinita (Fig.1A) designa-se o filossilicato formado pelo empilhamento regular de camadas do tipo 1:1, em que cada camada se compõe de uma folha de tetraedros de sílica (SiO_4) ordenados hexagonalmente e de uma folha de octaedros de alumina [$\text{Al}_2(\text{OH})_6$](conhecida como camada de gibsitita), ligadas entre si através de oxigênio comum. Praticamente não existem substituições por cátions dentro da estrutura cristalina (Santos,1975). A composição química ideal da caulinita é 46,54% de SiO_2 , 39,5% de Al_2O_3 e 13,96% de H_2O , embora impurezas tais como ferro, titânio, magnésio, cálcio, sódio e potássio possam estar presentes (Bailey,1980; Eslinger e Pevear,1988; Giese Jr.;1991).

A
CAULINITA

- Oxigênio
- Hidroxila
- Alumínio
- Sílica

B
CLORITA

- Oxigênio
- Hidroxila
- Magnésio, Ferro
- Sílica

C
ILITA

- Oxigênio
- Hidroxila
- Alumínio
- Sílica
- Potássio

D
ESMECTITA

Cátions intercambiáveis nH_2O

- Oxigênio
- Hidroxila
- Alumínio, Ferro, Magnésio
- Sílica

Figura- 01 - ESTRUTURA DOS ARGILOMINERAIS

FES

A clorita (Fig.1B) é um filosilicato hidratado de magnésio, alumínio e ferro, que pode apresentar substituições iônicas e originar várias espécies. É um argilomineral constituído por alternância de unidades estruturais do tipo mica (uma folha de gibsita entre duas folhas de silicato) com folhas de brucita (hidróxido de magnésio), contínuas nas direções dos eixos *a* e *b* e empilhados na direção do eixo *c*, com clivagem basal entre as folhas. São argilominerais 2:1 com brucita interlamelar; o magnésio da folha de brucita é substituído parcialmente por íons alumínio ou férrico.

O termo ilita (Fig.1C) identifica um argilomineral do tipo 2:1 porém com potássio intercamadas. Na literatura (Weaver,1989 ; Eslinger e Pevear,1988), o termo ilita também tem sido aplicado aos minerais micáceos constituídos do interestratificado ilita-esmectita, que contém de 0 a 20% de camadas de esmectita, ou seja, camadas expansivas.

Esmectita (Fig.1D) é um filossilicato do tipo 2:1 que apresenta grande diversidade química pois possui água e cátions intercambiáveis entre as camadas. Constitui-se no único argilomineral que está inteiramente confinado na fração argila; grandes cristais de esmectita não são conhecidos (Eslinger e Pevear,1988). As características principais deste grupo são a alta capacidade de troca de cátions (CTC) e a expansividade. A CTC, isto é, os cátions fixados na superfície, entre as unidades estruturais e dentro dos canais do retículo cristalino do argilomineral, podem ser trocados por reação química por outros cátions. O processo ocorre em soluções aquosas e não provoca modificações na estrutura cristalina do argilomineral (Santos,1975).

Nos argilominerais denominados de interestratificado ou de camada-mista (Reynolds e Hower,1980), os cristais individuais são compostos por unidades estruturais de dois ou mais tipos de argilominerais simples. No caso do interestratificado ilita-esmectita, o empilhamento das unidades estruturais formadoras dos seus cristais pode ser: regular, segregada, desordenada ou desordenada com tendência a alternância. (Alves,1990)(Fig.2).

Dos argilominerais citados, aqueles pertencentes ao grupo da esmectita e os interestratificados ilita-esmectita

apresentam expansão acentuada com água e outros fluídos sofendo um aumento da distância basal entre as suas unidades estruturais. A expansividade é uma propriedade avaliada em laboratório quando da incorporação do etilenoglicol pelo argilomineral.

2.2 Diagênese nos sedimentos argilosos

Definição universalmente aceita para o termo *diagênese* ainda não foi obtida. Read e Watson(1962) utilizam este termo para designar o processo que envolve todas as trocas químicas que ocorrem no sedimento em baixos valores de pressão e temperatura e sem movimento crustal diretamente envolvido. Taylor(1964) tenta desvendar a diagênese a partir do estudo dos processos intempéricos. Ele constata que o intemperismo envolve a destruição das rochas ou minerais na superfície da terra por atividades exógenas, o que possibilita a perda dos cátions metálicos e ganho de água e, assim, compara esse processo com a diagênese. Para Taylor, trocas diagenéticas envolvem aumento da litificação enquanto intemperismo é o reverso, podendo ser visualizado como uma diagênese retrógrada.

Segundo Millot(1970), a diagênese se inicia somente após a deposição dos sedimentos e os processos que ocorrem durante o transporte ou suspensão desse material são excluídos. Alguns autores, tais como Larsen e Chilingar(1983), têm aplicado o termo diagênese no sentido de denominar as trocas químicas que ocorrem no período de tempo compreendido entre a deposição do sedimento e o início do metamorfismo. Conforme esses últimos autores, o termo diagênese é aqui aplicado para denominar o conjunto de processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem num sedimento durante o período compreendido entre a deposição e o início do metamorfismo.

Os detritos resultantes da atuação dos processos intempéricos nas rochas continentais são carregados, principalmente pelos rios, para as bacias sedimentares. Alterações químicas e mecânicas já atuam sobre esse material durante o estágio de transporte (Fig.3). No entanto, é com o aporte desses detritos no ambiente marinho que são observadas as primeiras trocas físico-químicas e químicas marcantes. O termo *halmirólise*,

Figura- 02 -
Tipos de interestratificação: regular (A) a (E), se-
gregada (F) e (G), desordenada (H) e (I) e de-
sordenada com tendência a alternância (J).

(Modif. Alves, 1990) FES

Figura- 03 -

Relações entre rocha fonte, intemperismo, sedimento, diagênese e metamorfismo. (Modif. Singer e Müller,1983)

proposto por Hummel(1922), define esta fase bem como alguns estágios imediatamente posteriores (Packam e Crook, 1960).

Muller(1967) propõe o termo aquatólise, visando a caracterização de processo semelhante à halmirólise, porém quando associado a ambiente com predomínio de águas doces (flúvio-lacustre). Transformação da mica em ilita parece ser o principal processo, pois a maior parte dos minerais, incluindo-se aqui os argilominerais, parece não sofrer trocas significativas durante a aquatólise.

As alterações mais marcantes provavelmente ocorrem no caso da halmirólise, onde os minerais detríticos transportados para o mar encontram um ambiente químico substancialmente diferente daquele presente no estágio do intemperismo. Os processos relacionados com a halmirólise, considerados importantes para a uniformização isotópica do Sr em sedimentos recentes, serão discutidos no item 2.2.1.

Após a deposição e as trocas associadas com a halmirólise, iniciam-se os processos diagenéticos propriamente ditos (Fig.3). Esses processos atuam sobre uma assembléia heterogênea de detritos, contendo frações diversas de quartzo, feldspato, minerais carbonáticos, óxidos de ferro, fragmentos de diferentes tipos de rochas, argilominerais e outros componentes orgânicos e inorgânicos. Os argilominerais, em função da sua estrutura e das dimensões das partículas, são os mais suscetíveis às mudanças diagenéticas. Com a diagênese, os sedimentos argilosos transformam-se em rochas sedimentares argilosas.

Com o aumento da profundidade de soterramento, acentuam-se as trocas diagenéticas e ocorre a redução do teor de água, da porosidade e da permeabilidade. Associado a esse processo, surge o importante fenômeno da transformação da esmectita em ilita desenvolvido através de uma série progressiva de interestratificados cada vez mais ricos em ilita (Hower et al.,1976). Essa transformação mineralógica ocorre conjuntamente com outros processos de menor magnitude, tais como a decomposição do feldspato potássico, da mica e da caulinita, e a formação de clorita.

Perry e Hower(1970) demonstram que a conversão da esmectita para ilita, com a progressão do soterramento, passa por dois estágios intermediários bem identificados. O primeiro

corresponde à formação do interestratificado ilita-esmectita desordenado, quando até aproximadamente 65% de suas unidades estruturais são convertidas em ilita. No segundo estágio, a conversão evolui até que 85% das unidades estruturais transformam-se em ilita e 15% tornam-se interestratificados ordenados do *short range ordering* e *long range ordering*, respectivamente (Hoffman e Hower, 1979).

A transformação acima é acompanhada pela desidratação da esmectita e consequente expulsão de água dos fluídos, ocasião onde o Sr deve possuir composição isotópica homogênea. Hower et al. (1976) consideram que essa reação é isoquímica, isto é, todos os componentes químicos necessários para a reação estão presentes na assembléia mineralógica original da rocha. Outros autores, no entanto, demonstram que a difusão dos elementos de um sistema químico (rocha) para outro é um processo ativo na conversão da esmectita para a ilita (Altaner et al., 1984). De qualquer forma, parece haver consenso de que os controles principais da reação de transformação de esmectita em ilita são a temperatura e a química do fluído, ambos associados ao fator tempo.

O uso do Índice de Cristalinidade da Ilita (Índice de Kübler) para o acompanhamento da evolução diagenética das rochas sedimentares foi recentemente discutido (Merriman, 1991). Inúmeras publicações atuais (Kisch, 1991; Merriman, 1991 e Krumm e Buggisch, 1991) recomendam que esse índice seja unicamente utilizado para avaliação da passagem diagênese/metamorfismo de baixo grau (Merriman, 1991). O Índice de Cristalinidade da Ilita, em função desses novos critérios, não foi utilizado neste trabalho. Os seus resultados somente refletiriam o grau de metamorfismo da rocha fonte em vez das condições deposicionais.

2.2.1 Halmirólise

Os processos envolvidos pela *halmirólise* tem sido pouco estudados na literatura (Hummel, 1922; Packam e Crook, 1960; Russell, 1970 e Robertson, 1974).

As primeiras reações observadas na interface sedimentos/águas marinhas e associadas com a *halmirólise* são as trocas iônicas que visam à obtenção do equilíbrio químico exigido pelo novo ambiente. O íon Ca^{2+} , acompanhado do Sr^{2+} , presente na

estrutura das argilas, é substituído pelo Mg^{2+} , K^+ (juntamente com o Rb^+) ou Na^+ , normalmente presentes na água do mar. O equilíbrio entre o argilomineral e o novo ambiente é considerado um processo extremamente rápido pois Russell(1970), estudando sedimentos de origem recente, verificou que ocorre no período de dias até poucos anos. Robertson(1974), tendo por base somente dados experimentais, restringe esse período ao sugerir que as trocas iônicas somente poderiam ocorrer no período de poucos dias. De qualquer maneira trata-se de um processo extremamente rápido e dependente quase exclusivamente da capacidade de troca catiônica (CTC) do sedimento.

A CTC total do sedimento, segundo Drever(1971), deve-se essencialmente à presença de argilominerais expansivos. Para esse autor, a troca de cátions entre os argilominerais e a água do mar diminui gradualmente em função do tempo, aparentemente associada à formação de fases pobremente cristalinas de um tipo de interestratificado onde são reconhecidas algumas unidades estruturais levemente expansivas assemelhando-se à illita. Essa fase, no entender de Robertson(1974), pode ser considerada como precursora das unidades estruturais de illita presentes nos estágios posteriores da diagênese.

Importante contudo é a constatação de Russell(1970) mostrando que os argilominerais reagem com a água do mar somente até o limite da sua CTC e que aproximadamente 2/3 da perda relativa dessa propriedade está relacionada com a fixação do K^+ e, conseqüentemente, do Rb^+ na estrutura desses minerais. Eventuais mudanças nesse padrão resultam da dissolução da calcita associada aos argilominerais e da presença de compostos orgânicos (Russell, 1970).

Millot(1970) ainda discute, como processo associado com a halmirólise, a regeneração da illita degradada e da clorita detrítica a partir de interestratificados do tipo desordenado. Estruturas desse tipo são por ele associadas com processos intempéricos e a sua regeneração ocorreria a partir da adsorção dos íons K^+ e Mg^{2+} pelos argilominerais.

Com a atuação dos processos de halmirólise, verifica-se uma alteração na composição química inicial do sedimento. Porém, não há na literatura corrente, nenhuma evidência mostrando que esse processo também favoreça a formação de novos minerais.

Drever(1971), estudando os sedimentos recentes do rio Ameca (México), verificou ser possível a formação de pequenos cristais de pirita naquelas porções mais ricas em H_2S , porém associou esse processo aos primeiros estágios da diagênese precoce e não à halmirólise propriamente dita. Giblin(1988) mostra que cristais de pirita precipitam, em questão de poucos meses, em sedimentos argilosos associados com ambientes pantanosos e com elevada salinidade. A autora associa esses processos com a diagênese precoce, provavelmente utilizando-se dos mesmos critérios de Drever(1971).

Neste trabalho considera-se que os processos de halmirólise ocorrem quando o material ainda está em suspensão. A troca de cátions e a floculação dos argilominerais parecem ser processos quase concomitantes (Larsen e Chilingar,1983). O material recém floculado apresenta os espaços porosos preenchidos por águas intersticiais onde eventuais processos de interação entre os argilominerais e essas águas podem ocorrer caracterizando o que se denomina *diagênese precoce* (Singer e Muller,1983).

Como a presença de minerais neoformados normalmente é associada aos processos diagenéticos mais tardios, torna-se difícil o estabelecimento do limite halmirólise-diagênese em sedimentos recentes, com base em associações mineralógicas específicas (Wilson e Pitmann, 1977; Larsen e Chilingar, 1983). Neste trabalho considera-se como ainda pertencente à fase de halmirólise aquelas recristalizações nos argilominerais que se processam de forma muito incipiente e a formação de pequenos cristais de pirita e de halita. São feições que foram observadas ao MEV (Fotos 1 e 2) nas amostras coletadas na Baixada de Jacarepaguá, no Delta do Rio Açu, na plataforma adjacente à Foz do Rio Amazonas e no Talude Continental.

Foto 1 - (Amostra RA6;550X;MEV)
Cristais de halita.

Foto 2 - (Amostra RA5;900X;MEV)
Pirita framboidal (P).

3. GEOQUÍMICA DO RUBÍDIO E DO ESTRÔNCIO

3.1 Rubídio (Rb)

O rubídio (Rb), juntamente com o lítio (Li), sódio (Na), potássio (K), céσιο (Cs) e frâncio (Fr), compõe o grupo IA (metais alcalinos) da tabela periódica. A principal característica desse grupo é a presença de um único elétron de valência no orbital "s". Como esse elétron é facilmente removido, origina-se a carga 1+ e, conseqüentemente, baixos valores para a eletronegatividade [Li(1,0); Na(0,9); K(0,8); Rb(0,8) e Cs(0,7)]. Assim, são comuns suas ligações iônicas com os elementos não metálicos, tais como o oxigênio e os halogênios.

O Rb é um elemento químico que, na natureza, não forma minerais próprios. Assim sendo, sempre é encontrado como impureza nos minerais potássicos (muscovita, biotita, lepidolita e feldspato potássico). Esse comportamento resulta do fato do raio iônico do Rb (1,48 Å) ser muito semelhante ao raio iônico do K (o do Rb é cerca de 11% maior do que o do K). Deve-se ressaltar que o Rb apresenta propriedades mais alcalinas do que o K, fato esse importante quando da adsorção desses elementos pelos argilominerais.

O Rb apresenta dois isótopos de ocorrência natural: ^{87}Rb e ^{85}Rb e cerca de vinte isótopos radioativos de vida curta que são produzidos em laboratório. A abundância dos isótopos ^{85}Rb e ^{87}Rb , no rubídio terrestre, foi determinada por Catanzaro et al. (1969): $^{85}\text{Rb}=72,1654\pm0,032\%$ e $^{87}\text{Rb}=27,8346\pm0,0132\%$, definindo a razão isotópica $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ como sendo $2,59265\pm0,00170$.

Essa razão é constante para todo o rubídio encontrado atualmente na natureza. Isso se deve ao fato do isótopo ^{85}Rb ser estável e o isótopo ^{87}Rb ser radioativo e ter se desintegrado continuamente, durante o tempo geológico, a partir do Rb primordial presente quando da formação do nosso planeta, através da emissão de uma partícula beta (β), segundo a equação:

onde β é a partícula beta, γ é um antineutrino e Q é a energia de desintegração (0,275 MeV).

3.2 Estrôncio (Sr)

A distribuição do estrôncio na natureza e suas propriedades geoquímicas foram estudadas por diversos autores, entre os quais destacam-se Kulp et al.(1952), Masson(1958), Goldschmidt(1970), Faure e Powell(1972), Faure(1986) e Bowen(1988).

O estrôncio é um elemento químico do grupo IIA da tabela periódica, que inclui os elementos alcalino-terrosos: berílio (Be), cálcio (Ca), bário (Ba) e rádio (Ra). Todos esses elementos químicos apresentam dois elétrons de valência no orbital "s" e formam íons com a carga $2+$: Sr^{2+} . Como consequência dos valores de eletronegatividade serem relativamente baixos (1,5 para o berílio até 0,9 para o bário), os alcalino terrosos formam ligações iônicas com elementos não metálicos, incluindo o oxigênio.

O raio iônico do íon Sr^{2+} (1,13Å) tem valor próximo do íon Ca^{2+} (0,99 Å), sendo o Sr^{2+} aproximadamente 15% maior que o Ca^{2+} . Assim sendo, torna-se possível a substituição do íon Ca^{2+} pelo íon Sr^{2+} em minerais como plagioclásio, apatita e calcita. Na aragonita, em particular, essa substituição é muito comum. A habilidade do Sr^{2+} em substituir o Ca^{2+} é um pouco restrita pois os íons de estrôncio favorecem posições de coordenação octaédrica enquanto os íons de cálcio podem ajustar-se tanto a coordenações octaédricas como hexaédrica, em função do seu menor tamanho. Íons de Sr^{2+} podem ser capturados no lugar dos íons K^+ pelo feldspato potássico, mas a substituição só ocorrerá se houver conjuntamente a substituição do Si^{4+} pelo Al^{3+} , a fim de preservar a neutralidade elétrica.

O elemento Sr pode formar diversos minerais próprios, dos quais somente a estroncianita (SrCO_3) e a celestita (SrSO_4) são volumetricamente importantes.

Em consequência da desintegração espontânea do ^{87}Rb , com o tempo, transformando-se em ^{87}Sr , a composição isotópica do estrôncio na natureza não permanece constante. Ela vai depender da quantidade relativa de Sr e de Rb presente num sistema fechado a trocas químicas (mineral ou rocha) e do espaço de tempo decorrido

após a formação desse sistema.

O estrôncio apresenta quatro isótopos de ocorrência natural: ^{84}Sr (0,55%), ^{86}Sr (9,75%), ^{87}Sr (6,96%) e ^{88}Sr (82,74%).

A quantidade dos isótopos estáveis e não radiogênicos (^{84}Sr , ^{86}Sr e ^{88}Sr) não sofre alterações e permanece constante na natureza. Com relação ao isótopo radiogênico ^{87}Sr , são observadas pequenas variações na sua abundância devido à desintegração radioativa beta do ^{87}Rb que produz incrementos variáveis do ^{87}Sr . Os incrementos do ^{87}Sr são pequenos porque o ^{87}Rb , além de ser pouco abundante na maioria dos materiais naturais, tem uma meia vida extremamente longa (50×10^9 anos).

A quantidade relativa do ^{87}Sr entre os isótopos de Sr geralmente é expressa através da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que, no caso do estrôncio metálico, é de 0,7119 e, da água do mar, é de $0,70906 \pm 0,00003$ (Faure, 1986).

3.3 Ciclo geoquímico do rubídio e do estrôncio

Os elementos Rb e Sr são encontrados nas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, em concentrações quase sempre inferiores a 1%. Embora o Sr eventualmente possa formar minerais também não ocorre como elemento maior nos silicatos formadores das rochas. O Sr acompanha o Ca e o Rb acompanha o K. Na tabela 2 são apresentadas as concentrações médias do K, Ca, Rb e Sr nos diferentes tipos de rochas.

Tabela 2 - Concentrações médias dos elementos Rb,K, e Ca (modif. Tureckian e Wedepohl,1961)

TIPO DE ROCHA	Rb(ppm)	K(ppm)	Sr(ppm)	Ca(ppm)
ultrabásica	0,02	40	1	25.000
basalto	30	8300	465	76.000
granítica	110	25.200	440	25.300
folhelho	140	26.600	300	22.100
arenito	60	10.700	20	23.300
carbonato	3	2.900	610	2.300
argila	110	25.900	180	29.000

Em relação ao manto, Taylor(1974) propôs concentrações médias para o Rb de 30 ppm, Sr de 465 ppm e a relação Rb/Sr de 0,06 partindo da análise de amostras de basalto e de intrusivas de composição gabróica não afetadas por contaminação crustal. Em relação à crosta, segundo critérios desse mesmo autor, o Rb deve situar-se em 90 ppm, Sr em 375 ppm e a relação Rb/Sr em 0,24.

Nas rochas ígneas, a relação Rb/Sr situa-se entre amplos limites: 0,06 (rochas basálticas) até 1,7 ou mais, no caso de rochas graníticas diferenciadas e com baixa concentração de Ca. Isso ocorre porque durante a cristalização fracionada do magma há uma tendência do íon Sr^{2+} concentrar-se nos minerais cálcicos, tais como o plagioclásio e a apatita, onde substitui o íon Ca^{2+} . Comportamento diferente tem o íon Rb^{+} , que permanece no líquido magmático residual, juntamente com o K^{+} . Nas fases finais da cristalização, onde são formados os minerais tardios de composição potássica (feldspato potássico e micas), o Rb é facilmente admitido no lugar do K, em função da similaridade de raios iônicos. Conseqüentemente, a relação Rb/Sr do magma residual aumenta de acordo com o grau de fracionamento, ou seja, é mais elevada nas rochas ricas em minerais potássicos. Outra conseqüência é o aumento do valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos sistemas fechados, uma vez que com o passar do tempo o ^{87}Sr vai sendo produzido em razão da desintegração do ^{87}Rb .

As rochas ígneas, uma vez expostas na superfície, são

submetidas ao intemperismo, processo de desagregação de baixa temperatura que irá condicionar os teores de Sr e do Rb, bem como a composição isotópica do Sr, nos futuros depósitos sedimentares.

Isso acontece porque o comportamento do Rb e do Sr, durante o intemperismo, está relacionado com a alteração diferencial dos minerais que os contém. Os minerais com K e Rb (micas e feldspato potássico) são mais resistentes aos processos intempéricos do que os minerais que contém Ca e Sr (plagioclásio, anfibólios, piroxênios e calcita).

O cálcio é lixiviado desde os estágios iniciais até os finais do intemperismo. O potássio, porém, é acumulado nos estágios iniciais do intemperismo e sua lixiviação somente ocorrerá em estágios mais avançados. Alguns estudos realizados (Botino e Fullager, 1968; Dasch, 1969) mostram que tanto o Rb como o Sr tendem a acompanhar o comportamento dos respectivos elementos análogos, K e Ca, ou seja, o Sr é facilmente lixiviado em rochas expostas ao intemperismo, quando comparado ao Rb. Como consequência, a relação Rb/Sr de uma rocha alterada aumenta em relação àquela da rocha não alterada.

O Sr é removido das rochas fontes continentais e concentra-se nos oceanos (concentração de $8 \cdot 10^{-4}\%$ segundo Perel'man, 1977) onde é um dos elementos traço mais abundantes. Apesar disso, seus minerais próprios geralmente não se precipitam da água do mar e ele é encontrado em associação com minerais cujo elemento dominante é o Ca (fosforitas e carbonatos), o qual pode ser substituído isomorficamente pelo Sr (Perel'man, 1977).

Goldberg (1965) calcula que o tempo de residência do Sr nos oceanos seja de $1,9 \cdot 10^7$ anos, relativamente longo quando comparado com a taxa de mistura dos oceanos (aproximadamente 10^3 anos).

Os sais de Rb são facilmente solúveis o que implica no fato das águas naturais não serem saturadas em relação a esse elemento e de não se formarem minerais isolados de Rb. A precipitação desse elemento ocorre a partir de sua adsorção preferencial pelos argilominerais, a qual é mais eficiente que a do K devido ao maior raio iônico do Rb. Parte do Rb adsorvido pode tornar-se fixo na estrutura cristalina dos argilominerais, em substituição ao K. Esse processo é mais intenso nos ambientes alcalinos, tais como águas ricas em sódio.

A quantidade dissolvida de Rb é muito maior nas águas salgadas do que nas águas doces ($2 \cdot 10^{-5}\%$ contra $2 \cdot 10^{-7}\%$, respectivamente) sendo o seu tempo de residência nos mares de $2,7 \cdot 10^5$ anos com base numa concentração de 0,12 ppm (Goldberg, 1965).

4. METODOLOGIA

4.1 Amostragem e preparação das amostras

A metodologia utilizada para o tratamento das amostras analisadas está esquematizada na figura 4.

Em cada ponto amostrado foram coletados aproximadamente 100 gramas de amostra no seu estado natural. As amostras foram embaladas em papel apropriado para preservar, ao máximo, as condições de umidade do material.

Inicialmente, as amostras foram descritas macroscopicamente, ressaltando-se os seguintes parâmetros: cor, granulometria, saturação de água, presença de microrganismos, de sais, de carbonatos, de micas, de feldspatos e de matéria orgânica.

Em seguida, procedeu-se à secagem das amostras em estufa com temperatura controlada, atingindo, no máximo, 70°C. Tal procedimento evita o risco de danos na estrutura e possíveis mudanças nas propriedades dos argilominerais. Seguiu-se a desagregação das amostras em gral de ágata e subsequente separação dos microrganismos por meio de técnicas de micropaleontologia. A separação das carapaças dos microrganismos que são formadas por calcita e/ou aragonita, se fez necessária, tendo em vista conterem Sr, o que possibilitaria alterações nos resultados das dosagens desse elemento na amostra.

As amostras, ainda sob a forma de rocha total (RT), foram submetidas ao quarteamento para se obter frações destinadas às análises de difratometria de raios X (DRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV), químicas e isotópicas.

4.2 Difratometria de raios X

Os grupos dos argilominerais foram identificados por intermédio da difratometria de raios X (DRX) com base na sua estrutura cristalina determinada em lâminas com material orientado. Um difratômetro JEOL JDX 8030, com radiação K alfa do cobre nas condições de 40 Kv e 30 mA de corrente no filamento, foi

Figura- 04 -
METODOLOGIA PARA TRATAMENTO DAS AMOSTRAS

utilizado nas análises. A velocidade de varredura foi de 6 graus por minuto.

A preparação das amostras baseou-se nos procedimentos descritos por Alves(1987) obedecendo à seguinte rotina:

1. Limpeza da matéria orgânica, por intermédio da queima com água oxigenada (Jackson,1975);

2. moagem, caso necessário, até uma granulometria em torno de 200 mesh;

3. dispersão mineralógica - aproximadamente 5 gramas da amostra, após a moagem, são colocados num tubo de ensaio de vidro com 50 ml de água destilada e submetidos à ação do ultrassom de ponta, durante aproximadamente 3 minutos. Algumas amostras, especialmente aquelas portadoras de traços de sais, tendem a flocular. Nesse caso, acrescenta-se uma solução de pirofosfato de sódio (2 gramas/ litro), como defloculante;

4. separação da fração menor que 2 micra ($F < 2\mu$) - a suspensão estável é colocada numa centrífuga de coroa fixa modelo K da DAMON/IES. A separação da $F < 2\mu$ se faz a uma velocidade de 750 rotações por minuto(rpm), por 7 minutos. A $F > 2\mu$ se concentra no fundo do tubo e o sobrenadante, que corresponde à $F < 2\mu$, é transferido para outro tubo de ensaio e concentrado a 3000 rpm por, no mínimo, 30 minutos;

5. montagem de 2 lâminas com o material concentrado na $F < 2\mu$, usando a técnica do *esfregaço* para a orientação dos argilominerais (Gibbs,1965). As lâminas são secas à temperatura ambiente;

6. difratometria da amostra seca ao ar incluindo o intervalo de 2 a $32^\circ(2\theta)$;

7. difratometria da amostra submetida a uma atmosfera de etilenoglicol - utilizada para a identificação dos argilominerais expansivos, tais como as esmectitas. A lâmina com o material seco ao ar é colocada em um dessecador contendo etilenoglicol. O recipiente é fechado e, por meio de uma linha de vácuo, produz-se no dessecador uma atmosfera saturada de etilenoglicol, onde as amostras permanecem por um período médio de 15 horas;

8. difratometria da amostra aquecida - a segunda lâmina com o material seco ao ar é aquecida a $490-500^\circ\text{C}$ em uma mufla modelo 402D (fornos Lavoisier), por aproximadamente 5 horas;

9. análise, comparação dos difratogramas e identificação dos argilominerais.

A interpretação dos difratogramas seguiu o procedimento padrão de Brown e Brindley(1980). Os valores semi-quantitativos dos argilominerais presentes nas amostras foram estimados a partir da medida da altura dos picos principais, seguindo a metodologia utilizada no Laboratório de Difractometria de Raios X do Centro de Pesquisas da Petrobrás (CENPES), onde as análises foram realizadas.

A identificação dos minerais presentes, ou seja, a mineralogia total, foi feita a partir das difratometrias realizadas em montagens não orientadas, em lâmina de alumínio, das amostras de rocha total finamente moídas em gral de ágata.

4.3 Microscopia eletrônica de varredura

As amostras foram analisadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV), visando a caracterização de evidências morfológicas nos argilominerais que permitissem a identificação de possíveis eventos de recristalização ou neoformação.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) utilizado (Hitachi, modelo S-45) é um equipamento que apresenta profundidade de foco muito superior à dos microscópios óticos comuns. Essa característica, aliada à sua elevada resolução (70 Å) e aumentos que podem variar de 18000 até 1.000.000 vezes, possibilitam a visualização do tipo de hábito dos argilominerais detríticos e autigênicos. O MEV foi utilizado juntamente com o detetor de energia dispersiva (EDAX) que permite uma microanálise química das fases minerais, o que possibilitou uma identificação mineralógica segura.

As amostras foram preparadas segundo o procedimento descrito por Mizusaki(1986) e analisadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Centro de Pesquisas da Petrobrás (CENPES). Inicialmente, toda a matéria orgânica presente na amostra foi extraída num *soxlet*, contendo tolueno ou benzeno. Esse procedimento torna-se indispensável pois a matéria orgânica vaporiza facilmente por ação do feixe de elétrons o que dificulta a análise. Pequenas porções das amostras, isentas de matéria orgânica, foram coladas (com esmalte comum incolor) em porta

amostras especiais (com dimensões de aproximadamente 5X6 mm) e metalizadas.

Na metalização, a amostra é recoberta com uma película metálica constituída da liga platina-carbono, com espessura média de 100 Å, o que a torna superficialmente condutora.

As amostras foram analisadas em aumentos variáveis (50 a 20000 vezes) e documentadas fotograficamente.

4.4 Análise química

As amostras coletadas no Delta do Rio Paraíba do Sul foram analisadas quimicamente em termos de RT, para análise de elementos maiores e elementos traço. As análises foram realizadas nos laboratórios da Geosol-Geologia e Sondagens, Ltda por métodos de espectrografia ótica, absorção atômica, fluorescência de raios X e via úmida. Os resultados foram apresentados no Boletim de Análise N°75.762 (inf.escrita, Cavalcanti, 1988).

4.5 Determinação dos teores de rubídio, estrôncio e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Os sedimentos argilosos, quando analisados visando a determinação dos teores de Rb, Sr e da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, devem ser pré-tratados para remoção do carbonato de cálcio que pode estar misturados aos mesmos.

Conforme Dasch(1969), o Sr que aparece substituindo o Ca nos carbonatos não chega a entrar em equilíbrio isotópico total com o Sr presente nos argilominerais.

A lixiviação ácida com HCl é o método tradicionalmente empregado no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP para remoção desse carbonato e do Sr comum que pode estar adsorvido aos argilominerais. Críticas a esse procedimento são feitas por Morton(1983) que acredita que o uso do HCl, mesmo diluído, pode destruir a estrutura dos argilominerais associados ao carbonato, ocasionando a perda de K e, conseqüentemente, do Rb associado. Sua sugestão de substituição do HCl pelo $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$ (acetato de amônia) tem por base as propriedades do íon NH_4^+ , que pode substituir outros cátions em posição de troca no argilomineral, sem ocasionar danos na sua

estrutura. Além disso, para esse autor, amostras tratadas com acetato de amônia geralmente apresentam valor para idade Rb/Sr aparentemente bastante superior àquela de amostras não tratadas. Isso porque a relação Rb/Sr aumenta após a lixiviação com o acetato indicando uma provável remoção do Sr situado em posições de troca na estrutura do argilomineral.

Os sedimentos argilosos, aqui analisados, foram pré-tratados com HCl tanto na amostra RT, como na $F < 2\mu$ e na $F > 2\mu$. Excetuam-se as $F < 2\mu$ das amostras dos sedimentos recentes da região do Delta do Rio Paraíba do Sul, pré-tratadas com HCl e com $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_4$, objetivando a comparação entre os dois procedimentos.

O procedimento para o ataque com HCl foi o rotineiramente utilizado. A preparação com $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$ seguiu o proposto por Morton(1983), utilizando-se aproximadamente 2 gramas da $F < 2\mu$. O material foi disperso num tubo de ensaio com 10 ml de acetato de amônia 1N, durante o período de um dia, com a troca da solução após 5 horas. Posteriormente, as amostras foram lavadas duas vezes com acetona padrão, centrifugadas e decantadas após cada passo. Seguiu-se a secagem em temperatura inferior a 70°C , por um dia, a pesagem e a análise em termos de Rb, Sr e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

Estas determinações foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP(CPGeo), de acordo com o seguinte procedimento:

- determinações semi-quantitativas e quantitativas dos teores de Rb e Sr por fluorescência de raios X, conforme descrito por Kawashita(1972). Os erros podem ser estimados, no máximo, em 2%, tanto para a determinação do Rb como do Sr;

- dissolução total das amostras por digestão química ($\text{HF}+\text{HClO}_4$), separação do elemento Sr, através da passagem em colunas com resinas de troca catiônica;

- análise da composição isotópica do Sr utilizando-se um moderno espectômetro de massa VG-354 com coletor simples. O erro médio na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi calculado como sendo em torno de 0,00003. A maioria dessas determinações foi efetuada durante os anos de 1990 e 1991 quando os resultados obtidos para o Carbonato de Estrôncio NBS-987, utilizado internacionalmente, foram os seguintes:

1990 → 42 determinações, independentes, com média de

$0,71025 \pm 0,00004(1\sigma)$ para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ normalizada para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$;

1991 → 14 determinações com média em $0,71025 \pm 0,00002(1\sigma)$.

Outros laboratórios de geocronologia no mundo, utilizando espectômetros similares têm obtido razões entre 0,71017 a 0,71030. Conforme o Dr. I.P.Barns(do NBS - inf. escrita, 1988), o valor mais aceito, pelos usuários de espectômetros Finningann Mat 261 com sistema multicoletor, estaria entre 0,71023 e 0,71025. Oitenta e cinco (85) redeterminações independentes durante 8 meses efetuadas pelo mesmo durante o ano de 1988, com o mesmo tipo de espectômetro do NIST (ex-NBS) em Gaithersburg, forneceram razões cuja média foi de 0,71024 e erro (não especificado) de 0,00011.

Os valores obtidos no CPGeo com o VG-354 estariam portanto em perfeita concordância com resultados obtidos pelo Dr.I.L.Barnes e outros usuários do espectômetro Finingan Mat 261.

4.6 Diagramas isocrônicos

Nas amostras analisadas foram determinadas as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Os valores obtidos foram plotados num gráfico, denominado *diagrama isocrônico* (Fig.5), que apresenta, na ordenada, os valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e, na abcissa, os valores das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fig.5). As isócronas são ajustadas aos pontos representativos dos dados por intermédio dos procedimentos de regressão por mínimos quadrados (Williamson,1968). O presente trabalho utilizou o modelo desse autor para as razões isotópicas, a determinação das razões iniciais dos sistemas e o cálculo das idades.

A, B, C e D - AMOSTRAS DE ROCHAS COGENÉTICAS

Figura- 05 -

Esquema da construção de uma isócrona. (Modif. Thomaz-Filho e Lima, 1979).

5. SEDIMENTOS AMOSTRADOS E COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

5.1 Região do Delta do Rio Paraíba do Sul (RJ)

O Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul (Silva, 1987) localiza-se no Estado do Rio de Janeiro (Fig.6). Cobrindo uma área de aproximadamente 2.500 Km² (Araújo et al., 1975), engloba a porção terrestre da Bacia de Campos (600 Km²) e se estende para oeste até o contato com o complexo cristalino ou com os sedimentos terciários da Formação Barreiras.

A área fonte dessa região faz parte do segmento setentrional da Faixa Móvel Ribeira (da Província Mantiqueira), cuja evolução final ocorreu no Proterozóico Superior. Cordani et al. (1984) mostram que a infra-estrutura arqueada e erodida dos internides dessa faixa (Paraibides, Atlântides) correspondem a rochas migmáticas de afinidade granulítica, gnaisses diversos, gnaisses kinzigíticos e facoidais, além de intercalações charnoquíticas, retrabalhadas tectonicamente no Ciclo Brasileiro. Secundariamente, observam-se intrusões graníticas, de idade brasileira, que cortam as rochas mais antigas e regeneradas. Rochas alcalinas mesozóicas formam um trend que corta diagonalmente (N40-50E) os metamorfitos e cataclasitos regionais.

O Rio Paraíba do Sul, cujo comprimento é de aproximadamente 950 Km, origina-se da confluência dos rios Paraibuna e Paraitinga, entre a Serra do Mar e a Serra da Bocaina, Estado de São Paulo. Sua desembocadura, no Oceano Atlântico, já no Estado do Rio de Janeiro, localiza-se a cerca de 42 Km/N do Cabo de São Tomé e cerca de 35 Km/NE da cidade de Campos (RJ).

Processos deposicionais fluviais e marinhos, resultantes da atuação do Rio Paraíba do Sul e os efeitos da oscilação do nível do mar no Quaternário, aliados a um ambiente tectônico favorável ao desenvolvimento de espessos prismas sedimentares (Bacia de Campos), controlaram a evolução geológica dessa extensa planície costeira quaternária.

O Complexo Deltáico foi construído mediante a sequência de ambientes sedimentares relacionados a diferentes fases de deltação do Rio Paraíba do Sul (Dias, 1981).

A primeira fase de deltação desenvolveu-se na direção NW-SE, entre as cidades de Campos e de São Tomé e compreendeu fases transgressivas (ilhas, barreiras e lagunas) e regressivas (cristas de praia) (Dias,1981). O último evento desse ciclo foi o assoreamento da paleolaguna Lagoa Feia pela progradação de pequenos deltas (Fig.6). Os depósitos formados são lamosos, bastante bioturbados e sem carapaças fósseis, podendo provocar o fechamento de braços da lagoa. Martin et al.(1984) considera que esta fase processou-se após o pico transgressivo de 5.100 anos B.P., o que está de acordo com as datações existentes para a região.

Logo após esse pico transgressivo, houve a mudança do curso do rio para a posição atual e o desenvolvimento da sequência deltáica tipicamente regressiva de cristas de praia sobrejacentes a lamas e siltes do prodelta, agora diretamente em mar aberto, sem a proteção das ilhas de barreira.

A distribuição sedimentar observada na parte submarina rasa adjacente ao Rio Paraíba do Sul sugere a existência de uma sequência deltáica tipicamente progradante, pois são areias grosseiras a médias superiores, recobrando areias finas, siltes micáceos e lamas pró-deltáicas.

Sedimentos amostrados

Na região do Delta do Rio Paraíba do Sul foram coletadas seis amostras de sedimentos recentes (Fig.6). A descrição das amostras, identificadas pela numeração sequencial PS1 a PS6, encontra-se na Tabela 3.

Tabela 3 - Amostragem e descrição macroscópica das amostras coletadas no Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul (RJ) (ver Fig.6)

AMOS- TRA	COR	IDEN- TIFI- CAÇÃO	CLASSIFI- CAÇÃO (TAB.1)	C O N	M I C	F E L	U M I	S A L	C A R	M O R	SIL. & ARG. (%) VISUAL
PS1	CAS.	Ataf.	SIL:	-	-	X	-	-	-	-	70X30
PS2	CIN.	T.2	LAMA/SIL.	-	-	-	X	-	X	X	50X50
PS3	CIN:	T.7	LAMA/SIL.	-	-	-	X	-	-	X	70X30
PS4	CIN.	T.11	SIL.	-	-	-	X	-	X	X	80X20
PS5	CAS.	T.16	ARG.	-	-	-	X	-	X	-	20X80
PS6	CIN.	L.S.	SIL.CAL:	X	-	-	X	X	X	X	100X0
<p>CON. = conchas MIC. = micas FEL. = feldspatos X=presente UMI. = umidade SAL. = sais CAR. = carbonatos MOR. = material orgânico SIL. = silte ARG. = argila T= testemunho CAS.=castanho CIN.=cinza CAL.=calcifero Ataf.=Atafona L.S.= Lagoa Salgada</p>											

As amostras PS2, PS3, PS4 e PS5 são provenientes de testemunhos de sondagens por vibração (*vibracorer*) (testemunhos 2, 7, 11 e 16, respectivamente) realizadas na região de Lagoa Feia (Fig. 6). Esses testemunhos estão armazenados no Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da Universidade Federal Fluminense e são representativos da fase de deltação mais antiga.

Os testemunhos 2 e 16 (Tabela 3) correspondentes às amostras PS2 e PS5, respectivamente, estão localizados a N e NW da Lagoa Feia e são representativos do seu processo de assoreamento (Silva, 1987). Esses testemunhos, analisados da base para o topo, mostram uma sequência de lamas cinzentas de mangue, com eventuais lentes de areia fina intercaladas e

subhorizontalmente dispostas, apresentando fragmentos de conchas de microgastrópodes e fragmentos de crustáceos. Em direção ao topo, as lamas vão se tornando cada vez mais oxidadas e desaparecem os fragmentos de conchas. Estas evidências, bem como a presença de raízes em posição de vida e camadas centimétricas de turfas, atestam o progressivo ressecamento dessa região. As amostras PS2 e PS5 foram coletadas nas lamas correspondentes à sequência de mangue.

Datações pelo método do Carbono-14 de conchas de ostras e fragmentos de madeira, encontrados em material de dragagem de canais na porção norte da região de Lagoa Feia, mostram idades variando de 5.600 a 7.200 anos B.P. (Martin et al., 1984).

Os testemunhos 7 e 11, amostras PS3 e PS4 (Tabela 3), correspondem a sondagens que apresentam uma sequência sedimentar onde se intercalam areias quartzosas e lamas cinzentas, eventualmente micáceas ou quartzosas (Silva, 1987). Lamas cinzentas, plásticas, com intercalações milimétricas de areia muito fina a silte e conchas espessas de bivalvos, representativas de um depósito de mangue, correspondem ao intervalo amostrado.

Datações pelo método do Carbono-14 de conchas coletadas em material dragado dessa região (Martin et al., 1984) apresentaram idades variando entre 5.800 e 7.500 B.P.

A Lagoa Salgada é uma feição isolada na planície de cordões arenosos, retilíneos e depressões alongadas de direção geral NW/SE relacionadas ao delta atual (Fig.6). É uma pequena lagoa evaporítica, caracterizada por intensa precipitação de sais, abundantes conchas e estromatólitos calcários incrustados sobre um substrato biodetrítico litificado. Para Dias (1981), a presença de estromatólitos recentes litificados indica condições de águas hipersalinas que promovem o crescimento de algas e inibem a ação de gastrópodes comedores de algas.

A amostra PS6 foi coletada na margem sudeste da Lagoa Salgada, com lâmina de água de aproximadamente 20 cm.

Datações de conchas de *Anomalocardia*, coletadas nessa região, revelam idades de 2.400 a 2.500 anos (Martin et al., 1984).

A amostra PS1 foi coletada na região de Atafona (Fig.6). A região é caracterizada por uma sequência de lamas e siltes amarelados que são representativos da planície de inundação atual do Rio Paraíba do Sul.

Composição mineralógica

As amostras coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul foram analisadas por DRX, visando ao reconhecimento da composição mineralógica tanto na fração rocha total (RT) como na $F < 2 \mu$. Os resultados obtidos estão apresentados na Tabela 4:

Tabela 4 - Resultado das análises de DRX das amostras coletadas na região do Delta Rio Paraíba do Sul (R)

AMOSTRA	TIPO	C	D	FK	Q	A	K	I	IS
PS1	RT	-	-	10	65	25	--	-	--
	$F < 2 \mu$	-	-	--	--	--	80	-	20
PS2	RT	-	-	5	55	40	--	-	--
	$F < 2 \mu$	-	-	-	--	--	80	-	20
PS3	RT	-	-	5	65	30	--	-	--
	$F < 2 \mu$	-	-	-	--	--	85	-	15
PS4	RT	5	-	5	90	tr	--	-	--
	$F < 2 \mu$	-	-	-	--	--	75	-	25
PS5	RT	-	-	5	25	70	--	-	--
	$F < 2 \mu$	-	-	-	--	--	20	-	80
PS6*	RT	60	-	10	30	tr	--	-	--
	$F < 2 \mu$	--	-	-	--	--	--	-	--
<p>C=calcita D=dolomita FK = felds.potássico</p> <p>Q=quartzo K=caulinuita I = ilita tr=traços</p> <p>IS = interestratificado ilita-esmectita A=argila</p> <p>RT = rocha total *=traços de anidrita e halita</p>									

5.2 Região do Delta do Rio Açu (RN)

O delta holocênico do Rio Açu, localizado no litoral de Macau (RN)(Fig.7), é um exemplo de delta dominado por ondas e marés. Nessa região, as marés de primavera chegam a atingir níveis de até três metros acima do nível zero local (Castro,1987).

Para Castro(1987), o curso inferior do Rio Açu constitui uma planície deltáica, conforme pode ser observado na figura 7. No curso médio, o rio apresenta-se meandrante, construindo um delta subaéreo. Esse delta prograda sobre antigos depósitos de baía através de crevasses, onde os principais sedimentos são depositados por processos de tração e suspensão durante as cheias do rio: areias finas a muito finas com laminação cruzada e clinoascendente, siltitos com laminação sinusoidal, e níveis bem destacados de argila com restos vegetais e marcas de raízes. Na porção mais distal do delta, há o retrabalhamento dos depósitos que colmatam uma laguna de marés dominada por canais e planícies com predomínio de lama. O último elemento desse sistema é o litorâneo, caracterizado por uma faixa de restingas onde destacam-se os depósitos de praia fortemente retrabalhados pelo vento (Castro et al.,1982).

A área fonte está relacionada com a região de dobramentos Nordeste ou Província Borborema que constitui uma entidade tectônica que deve sua configuração atual ao evento tectono-orogênético Brasileiro, desencadeado no final do Proterozóico Superior.

Sedimentos amostrados

Na região do Delta do Rio Açu, foram coletadas oito amostras de sedimentos recentes, predominantemente argilosos (Figura 8 e Tabela 5). A descrição das amostras, identificadas por numeração sequencial de RA1 a RA8 encontra-se na Tabela 5.

Tabela 5 - Amostragem e descrição macroscópica das amostras coletadas na região do Delta do Rio Açu (RN)(ver Fig.7)

AMOS-TRA	COR	IDEN-TIFI-CAÇÃO (T)	CLASSIFI-CAÇÃO (TAB.1)	C O N	M I C	F E L	U M I	S A L	C A R	M O R	SIL. & ARG. (%) VISUAL
RA1	CIN.	OB1	ARG.	-	-	-	X	-	-	X	10X90
RA2	CIN.	L5	ARG.	-	-	-	X	-	-	X	0X100
RA3	CIN.	CR1	ARG.	-	-	-	X	-	-	X	20X80
RA4	CIN.	CR3	ARG.	-	-	-	X	-	-	X	20X80
RA5	CIN.	CR4	ARG.	-	X	-	X	-	-	X	0X100
RA6	CIN.	SM9	ARG.	-	-	-	X	X	-	X	20X80
RA7	CIN.	SM10	ARG.	-	X	-	X	X	-	X	20X80
RA8	CIN.	SM10A	ARG.	-	-	-	X	X	-	X	20X80
CON. = conchas MIC. = micas FEL. = feldspato X=presente UMI. = umidade SAL. = sais CAR. = carbonatos MOR. = material orgânico SIL. = silte ARG. = argila											

Ao geólogo Cleverson Guizan da Silva (UFF-LAGEMAR) agradecemos a cessão das amostras provenientes de 8 testemunhos de sondagens rasas dispostos segundo dois perfis de amostragem (ver A e B na Figura 7). O primeiro perfil, a sudoeste da cidade de Macau(RN), na planície deltáica do Rio Açu (5 amostras), e o segundo localizado a leste de Macau, porém já na laguna de maré, próximo a uma série de restingas (3 amostras)(Fig.7).

A análise dos testemunhos das sondagens mostra a característica progradante do litoral nessa região, onde os sedimentos fluviais arenosos estão sendo abruptamente colocados sobre as lamas da planície de maré que, por sua vez, recobrem sedimentos arenosos e lamosos intercalados das barras de canal e do delta de maré vazante.

A figura 8 apresenta a descrição esquemática dos 8

Figura- 08 - Perfis geológicos esquemáticos no Delta do Rio Açu. (ver A e B na Fig.7)
(Modif. Castro,1990)

testemunhos segundo os dois perfis (informação escrita de Castro, 1990). Pode-se observar que as amostras foram coletadas na zona de supramaré, representada por uma camada argilosa, plástica e de cor cinza. No caso das amostras RA1 e RA4, possivelmente houve exposição subaérea e são visíveis fragmentos de raízes e pequenos nódulos de carbonato (inf. verbal de Castro, 1990). As amostras RA6, RA7 e RA8 estão relacionadas a um ambiente hipersalino, apresentando eventuais eflorescências de sais.

Em cada ponto foram coletados aproximadamente 100 gramas de material, devidamente acondicionados em papel apropriado (saran). Nos pontos amostrados, cuidou-se de evitar zonas enriquecidas em micas, feldspatos, carbonatos e microrganismos.

Amostras de conchas da área, datadas pelo método Carbono-14 no laboratório Beta Analytic Inc., apresentam idade média entre 5.000 e 7.000 anos (inf. escrita, Silva, 1990).

Composição mineralógica

As amostras coletadas na região do Delta do Rio Açu foram analisadas por DRX para a caracterização da composição mineralógica, tanto na amostra RT como na $F < 2\mu$. Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 6:

Tabela 6 - Resultados das análises de DRX das amostras coletadas na região do Delta do Rio Açu(RN).

AMOSTRA	TIPO	C	D	F	Q	A	K	I	IS
RA1	RT	5	5	5	5	80	--	-	--
	F<2 μ	-	-	-	-	--	45	25	30
RA2	RT	-	-	5	5	90	--	--	--
	F<2 μ	-	-	-	-	--	30	40	30
RA3	RT	5	5	5	5	80	--	--	--
	F<2 μ	-	-	-	-	--	40	20	40
RA4	RT	-	-	10	10	80	--	--	--
	F<2 μ	-	-	-	-	--	30	35	35
RA5	RT	-	-	5	5	90	--	--	--
	F<2 μ	-	-	-	-	--	40	30	30
RA6	RT	5	-	5	5	85	--	--	--
	F<2 μ	-	-	-	-	--	50	15	35
RA7	RT	5	5	5	5	80	--	--	--
	F<2 μ	-	-	-	-	--	50	20	30
RA8	RT	5	5	5	5	80	--	--	--
	F<2 μ	-	-	-	-	--	50	15	35

C=calcita D = dolomita F = feldspato potássico
 Q=quartzito A = argila K = caulinita
 I = ilita IS = interestratificado ilita-
 RT = rocha total esmectita

Todas as amostras apresentam traços de pirita. As amostras RA6, RA7 e RA8 apresentam halita, sob forma de pequenos cristais, algumas vezes com morfologia cúbica, identificada por análise ao MEV.

5.3 Talude Continental (RJ)

A Bacia de Campos, situada no litoral do Estado do Rio de Janeiro, abrange uma área de aproximadamente 100.000 Km², até a cota batimétrica de 3.400 m (Fig.9). Desse total, apenas uma pequena porção (cerca de 500 Km²) encontra-se emersa. Atualmente,

FES

a bacia constitui-se no maior patrimônio petrolífero do país.

A história evolutiva desta bacia é, em geral, semelhante as demais bacias da costa leste brasileira. Sua origem está relacionada à ruptura do Gondwana, que ocorreu no Neo-Jurássico/Eo-Cretáceo.

Na região, sedimentos representativos do Talude Continental foram amostrados em dois poços (1-RJS-368 e 1-RJS-412) (Fig.9). O poço 1-RJS-368, produtor de hidrocarbonetos, situa-se ao norte do campo de Albacora, em lâmina d'água de aproximadamente 700 m, mais precisamente nas coordenadas $22^{\circ}1'48''S$ e $39^{\circ}55'26,8''W$.

O Talude Continental caracteriza-se por uma fisiografia bastante irregular, apresentando feições marcantes tanto longitudinais, quanto transversais ao seu gradiente. Assim enquadram-se o cânion submarino de São Tomé, que separa a região do campo de Marlim da região de Albacora, e o cânion de Itapemirim, ao norte de Albacora, ambos com relevo de até 450 m e mais de 30 Km de extensão.

O poço 1-RJS-412, produtor de hidrocarbonetos no campo de Bijupirá, situa-se 10 Km ao sul do campo de Malhado. A lâmina d'água dessa região é de aproximadamente 705 m e o poço situa-se no talude superior da Bacia de Campos (Fig.9).

Segundo Viana et al. (1991), a sedimentação no Talude Continental é predominantemente constituída por frações finas, ou seja, silte e argila. No entanto, areias quartzosas e bioclásticas, provenientes do retrabalhamento de sedimentos relíquias da borda da plataforma, recobrem as lamas do talude superior, principalmente nas áreas de Marlim e Albacora, estendendo-se desde a quebra da plataforma (aproximadamente 150m) até a isóbata de 700 m. Nas regiões distantes, abaixo de 1.000 m, ocorrem vasas constituídas de carapaças de microrganismos planctônicos, que indicam a total ausência de aporte sedimentar siliciclástico atual na área.

Sedimentos amostrados

Os poços 1-RJS-368 e 1-RJS-412, perfurados na Bacia de Campos, forneceram amostras de sedimentos do Talude Continental. As amostras foram obtidas por sondagens geotécnicas que visavam à

coleta de material para ensaios de testes geomecânicos.

No material recuperado por estas sondagens, foi possível coletar 11 amostras no poço 1-RJS-368, em profundidades variando de 4 a 144 m, em intervalos não regulares, e 11 amostras no poço 1-RJS-412, em profundidades variando de 0,15 a 90 m, igualmente em intervalos não regulares (Tabela 7). A descrição macroscópica destas amostras encontra-se na Tabela 7.

Tabela 7 - Amostragem e descrição macroscópica
das amostras coletadas no Talude
Continental (RJ) (ver Fig.9)

AMOS- TRA	COR	PROF. (m)	CLASSIFI- CAÇÃO (TAB.1)	C O N	M I C	F E L	U M I	S A L	C A R	M O R	SIL. & ARG. (%) VISUAL
RJS- 368											
1	CIN	4,0	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	70X30
2	CIN	18,0	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	70X30
3	CIN	37,0	LAMA	X	-	-	X	-	X	-	60X40
4	CIN	46,0	LAMA	-	-	X	X	-	-	-	70X30
5	CIN	65,0	LAMA	X	-	-	X	-	X	-	70X30
6	CIN	75,0	LAMA	X	-	-	X	-	X	-	60X40
7	CIN	84,0	SILTE	X	-	-	X	-	X	-	80X20
8	CIN	93,5	SILTE	X	-	-	X	-	X	-	70X30
9	CIN	112,5	SILTE	X	-	-	X	-	X	-	70X30
10	CIN	122,0	SILTE	X	-	-	X	-	X	-	60X40
11	CIN	145,0	SILTE	-	-	X	X	-	-	-	60X40
RJS- 412											
1	CIN	0,2	LAMA	X	-	-	X	-	X	-	70X30
2	CIN	10,2	LAMA	X	-	-	X	-	X	-	60X40
3	CIN	19,0	LAMA	X	-	-	X	-	X	-	60X40
4	CIN	29,2	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	50X50
5	CIN	34,0	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	60X40
6	CIN	39,0	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	60X40
7	CIN	48,0	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	50X50
8	CIN	59,0	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	50X50
9	CIN	72,0	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	50X50
10	CIN	72,0	LAMA	X	-	-	X	-	X	-	60X40
11	CIN	79,0	LAMA	X	-	-	X	-	X	-	50X50
CON. = conchas MIC. = micas FEL. = feldspato X=presente UMI. = umidade SAL. = sais CAR. = carbonatos CIN.=cinza MOR. = material orgânico SIL. = silte ARG. = argila											

A amostragem em ambos os poços mostrou um sedimento homogêneo caracterizado por lama de cor cinza, com grande quantidade de microrganismos.

Cada amostra, com aproximadamente 100 gramas, foi preservada com papel apropriado (saran) para evitar o ressecamento do material.

Composição mineralógica

As amostras, analisadas por DRX, forneceram os resultados apresentados nas Tabelas 8A e 8B:

Tabela 8A- Resultados das análises de DRX das amostras coletadas no Talude Continental(RJ)
(poço 1-RJS-368)

[illegible]

Tabela 8B- Resultados das análises de DRX das amostras coletadas no Talude Continental(RJ)
(poço 1-RJS-412)(inf.escrita, Anjos, 1991)

AMOSTRA	TIPO	C	FK	P	Q	A	CL	K	I	IS
RJS412-1	RT	20	5	5	35	35	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	-	--	--	--	45	15	40
RJS412-2	RT	15	--	15	30	40	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	20	10	35	35
RJS412-3	RT	10	--	15	35	40	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	15	10	25	50
RJS412-4	RT	15	--	10	30	45	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	20	10	30	40
RJS412-5	RT	10	--	10	40	40	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	20	5	30	45
RJS412-6	RT	10	--	10	40	40	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	20	10	30	40
RJS412-7	RT	15	--	10	25	50	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	15	15	30	40
RJS412-8	RT	10	--	10	35	45	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	20	5	30	45
RJS412-9	RT	15	--	10	30	45	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	15	10	30	45
RJS412-10	RT	20	--	10	30	40	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	20	5	30	45
RJS412-11	RT	10	--	10	30	50	--	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	20	5	35	40

C=calcita FK = feldspato potássico P = plagioclásio
Q = quartzo A = argila I = ilita
CL = clorita K = caulinita IS = interestratificado
RT = rocha total ilita-esmectita

5.4 Plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas (AM)

A Foz do Rio Amazonas é uma feição deposicional marcante da margem continental norte brasileira, com 700 Km de extensão e larguras entre 250 km, na quebra da plataforma e 650 Km, no seu extremo norte (Appi et al., 1988)(Fig.10).

Nittrouer et al.(1983) propõem dividir morfologicamente a região em plataforma interna (profundidade da lâmina de água inferior a 70 m), com predomínio de argila siltosa e algumas areias eventualmente expostas na foz do rio; e plataforma externa (lâmina de água entre 70 e 100 m), recoberta por areia de granulometria fina que representa uma camada arenosa transgressiva.

A desembocadura do Rio Amazonas, predominantemente subaquosa, tem a profundidade da água aumentando gradualmente *offshore*, em função da alta taxa de acumulação de sedimentos (geralmente maior do que 1 cm/ano). Isso porque a descarga dos sedimentos do Rio Amazonas é estimada em $1,2 \cdot 10^9$ t/ano, sendo composta aproximadamente de 85 a 95% de silte e sedimentos na fração argila (Gibbs, 1967). Esses sedimentos provêm essencialmente das seguintes fontes (inf. verbal Szatmari, 1992):

- Região dos Andes - englobando rochas ígneas do Cretáceo-Terciário, sedimentos paleozóicos dobrados e rochas ígneo-metamórficas do Pré-Cambriano;

- Escudo das Guianas e do Guaporé - metassedimentos do Pré-Cambriano;

- Rochas sedimentares e rochas vulcânicas retrabalhadas de idade meso-terciária.

As correntes costeiras e as marés são responsáveis pela dispersão dos sedimentos nessa região. A Corrente Costeira Norte Brasileira (CCNB)(Fig.10) é a mais importante e varre a plataforma adjacente à Foz do Rio Amazonas na direção Noroeste atingindo velocidades de 75 cm/s. Além disso, as marés também são extremamente energéticas podendo atingir até amplitudes de 10m (Gibbs, 1982).

Sedimentos amostrados

A plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas é dominada por uma pluma superficial de água salobra formada a partir da mistura da água doce do Rio Amazonas com as águas de alta salinidade do oceano. A região é caracterizada por processos físicos ativos e de alta energia que propiciaram, segundo Nittrouer et al.(1990), que aproximadamente 2/3 da descarga do rio aí se acumulasse.

As lamas recentes, coletadas na plataforma interna, segundo o proposto por Nittrouer et al.(1983)(sondagem FRA-103 na Fig.10), foram analisadas em termos de Rb, de Sr e razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. As amostras analisadas foram cedidas pelo professor Dr. Alberto Figueiredo, do Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR), do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense(UFF).

As lamas de origem recente foram amostradas através de testemunhagem do tipo *kasten core* com preservação especial para estudos geoquímicos. As amostras coletadas em profundidades variando entre 0 e 60 cm, em intervalos regulares (0, 10, 20, 30, 40, 50 e 60 cm), tem peso médio em torno de 100 gramas.

São lamas de cor cinza, ricas em detritos orgânicos, com presença de halita, anidrita e de eventuais fragmentos micáceos.

De um total de 40 amostras, somente 6 foram analisadas, uma vez que as outras 34 apresentavam elevados teores de anidrita, halita, fragmentos líticos e de cristais além de matéria orgânica em abundância. A relação e a descrição macroscópica das amostras analisadas encontra-se na Tabela 9.

Tabela 9 - Amostragem e descrição macroscópica das amostras coletadas na plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas (AM)(Fig.10)

AMOS- TRAS	COR	PROF. (cm)	CLASSIFI- CAÇÃO (TAB.1)	C O N	M I C	F E L	U M I	S A L	C A R	M O R	SIL. & ARG. (%) VISUAL
FRA- 103											
1	CIN.	10	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	50X50
2	CIN.	20	LAMA	-	-	-	X	-	X	X	60X40
3	CIN.	30	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	50X50
4	CIN.	40	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	60X40
5	CIN.	50	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	60X40
6	CIN.	60	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	70X30
CON. = conchas MIC. = micas FEL. = feldspato UMI. = umidade SAL. = sais CAR. = carbonatos MOR. = material orgânico SIL. = silte ARG. = argila CIN. = cinza X = presente											

Composição mineralógica

As amostras apresentaram os seguintes resultados, quando analisadas ao DRX (Tabela 10):

Tabela 10 - Resultado das análises de DRX das amostras coletadas na plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas(ver Fig.10)

AMOSTRA	TIPO	C	FK	P	Q	A	CL	I	IS
FRA103-1*	RT	--	5	10	40	45	--	--	--
	F<2 μ	--	-	--	--	--	30	30	40
FRA103-2*	RT	10	5	10	45	30	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	45	20	35
FRA103-3*	RT	5	10	15	40	30	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	50	25	25
FRA103-4*	RT	5	5	10	40	40	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	45	20	35
FRA103-5*	RT	--	10	20	40	30	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	20	45	35
FRA103-6*	RT	5	10	10	35	40	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	--	45	20	35
C=calcita FK=felds.potássico *=halita(tracos) P=plagioclásio Q=quartzo A=argila CL=clorita I=ilita RT=rocha total IS = interestratificado ilita-esmectita									

5.5 Região da Baixada de Jacarepaguá (RJ)

Baixada de Jacarepaguá é a denominação genérica que engloba a área de Jacarepaguá, baía de Sepetiba e Santa Cruz. Toda a área localiza-se no município do Rio de Janeiro, parte sul.

A área tem aproximadamente 400 km² onde 130 km² são ocupados por rochas aflorantes do embasamento cristalino; 120 km² cobertos por sedimentos quaternários e 150 km² cobertos por sedimentos marinhos imersos.

As rochas sedimentares depositadas na Baixada de Jacarepaguá refletem três ciclos deposicionais diferentes, correspondendo também a três idades distintas: sedimentos pliocênicos, sedimentos pleistocênicos e sedimentos holocênicos.

Segundo Roncaratti e Neves(1976), o primeiro ciclo desenvolveu-se em ambiente continental, com depósitos de leques aluviais em clima semi-árido; o segundo, em ambiente continental, teve início com depósitos de um complexo fluvial em clima úmido, seguido de depósitos de leques aluviais em clima semi-árido e, por último, retorno de condições mais úmidas mas, ainda com depósitos de leques aluviais; o terceiro e último ciclo de sedimentação ocorreu em ambiente litorâneo, por efeito de uma transgressão marinha, formando-se primeiro o depósito de areias de fundo de enseada, seguidos de depósitos de restingas e lagunas, finalmente recobertos por turfas.

A área foi escolhida para amostragem em razão da facilidade de acesso, diversidade de fácies representadas e proximidade com o embasamento Pré-Cambriano.

A área fonte é representada por rochas supracrustais, em geral, retrabalhadas tectonicamente no Ciclo Brasileiro. Inúmeras intrusões graníticas, também de idade brasileira, cortam as rochas mais antigas e regeneradas. Rochas alcalinas mesozóicas formam um *trend* que corta diagonalmente a direção N40-50E dos metamorfitos e cataclasitos regionais (Cordani *et al.*, 1984).

Na região, de acordo com a orientação do geólogo Hélio Roncaratti, foram amostrados os seguintes pontos (Fig.11):

- embasamento Pré-Cambriano não alterado;
- embasamento Pré-Cambriano alterado/ tálus;
- planície de inundação do Rio Guandu;
- planície de maré;
- canal do Rio Vargem Pequena.

Sedimentos amostrados

Amostras do embasamento Pré-Cambriano foram coletadas em afloramento no início da estrada de Grota Funda (Fig.11). Trata-se de um granito-gnáissico, de coloração cinza avermelhada e caracterizado por cristais de feldspato potássico que atingem até 1 cm de comprimento e se encontram inalterados.

Algumas amostras do mesmo embasamento, porém visualmente intemperizado, foram coletadas em uma zona de tálus, aproximadamente a 200 m do ponto anterior. Nesse caso, o feldspato potássico encontra-se alterado, microfraturado e de coloração esbranquiçada.

As amostras de sedimentos coletadas na área da Baixada de Jacarepaguá foram obtidas entre 20 e 40 cm de profundidade, através de trado manual. Nesta amostragem, procurou-se seguir os critérios propostos por Thomaz-Filho e Lima(1979). Sendo assim, em cada ponto, as amostras foram coletadas com espaçamento centimétrico.

São sedimentos com teor de argila variando de 20 a 65%, ou seja, siltes e lamas (Tabela 11). De acordo com o ambiente amostrado, observam-se mudanças no teor de matéria orgânica e dos minerais micáceos. A planície de inundação do Rio Guandu foi amostrada em 2 pontos (Fig.11), nas proximidades do canal de São Francisco. Foram escolhidos locais com vegetação nativa, com o objetivo de se evitar possíveis influências da atividade humana, como, por exemplo, adubos. O cálcio presente em adubos pode conter Sr que influi nos resultados obtidos.

A identificação e a descrição macroscópica das amostras encontra-se na Tabela 11.

Tabela 11 - Amostragem e descrição macroscópica das
macroscópica das amostras coletadas na
região da Baixada de Jacarépagua (RJ)
(ver Fig.11)

AMOS- TRAS	COR	AMB.	CLASSIFI- CAÇÃO (TAB.1)	C O N	M I C	F E L	U M I	S A L	C A R	M O R	SIL. & ARG. (%) VISUAL
JA 1	CAS.	PI	LAMA	-	X	X	X	-	-	X	40X60
2	CAS.	PI	LAMA	-	X	X	X	-	-	X	50X50
3	CAS.	PI	ARG.	-	X	X	X	-	-	X	0X100
4	CAS.	PI	LAMA	-	X	X	X	-	-	X	60X40
5	CAS.	PI	LAMA	-	X	X	X	-	-	X	50X50
6	CAS.	PI	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	50X50
7	CAS.	PI	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	60X40
8	CAS.	PI	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	50X50
9	CAS.	PI	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	60X40
10	CAS.	PI	LAMA	-	-	-	X	-	-	X	40X60
11	PRETA	PM	LAMA	-	-	-	X	X	-	X	70X30
12	PRETA	PM	LAMA	-	-	-	X	X	-	X	70X30
13	PRETA	PM	LAMA	-	-	-	X	X	-	X	70X30
14	PRETA	PM	LAMA	-	-	-	X	X	-	X	70X30
15	PRETA	PM	SIL.	-	-	-	X	X	-	X	80X20
16	PRETA	PM	SIL.	-	-	-	X	X	X	X	80X20
17	PRETA	PM	LAMA	-	-	-	X	X	X	X	70X30
18	PRETA	PM	SIL.	-	-	-	X	X	X	X	80X20
19	CIN.	CR	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	60X40
20	CIN.	CR	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	60X40
21	CIN.	CR	SIL.	-	-	-	X	-	X	-	80X20
22	CIN.	CR	LAMA	-	-	-	X	-	X	-	70X30
CON. = conchas MIC. = micas FEL. = feldspato UMI. = umidade SAL. = sais CAR. = carbonatos MOR. = material orgânico SIL. = silte ARG. = argila X=presente AMB=ambiente CAS=castanho CIN.=cinza PI=planície de inundação PM=planície de maré CR=canal/rio											

A planície de maré, amostrada num período de maré baixa, caracteriza-se por intensa atividade biológica, ocasionando o revolvimento do solo.

O canal do Rio Vargem Pequena foi amostrado aproveitando-se uma obra de reparo numa pequena ponte, o que ocasionou o desvio do curso do rio e exposição do canal. Nessa área, o rio tem uma largura de aproximadamente 5 m e profundidade em torno de 1 metro.

Foi coletado o material que permanece em suspensão na água do Rio Guandu. A coleta foi efetuada na região central da ponte sobre o Canal de São Francisco (Fig.11). A precipitação do material em suspensão foi acelerada com a adição de hidróxido de amônia. Foram obtidos 30 gramas de material em suspensão, a partir de 16 litros de água do Rio Guandu, ao qual foram incluídos 1,5 litros de hidróxido de amônia. O material em suspensão apresentou cor preta, indicando grande quantidade de matéria orgânica. O alto teor de matéria orgânica foi confirmado pela reação com água oxigenada, após o que restaram 3 gramas de resíduo argiloso.

Composição mineralógica

Os sedimentos coletados na Baixada de Jacarepaguá apresentaram as seguintes composições mineralógicas, quando analisados por DRX (Tabelas 12A, 12B e 12C):

Tabela 12A - Resultados das análises de DRX dos sedimentos coletados na região da Baixada de Jacarepaguá (RJ)-Planície de Inundação (inf.escrita, Anjos,1991)

AMOSTRA	TIPO	FK	P	Q	A	K	I	IS
JA1	RT	10	--	30	60	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	80	10	10
JA2	RT	15	--	30	55	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	80	5	15
JA3	RT	--	--	--	100	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	100	--	--
JA4	RT	15	5	60	20	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	75	--	25
JA5	RT	5	5	25	65	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	80	10	10
JA6 *	RT	--	--	60	40	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	100	--	--
JA7 *	RT	--	--	65	35	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	100	--	--
JA8 *	RT	--	--	50	50	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	100	--	--
JA9 *	RT	--	--	55	45	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	100	--	--
JA10 *	RT	--	--	40	60	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	100	--	--

FK = feldspato potássico P= plagioclásio *=gibsita
Q = quartzo A= argila K= caulinita RT=rocha total
I = ilita IS = interestratificado ilita-esmectita

Tabela 12B - Resultados das análises de DRX dos sedimentos coletados na Baixada de Jacarepaguá (RJ)-Planície de Maré (inf.escrita, Anjos, 1991)

AMOSTRA	TIPO	FK	P	Q	A	K	I	IS
JA11	RT	10	10	50	30	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	40	30	30
JA12	RT	10	10	50	30	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	40	30	30
JA13	RT	10	10	50	30	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	40	30	30
JA14	RT	10	10	50	30	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	30	25	45
JA15	RT	10	10	65	15	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	30	20	50
JA16	RT	15	10	60	15	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	35	20	45
JA17	RT	20	10	45	25	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	30	25	45
JA18	RT	20	25	40	15	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	30	20	50
FK = feldspato potássico P = plagioclásio Q = quartzo A=argila K=caulinita RT=rocha total I = ilita IS = interestratificado ilita-esmectita								

Tabela 12C - Resultado das análises de DRX dos sedimentos coletados na Baixada de Jacarepaguá (RJ)-Canal de Rio

AMOSTRA	TIPO	FK	P	Q	A	K	I	IS
JA19	RT	20	15	30	35	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	50	--	50
JA20	RT	20	15	30	35	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	45	--	55
JA21	RT	30	10	40	20	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	50	--	50
JA22	RT	25	15	35	25	--	--	--
	F<2 μ	--	--	--	--	45	--	55
<p>FK = <i>feldspato potássico</i> P = <i>plagioclásio</i> Q = <i>quartzo</i> A=<i>argila</i> K=<i>caulinita</i> RT=<i>rocha total</i> I = <i>ilita</i> IS = <i>interestratificado ilita esmectita</i></p>								

6. COMPORTAMENTO DO RUBÍDIO E DO ESTRÔNCIO NOS SEDIMENTOS RECENTES

6.1 Influência da amostragem

Cordani et al.(1985A) evidenciam que uma amostragem adequada é essencial para o sucesso da aplicação do método isocrônico Rb/Sr em rochas sedimentares argilosas. Isso porque prevalecendo os processos de mistura mecânica do material detrítico na bacia deposicional, quanto menores forem as distâncias entre as amostras coletadas dentro de uma mesma camada sedimentar, maior será a possibilidade de se obter amostras do tipo RT, contendo Sr com composição isotópica aproximadamente uniforme no momento da deposição. Nesse sentido, Thomaz-Filho e Lima(1979) enfatizam que as amostras devem representar uma pequena fração do ambiente maior e propõem um esquema para amostragem de sedimentos que pode ser observado na figura 12.

Com o objetivo de testar esse modelo de amostragem e verificar a possibilidade de se coletar sedimentos recentes cujas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostrem tendência à uniformidade, foram amostrados e analisados sedimentos da região do Delta do Rio Paraíba do Sul, da plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas e da região da Baixada de Jacarepaguá.

As amostras PS1 a PS6, coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul (Fig.6), não seguiram o esquema proposto por Thomaz-Filho e Lima(1979) pois estão separadas entre si por quilômetros. Elas apresentam valores da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando entre 0,709 e 0,729 (Tabela 13). Os pontos, quando plotados num diagrama do tipo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ X $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fig.13), mostram uma tendência de alinhamento. Deve-se ressaltar que a amostra PS1 corresponde aos sedimentos depositados na planície de inundação atual do rio Paraíba do Sul. A amostra PS6, sedimento químico-evaporítico, representa a composição isotópica da água do mar atual ($0,70906 \pm 0,00003$, segundo Faure, 1986). O resultado da isócrona é de 454 Ma. Esse valor não tem significado geológico uma vez que se trata de sedimentos recentes que refletem o Sr radiogênico herdado da rocha fonte.

$$R_0 = 0,70886 \pm 0,00013 \quad \text{Idade} = 454 \text{ Ma}$$

● PS1 = Amostra de sedimento (ver Tabela 13)

Figura- 13 -

Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ das amostras RT coletadas no Delta do Rio Paraíba do Sul.

Tabela 13 - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para as amostras RT coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul(ver Fig.6)

AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
PS1	75,5	92,7	0,728930	2,362
PS2	65,0	201,7	0,716740	0,934
PS3	68,8	150,1	0,716020	1,328
PS4	30,9	212,7	0,711880	0,421
PS5	56,8	42,5	0,726680	3,866
PS6	11,4	1416,0	0,709920	0,023

No caso das amostras coletadas na plataforma adjacente à Foz do Rio Amazonas (FRA103-1 a FRA103-6) (Fig.10), cujo intervalo vertical de amostragem é da ordem de 10 cm, obtém-se os valores apresentados na figura 14. A razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varia de 0,714 a 0,717 (média em 0,716), variação consideravelmente menor quando comparada com a da região do Delta do Rio Paraíba do Sul. Observa-se uma certa tendência de se obter amostras com valores para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente uniformes embora a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ seja variável (entre 1,3 e 2,2), quando o intervalo de amostragem é reduzido. Isso confirma a importância do modelo de amostragem proposto por Thomaz-Filho e Lima(1979).

Na região da Baixada de Jacarepaguá, mais especificamente na planície de maré, foram coletados 2 conjuntos de amostras segundo o esquema da figura 15, onde também podem ser visualizados os resultados obtidos. Para o primeiro conjunto de amostras, os valores de Rb variam de 43 a 63 ppm e os de Sr de 73,5 a 80,0 ppm. Para o segundo conjunto, os valores encontrados foram de 79 a 96 ppm e de 103 a 121 ppm, respectivamente. As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentam valores relativamente uniformes em ambas as situações (0,718 e 0,719), enquanto a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ tem valores variáveis (1,6 a 2,4)(Fig.15). Esses dados não estão de acordo com as idéias de Morton(1983), quando afirma que o processo mecânico sugerido por Cordani et al.(1978 e 1985A)

FRA103/1 a 6 = amostras (ver Tabela 09)

$$R_o = 0,70763 \pm 0,0011 \quad \text{Idade} = 358,7\text{Ma}$$

Figura- 14 -
Amostragem, teores de Rb, Sr, razões isotópicas e
isócrona dos sedimentos coletados na plataforma
continental adjacente à foz do Rio Amazonas

(ver Fig.10) FES

Am.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
JA11	43	73,5	,718890	1,694
JA12	53	80,0	,718720	1,919
JA13	63	73,5	,719280	2,482

Am.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
JA14	93	121	,71951	2,227
JA15	96	103	,71956	2,701
JA16	79	107	,71952	2,139
JA17	78	117	,71951	1,932
JA18	95	113	,71915	2,436

Figura- 15 -

Amostragem e teores de Rb, Sr e razões isotópicas dos sedimentos coletados na planície de maré da Baixada de Jacarepaguá(RJ).

● Ponto amostrado

FES

pode perfeitamente uniformizar os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (inicial) mas também tenderá a uniformizar os valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

De todos os esquemas de amostragem avaliados, aquele utilizado na região da Baixada de Jacarepaguá foi o que aparentou ser o melhor, pois identificou microambientes (escala centimétrica) caracterizados por composições isotópicas semelhantes. Trocas químicas entre a $F < 2\mu$ e a água do mar (halmirólise) parecem ter favorecido a uniformização da composição isotópica do Sr já que eles são processos efetivos em pequenas distâncias (inf.verbal, Chang, 1991).

6.2 Influência dos fatores ambientais

Na região da Baixada de Jacarepaguá foram coletadas 22 amostras representativas de diferentes ambientes dentro de um sistema deposicional maior: planície de inundação do Rio Guandu (Fig.11A); planície de maré (Fig.11B); e canal do Rio Vargem Pequena (Fig.11C). A amostragem seguiu os critérios de Thomaz-Filho e Lima(1979), procurando manter um reduzido espaçamento entre os pontos coletados.

A composição mineralógica das amostras, de forma geral, é semelhante, refletindo área fonte comum (Tabelas 12A, B e C). Pequenas diferenças são observadas em relação ao teor de caulinita e illita ($F < 2\mu$). A caulinita é o argilomineral mais abundante e estável nas amostras da planície de inundação, enquanto a illita degradada, aparece com maiores teores nas amostras da planície de maré.

Os resultados das análises para determinação dos teores de Rb, de Sr e razões isotópicas encontram-se nas Tabelas 14A, 14B e 14C.

Tabela 14A - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para amostras RT coletadas na região da Baixada de Jacarepaguá(RJ) - Planície de Inundação

AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
JA1	74,5	54	0,728000	3,999
JA2	79	54,5	0,727790	4,201
JA3	41	40,5	0,738670	2,937
JA4	103	115	0,739200	3,825
JA5	95	72	0,728350	2,599
JA6	0	23	0,719480	—
JA7	6	11	0,720380	1,581
JA8	1	9	0,717410	0,322
JA9	0	10	0,717910	—
JA10	0	15	0,718610	—

Tabela 14B - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para amostras RT coletadas na região da Baixada de Jacarepaguá (RJ) - Planície de Maré

AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
JA11	43	73,5	0,718890	1,694
JA12	53	80	0,718720	1,919
JA13	63	73,5	0,719280	2,482
JA14	93	121	0,719510	2,227
JA15	96	103	0,719560	2,701
JA16	79	107	0,719520	2,139
JA17	78	117	0,717951	1,932
JA18	95	113	0,719150	2,436

Tabela 14C - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para amostras RT coletadas na região da Baixada de Jacarepaguá(RJ) - Canal de Rio

AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
JA19	193,5	262,5	0,716700	2,134
JA20	220,5	303,5	0,717110	2,104
JA21	207	307,5	0,717430	1,949
JA22	170,5	361,5	0,713900	1,365

Os sedimentos da planície de inundação associada ao Rio Guandu foram coletados em 2 pontos ao longo do Canal de São Francisco (Fig.11A). As amostras JA1 a JA5 (Tabela 14A) localizam-se nas proximidades do embasamento aflorante, enquanto as amostras JA6 a JA10 já estão nas cercanias da foz do Rio Guandu.

As amostras JA1 a JA5 mostram valores bastante elevados para as razões isotópicas, função da presença de fragmentos de feldspato potássico, de plagioclásio e de argilominerais detríticos que ainda contém Sr radiogênico herdado da rocha fonte.

As amostras JA6 a JA10 tem composição mineralógica muito simples, onde predominam minerais como o quartzo, caulinita e traços de gibbsita, indicativos da atuação de intensos processos de intemperismo químico. A acentuada lixiviação ocasionou a dissolução total dos minerais potássicos e, conseqüentemente, o teor de Rb é inferior ao limite de detecção do espectômetro, que, no caso, é de 3 ppm (inf. verbal, Kawashita, 1991) (Tabela 14A). Com relação ao Sr, verifica-se sua presença, apesar dos minerais cálcicos terem sido totalmente dissolvidos. O Sr, cuja razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varia de 0,717 a 0,720, encontra-se adsorvido nas caulinitas, conforme já demonstrado por Clauer (1979B e 1981A), indicando a contribuição do Sr radiogênico herdado, que ainda permanece mesmo nos estágios avançados de alteração.

As amostras JA11 a JA18 (da planície de maré) foram coletadas em dois pontos (Fig.11B) distantes 5 metros entre si. Considerados individualmente, cada grupo de amostras têm valores

para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muito semelhantes (médias: 0,718 e 0,719) (Tabela 14B) indicativas de terem sido uniformizadas isotopicamente. A composição mineralógica desses sedimentos inclui feldspato potássico predominante, plagioclásio, quartzo e argilominerais (caulinita, ilita e ilita-esmectita) (Tabela 12C). A ilita que aí ocorre é, segundo Edzwald e O'Melia(1975), característica de ambientes associados com maré. A ilita, durante os processos intempéricos, pode perder íons K^+ das arestas expostas das suas partículas formando a ilita *degradada*. A ilita *degradada* é deficiente em K^+ e pode readsorver esse íon juntamente com o íon Rb do meio ambiente. Esse processo ocorre associado com a halmirólise e contribui para necessária dispersão dos valores da razão isotópica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ quando da construção de uma isócrona.

As amostras JA6 a JA10 apresentam composição isotópica do Sr similar àquela apresentada pelas amostras JA11 a JA18. Nesse caso, o mecanismo da dispersão uniforme dos detritos na bacia deposicional, conforme proposto por Cordani et al.(1978 e 1985A) é um fator que pode ter contribuído para tal comportamento.

As amostras coletadas no canal do Rio Vargem Pequena (JA19 a JA20) são caracterizadas por elevados teores de Rb (170,5 a 220,5 ppm) e de Sr (262,5 a 361,5 ppm), resultado da presença mais abundante de fragmentos de feldspato potássico e plagioclásio, quando comparadas com as amostras anteriores. O predomínio do interestratificado ilita-esmectita na $F < 2\mu$ e a presença de plagioclásio, minerais pouco resistentes ao transporte sedimentar, indicam a proximidade desses sedimentos com a área fonte (embasamento). Outra hipótese para a presença desses minerais é dada por Weaver(1989), que os associa ao rápido transporte por correntes fluviais. Esses minerais detríticos normalmente ocasionam incremento no valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por trazerem Sr radiogênico herdado da rocha fonte. Apesar disso, essa razão isotópica nas amostras do canal do Rio Vargem Pequena mantem-se relativamente baixa em função da eventual presença de calcita associada nesses sedimentos.

Clauer e Bonhomme(1974) mostram a importância da presença da esmectita para a uniformização isotópica do Sr nos sedimentos recentes. Nesse argilomineral, substituições nas folhas tetraédricas do Si^{4+} por Al^{3+} (em valores de até 15%) e do Al^{3+} pelo Mg^{2+} (camadas octaédricas), provocam uma deficiência em

cargas positivas nas camadas 2:1, compensada por diferentes meios, tais como substituições do O^{2-} no lugar do OH^- ; introdução de cátions na posição intercamadas e adsorção de cátions na superfície das partículas. Krauskopft(1967) mostra que, dos processos anteriores, adsorção de cátions e introdução de cátions nas posição intercamadas são os mais freqüentes nas esmectitas.

Clauer(1979A e 1979B) verifica que além das esmectitas, as caulinitas detríticas também podem adsorver Sr, possivelmente do meio ambiente. Na caulinita, a CTC é devida principalmente a ligações quebradas e aumenta com o decréscimo das dimensões das partículas (Santos,1975). Isso contribui, para o rebaixamento dos elevados valores da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial desses minerais, relacionados ao Sr radiogênico herdado da rocha fonte.

As amostras coletadas na região da Baixada de Jacarepaguá, quando plotadas globalmente num único diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ x $^{87}Rb/^{86}Sr$, mostram o comportamento observado na figura 16.

Na planície de inundação (amostras JA1 a JA10), a atuação dos processos intempéricos associados com intensa percolação de águas produz a lixiviação dos cátions adsorvidos aos argilominerais inclusive do Rb e do Sr ocasionando redução no valor da razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ que, em casos extremos, pode ser nula. Observa-se também uma redução do valor da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ embora esse valor seja ainda relativamente elevado quando comparado com o valor médio obtido para amostras de águas naturais e/ou marinhas.

Clauer(1981B), com base em análise de perfis de intemperismo, mostra que os processos aí atuantes aparentemente produzem a perda preferencial do Sr relativo a seu isótopo radiogênico. O equilíbrio isotópico é alcançado entre o Sr remanescente nos argilominerais e o Sr ambiente.

Nas amostras coletadas na planície de maré e no canal do rio Vargem Pequena (ver grupo B na Fig.16) o comportamento foi semelhante ao já observado com exceção da amostra JA22, caracterizada pela presença de calcita. Estas amostras apresentam predomínio do interestratificado illita-esmectita e da illita cuja presença indica que os cátions são removidos a uma velocidade menor propiciando eventuais trocas químicas entre as águas intersticiais e os argilominerais. Na planície de maré esses processos podem ser associados com halmirólise ocasionando a

A = planície de inundação

B = planície de maré e canal de rio

Figura- 16 -

Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para amostras coletadas em vários ambientes na região da Baixada de Jacarepaguá. (ver Tabelas 14 A, B e C)

retenção do íon K e, conseqüentemente, do Rb permitindo assim que a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ assuma ampla faixa de variação (dependendo da CTC da amostra). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ assume valores muito uniformes indicando tendência de equilíbrio com o valor da razão isotópica associada ao ambiente onde o argilomineral foi depositado. Os valores obtidos para a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são elevados e possivelmente refletem a composição isotópica para as águas intersticiais afetadas pelos produtos de dissolução principalmente dos minerais micáceos e dos feldspatos potássicos.

Conclui-se que, em ambientes onde predominem os processos intempéricos intensos, há efetiva redução dos teores de Rb, Sr e das razões isotópicas o que restringe o espalhamento dos pontos nos diagramas isocrônicos. Ambientes marinhos ou onde haja interação com águas marinhas (por exemplo, planícies de maré) associados com a presença de argilominerais expansivos e da ilita degradada permitem a atuação dos processos relacionados com a halmirólise. Nesse caso, a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ associada, em última análise, ao comportamento do íon K e a CTC dos argilominerais, pode assumir ampla variação permitindo o espalhamento dos pontos ao longo do eixo X dos diagramas isocrônicos.

6.3 Influência do pré-tratamento e da fração granulométrica

Adsorção dos íons na superfície externa e troca de cátions entre as camadas estruturais são características de alguns dos argilominerais.

As camadas dos argilominerais expansivos não são eletricamente neutras. Substituições isomórficas na estrutura cristalina ocasionam o excesso de cargas negativas desses minerais, que são balanceadas de um modo geral por cátions hidratados tais como Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} e Sr^{2+} no espaçamento intercamadas, em função de sua alta energia de hidratação. A energia de hidratação é a propriedade dos íons, quando em solução, de serem circundados por moléculas de água. Quando a energia de hidratação do íon é elevada, as moléculas de água a ele associadas são de difícil remoção. Na estrutura dos argilominerais, esses íons previnem o colapso das camadas e são intercambiáveis com íons presentes no meio ambiente.

Bofinger et al.(1968) propõe o emprego do ataque ácido para a remoção do Sr proveniente dos carbonatos, antes da determinação da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. O ataque ácido tem sido desde então recomendado na literatura (Chaudhuri e Brookins,1969; Cordani et al.,1978; Morton,1983 e Kralik,1984) como adequado para o aumento da razão Rb/Sr, ocasionando o melhor espalhamento dos pontos no diagrama isocrônico o que permite aumentar a precisão em determinações de idade pelo método Rb/Sr. A polêmica reside apenas em qual tipo de ácido deve ser utilizado na preparação das amostras.

As experiências de Bofinger et al. (1968) para avaliar a performance do ataque com HCl em termos dos fatores tempo de ataque e concentração do ácido (Fig.17), mostram que as quantidades de Rb e de Sr lixiviados, nos primeiros 5 minutos, por grama de RT, aumentam rapidamente em função da concentração do ácido até aproximadamente 0.5 N HCl e, após esse limite, os aumentos foram bem menos pronunciados. Na concentração de 1N HCl, a quantidade lixiviada em 5 minutos corresponde a 98% da quantidade lixiviada após 1 hora de reação. Esses fatos indicam acentuada redução na velocidade de lixiviação após 5 minutos. A velocidade inicial de lixiviação do Rb é menor que a do Sr.

A lixiviação com HCl pode ocasionar a remoção tanto do Rb quanto do Sr da estrutura dos argilominerais conforme demonstrado por Chaudhuri e Brookins(1969). A magnitude do Sr removido é maior do que a do Rb e, concomitantemente, há o aumento da relação Rb/Sr e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Esse fato ocorre independente da concentração do ácido utilizado e do tempo de ataque.

Morton(1983) discorda do uso de HCl como agente lixiviador baseando-se no trabalho de Newman(1970). Esse último autor propõe que os íons de H^+ do HCl são capazes de substituir os cátions intercambiáveis na estrutura do argilomineral e, além disso, reagem com o íon O^{2-} e formam OH^- , o qual pode repelir o potássio de sua posição original. Ainda segundo Morton(1983), ataques químicos, utilizando ácidos concentrados e por tempo prolongado, ocasionam danos à estrutura do argilomineral, originando uma mistura de Rb e de Sr lixiviados de partículas com diferentes comportamentos químicos, tamanhos e origens. Por essa razão e considerando o alto poder de troca do íon NH_4^+ , recomenda

Figura- 17 -

Diagrama mostrando quantidades relativas de Rb e Sr lixiviadas por grama de rocha. (Modif. Bofinger et al., 1968)

o uso do acetato de amônia ($\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$) em substituição ao HCl, para eliminação dos carbonatos.

As $F < 2\mu$ das amostras coletadas na região do delta do Rio Paraíba do Sul (Tabela 3) foram tratadas com HCl e com $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$. Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 15. Nas amostras tratadas com $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$, observa-se que os valores obtidos para o Rb são mais elevados, quando comparados com os resultados do tratamento com HCl. Comportamento não apresentado pela amostra PS5 a qual contém maior teor de argilas expansivas.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras tratadas com acetato também são mais elevadas em relação aquelas tratadas com HCl, indicando remoção mais efetiva do Sr ambiente (Sr^{86}) adsorvido nos argilominerais ou associado aos carbonatos. A razão isotópica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ também apresenta comportamento semelhante, com exceção da amostra PS5. Nessa amostra, rica no interestratificado do tipo illita-esmectita, os valores de ambas as razões são semelhantes, tanto no tratamento com HCl como com o uso de $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$.

Tabela 15 - Valores de Rb, de Sr e razões isotópicas para as $F < 2\mu$ das amostras coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul (ver Fig.6)

AMOSTRA	TIPO	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
PS1	1	82	19,5	0,734160	12,174
	2	96,5	15,0	0,739350	18,677
PS2	1	51,5	144,0	0,712460	1,036
	2	56,0	38,5	0,717910	4,214
PS3	1	50,0	112,0	0,712560	1,293
	2	50,0	47,5	0,716090	3,049
PS4	1	42,5	271,0	0,710490	0,454
	2	49,0	195,0	0,710940	0,727
PS5	1	44,0	41,0	0,714810	3,108
	2	46,0	43,0	0,718230	3,099
<p>1 = pré-tratamento com HCl 2 = pré-tratamento com $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$</p>					

Os resultados obtidos com as amostras pré-tratadas com HCl foram plotados num diagrama isocrônico e mostram o comportamento ilustrado pela reta 1 da figura 18. Os resultados das mesmas amostras, porém pré-tratadas com acetato de amônia, estão representados na isócrona 2. Comparando-se as duas isócronas verifica-se que elas são muito semelhantes, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais bastante próximas (0,70970 e 0,70971), assim como a inclinação das retas (Fig.18).

Em termos de resultado calculado para a idade Rb/Sr, obtém-se o valor de $143,6 \pm 3,4$ Ma para o HCl e $147,7 \pm 2,4$ MA para o acetato de amônia. A pequena diferença obtida nos valores não seria significativa nessa escala caso esses resultados tivessem algum significado geológico. Considerando-se que o uso do HCl é o método tradicional, tem apresentado bons resultados (Thomaz-Filho, 1976; Cordani et al., 1978, 1985A e 1985B) e que, nas condições de concentração e tempo de ataque normalmente utilizadas, mostrou não destruir as estruturas dos argilominerais, sugere-se manter o seu uso como agente lixiviador no pré-tratamento, visando à datação Rb/Sr. Além disso, o pré-tratamento das amostras com acetato de amônia é comparativamente mais trabalhoso, demandando um tempo bem mais longo para a preparação das amostras.

- Granulometria

A relação entre os valores de Rb, de Sr, razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e a granulometria já foi objeto de análise por vários autores. Morton (1983) reconhece um incremento na relação Rb/Sr com o decréscimo do tamanho do grão em frações finas onde predomina a illita, que é o mineral potássico normalmente enriquecido em Rb.

A amostra PS1 (Delta do Rio Paraíba do Sul; Tabelas 3 e 4) foi separada em frações com diferentes granulometrias, as quais foram analisadas e os resultados estão apresentados na Tabela 16.

● 1 = amostras pré-tratadas com HCl

$R_o = 0,70979 \pm 0,00005$ Idade = 143,6Ma

● 2 = amostras pré-tratadas com $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$

$R_o = 0,70971 \pm 0,0003$ Idade = 147,7Ma

Figura- 18 -

Diagrama isocrônico comparativo para amostras ($F < 2u$) tratadas com HCl e amostras tratadas com $\text{NH}_4\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2$

Tabela 16 - Resultados analíticos para as frações granulométricas separadas da amostra PS1 do Delta do Rio Paraíba do Sul (ver Fig.6)

AMOSTRAS	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	DRX
RT	75,5	92,7	0,728900	2,360	FK-Q K-IS
8<F<10	167	62	0,742370	7,822	FK-Q-P-C K-I-IS
6<F<8	156	61	0,738590	7,424	FK-Q K-I-IS
3<F<6	105	71	0,733960	4,291	FK-Q K-I-IS
1<F<3	145	48	0,735280	8,767	Q K-I-IS
0,5<F<1	104	39	0,734780	7,735	K-I-IS
F<0,5	61	23	0,733610	7,702	K-I-IS
<p>DRX=difratometria de raios X</p> <p>F=fração(μ) FK=feldspato potássico P=plagioclásio</p> <p>Q=quartzo C=calcita K=caulinita</p> <p>IS= interestratificado ilita-esmectita</p> <p>I=ilita</p>					

Verifica-se, inicialmente, uma mudança na composição mineralógica. Nas frações mais grosseiras ($3 < F < 10\mu$) há o predomínio de feldspato potássico, em geral, pouco alterado (confirmado pela análise da amostra ao MEV). Além do feldspato, ocorre caulinita mal formada, por vezes, confundindo-se com fragmentos de feldspato.

Observa-se, de forma geral, que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o teor de Sr diminuem gradualmente com a granulometria. As frações de sedimentos com menor granulometria tem teor de Sr e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais baixos, aproximando-se do provável valor das águas intersticiais. Os minerais das frações mais finas apresentam grandes áreas específicas o que facilita os fenômenos de troca

iônica entre os argilominerais e o meio aquoso no qual eles se encontram dispersos. A razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ tende a mostrar valores semelhantes, com exceção da fração $3 < F < 6\mu$.

Para Biscaye e Dasch(1971), as frações mais finas são mais ricas em Rb e, por isto, dão maior contribuição de ^{87}Sr . Isso só ocorre caso a fração mais fina seja enriquecida de minerais potássicos, tais como a illita. No caso analisado, a fração mais fina está enriquecida em caulinita, mineral não potássico, o que ocasiona um decréscimo no teor de Rb total, embora a relação $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ não acompanhe essa tendência.

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ decresce para as frações mais finas, o mesmo verificando-se com o Sr. A maior diferença para o Sr ocorre na passagem da $0,5 < F < 1$ para $F < 0,5\mu$. Apesar do decréscimo no valor, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ainda permanece elevada, provavelmente devido à presença de ^{87}Sr radiogênico, adquirido da rocha fonte, até mesmo nas frações mais finas. Somente argilominerais detríticos do tipo caulinita, illita e illita-esmectita, sem feições de recristalização ou neoformação, foram observados na fração mais fina quando visualizados ao MEV.

6.4 Influência da mineralogia

Sedimentos recentes apresentam predomínio de minerais detríticos, que trazem Sr radiogênico herdado da rocha fonte e, conseqüentemente, alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Whitney e Hurley, 1964; Dasch, 1969; Byscae e Dasch, 1971; Cordani et al., 1978 e Morton, 1983).

Um total de seis amostras foram coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul (Fig.6). Os seus teores de Rb, de Sr e as razões isotópicas (Tabela 17) foram determinadas na fração siltica ($F > 2\mu$) e na fração argila ($F < 2\mu$). Na fração siltica, mais grosseira, concentram-se os minerais de origem detrítica. Na fração argila, há a possibilidade de que as trocas químicas, facilitadas pelas menores dimensões dos fragmentos, ocasionem recristalizações e mesmo neoformação de minerais.

A composição mineralógica das seis amostras coletadas no Delta do Rio Paraíba do Sul (Fig.6) são, em geral, semelhantes entre si, incluindo calcita, dolomita, feldspato potássico, quartzo e argilominerais em proporções variadas (Tabela 4).

Os teores de Rb, de Sr e a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desses sedimentos, analisados sob forma de rocha total (RT), fração siltica ($F > 2\mu$) e fração argila ($F < 2\mu$) encontram-se nas Tabelas 13 e 17.

Tabela 17 - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para a fração siltica ($F > 2\mu$) e fração argila ($F < 2\mu$) das amostras do Delta do Rio Paraíba do Sul (ver Fig.6)

AMOSTRA	FRAÇÃO (μ)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
PS1	F > 2	76,5	110,0	0,729390	2,017
	F < 2	82,0	19,5	0,734116	12,173
PS2	F > 2	111,5	365,5	0,714190	0,883
	F < 2	51,5	144,0	0,712460	1,036
PS3	F > 2	100,0	195,5	0,719940	1,482
	F < 2	50,0	112,0	0,712460	1,293
PS4	F > 2	25,0	231,0	0,712120	0,313
	F < 2	42,5	271,0	0,710490	0,454
PS5	F > 2	110,5	80,7	0,729460	3,971
	F < 2	44,0	41,0	0,714810	3,108
PS6	F > 2	0,0	1657,5	0,709790	0,000
	F < 2	10,0	1010,0	0,709760	0,029

Os valores obtidos para a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas amostras em ambas as frações analisadas, são heterogêneos e superiores ao da água do mar. Isso confirma a contribuição dos minerais detríticos que apresentam excesso de ^{87}Sr em relação à água do mar, conforme é documentado por Dasch (1969).

Os maiores valores para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ na $F < 2\mu$ (Tabela 17), são observados nas amostras PS1 e PS5 novamente mostrando a influência do Sr radiogênico herdado da rocha fonte.

O valor da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ na amostra PS1 deve estar relacionado à presença do feldspato potássico (Tabela 4) com

elevado teor de K_2O (1,7% em peso) (Tabela 18). O Rb, embora seja levemente maior em termos de raio iônico, pode substituir o K na estrutura de minerais potássicos tais como o feldspato. Na amostra PS1, o feldspato potássico encontra-se parcialmente alterado para caulinita, conforme observado no MEV (Foto 3). Esses fragmentos de feldspato parcialmente caulinizados contêm alto teor de Rb e pequena concentração de Sr com elevada razão $^{87}Sr/^{86}Sr$. Horstman(1957) mostra que, na caulinita, o íon Rb^+ , não é controlado pelo K^+ . Nesse argilomineral, não existe posição estrutural para íons das dimensões do K ou do Rb, o que faz com que ocorreram como impurezas ou íons adsorvidos. Fordham(1973) mostra que, em argilominerais, o Sr também se localiza preferencialmente em posições de adsorção que, no caso da caulinita, são as bordas das camadas do mineral. Essa constatação fez Clauer(1979B) supor que as caulinitas podem trapear Sr de origem externa. Hossam (inf. verbal) comenta que o grau de adsorção de um elemento pela caulinita está relacionado à relação carga/superfície específica. Assim, elementos como o Rb, onde esta razão é reduzida, são pouco adsorvidos em comparação com elementos tais como o Sr, onde esta relação é mais elevada.

Foto 3 - (Amostra PS1;1500X;MEV)

Detalhe mostrando cristal de
feldspato em processo de
alteração para caulinita.

Tabela 18 - Resultados das análises químicas das amostras RT dos sedimentos coletados no Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul.

ELEMENTO	AMOSTRAS					
	PS1	PS2	PS3	PS4	PS5	PS6
SiO ₂ (%)	73,90	45,50	52,10	79,40	45,30	13,00
Al ₂ O ₃ (%)	12,80	21,00	18,00	5,10	23,60	0,23
Fe ₂ O ₃ (%)	3,20	4,60	3,80	0,75	4,70	< 0,10
FeO(%)	1,20	2,70	2,70	1,30	2,80	2,70
CaO(%)	0,55	3,40	2,10	3,70	0,27	35,00
MgO(%)	0,10	0,79	0,83	0,38	0,59	6,00
Na ₂ O(%)	0,67	0,40	0,83	0,60	0,31	2,20
K ₂ O(%)	1,70	1,20	1,60	1,10	1,10	0,17
MnO (%)	0,06	0,07	0,08	0,02	0,06	0,05
TiO ₂ (%)	0,82	1,00	0,92	0,47	0,98	< 0,05
P ₂ O ₅ (%)	0,09	0,14	0,15	< 0,05	0,10	0,11
S(ppm)	0,04	1,80	1,20	1,30	2,70	0,90
F(ppm)	236	410	350	150	310	256
Cl(ppm)	130	1500	5000	5000	630	> 5000
Sr(ppm)	110	300	230	290	78	1500
Rb(ppm)	87	74	81	42	76	10
Ba(ppm)	570	280	340	240	240	110
B(ppm)	12	34	29	24	17	92
Br(ppm)	<5	16	27	13	17	76
Nb(ppm)	26	23	23	10	12	30
V(ppm)	88	80	134	16	56	142
Zr(ppm)	480	440	470	460	210	114

A F<2 μ das amostras PS2, PS3 e PS4 também apresentam domínio de caulinita que, no caso, já perdeu completamente as características de sua origem feldspática (Foto 4). Com a intensa lixiviação do feldspato, observa-se conjuntamente a redução dos valores de Rb e da razão isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, embora o teor de Sr tenha sofrido um leve aumento em comparação com a amostra PS1. O

Foto 4 - (Amostra PS2;500X;MEV)
Caulinita detritica,
mal cristalizada.

Sr está associado com a calcita presente nessas amostras.

A amostra PS4 caracteriza-se pelo reduzido valor para o Rb, reflexo do decréscimo do teor de minerais potássicos e enriquecimento em quartzo (aproximadamente 90%, Tabela 4).

As análises químicas das amostras PS1 a PS6, sob a forma de RT, forneceram os resultados apresentados na Tabela 18. Como o K₂O se associa ao Rb e o CaO ao Sr, foram construídos os diagramas apresentados na figura 19, com o auxílio do programa *Supercalc* 5.0, para visualização do comportamento geoquímico desses elementos. A amostra PS6 por pertencer a um sistema químico evaporítico não foi considerada para a construção do diagrama. Observa-se a excelente correlação entre o CaO e o Sr (Fig.19A), mostrando o comportamento geoquímico semelhante desses elementos (Shaomou et al.,1988; Goldschmidt,1970). A correlação entre o K₂O e o Rb (Fig. 19B), apesar de ser observada, não é tão perfeita como no caso anterior. Clauer(1981B) mostra que o íon K⁺ é lixiviado mais rapidamente do que o íon Rb⁺, quando em condições intempéricas. A possível explicação para esse comportamento geoquímico deve estar relacionada à constatação de Sawhney(1972), que atribui ao raio iônico do Rb, levemente superior ao do K, sua melhor fixação na estrutura dos argilominerais.

As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr das amostras PS2 a PS5, em termos de RT, quando plotadas num diagrama (Fig.20) mostram uma boa correlação, indício de amostras cogenéticas (Mukhopadhyay, 1974). Comportamento semelhante também foi obtido para a F>2μ dessas mesmas amostras. As amostras PS1 e PS6 não seguem o mesmo padrão, pois não são cogenéticas tendo sido coletadas em ambientes com características distintas (Tabela 13).

A concentração atual do Sr e as razões isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr nas amostras PS2 a PS5 são o resultado da mistura do Sr herdado da rocha fonte e do Sr adsorvido do meio ambiente, o que pode ser visualizado no diagrama ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr X 1/Sr (Shaffer e Faure,1976; Boger e Faure,1976 e Clauer,1979B). Os resultados das amostras RT (PS2 a PS5), quando plotados nesse diagrama, mostram tendência a um alinhamento (Fig.21). Para Clauer(1979B), esse comportamento é compatível com a mistura de dois componentes com diferentes valores para a razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. A amostra PS5 é a que apresenta menor teor de Sr, porém, valor mais elevado para a razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Essa amostra provavelmente representa a composição

PS1= identificação da amostra

Figura- 19 -

Diagramas CaO(%) x Sr(ppm)(A) e K₂O(%) x Rb (ppm)(B) para amostras RT coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul (ver Tabela 18 e Fig. 6)

FES

● PS2 = amostra RT

$R_0 = 0,70999 \pm 0,00011$ Idade = 337,5Ma

● PS2 = amostra F > 2u

$R_0 = 0,70999 \pm 0,00016$ Idade = 330,2Ma

Figura- 20 -

Diagrama isocrônico para amostras RT e F > 2u coletadas na região do Delta do Rio Paraíba do Sul (ver Fig. 6)

isotópica do material no momento da deposição na bacia sedimentar pois mostra a presença do ^{87}Sr radiogênico herdado de rocha fonte (com características ácidas) associado preferencialmente aos argilominerais. Rochas com tendência ácida têm minerais potássicos, onde o Rb pode estar associado. Assim, produtos de alteração dessas rochas apresentam acumulação de ^{87}Sr radiogênico proveniente da desintegração do ^{87}Rb o que resulta em uma elevada razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

As amostras PS2, PS3 e PS4, enriquecidas em caulinita, segundo a interpretação do diagrama da figura 21, já mostram adsorção do Sr ambiente e, conseqüentemente, maior teor de Sr e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com valores menores, quando comparadas com a amostra PS5. Outra característica desse grupo são os elevados valores relativos dos elementos Cl, Na e K (Tabela 18), considerados como indicativos da atuação efetiva de águas marinhas, comprovada pelos processos dominados por ondas que são atuantes no delta (Baccocoli, 1971 e Castro, 1987).

A amostra PS5 tem a fração argila enriquecida no interestratificado illita-esmectita. A análise do comportamento do Rb e do Sr nesse tipo de material torna-se difícil, uma vez que os argilominerais expansivos, onde se inclui o interestratificado illita-esmectita, podem passar por rápidas transformações logo após a deposição, sem trocas químicas em grande escala. Essa proposição deve ser confirmada pela análise de maior número de amostras enriquecidas no argilomineral illita-esmectita o que também é sugerido por Clauer et al. (1984). O interestratificado illita-esmectita da amostra PS5, quando observado ao MEV, apresenta aspecto predominantemente detrítico, embora localmente mostre incipientes feições de recristalização (Foto 5). Wilson e Pittman (1977) e Clauer et al. (1984) consideram tais feições como indicativas de ajustes químicos dos argilominerais detríticos em relação ao novo ambiente, considerando-se que tais morfologias, extremamente delicadas, não se manteriam após o transporte sedimentar.

A amostra PS6 (Tabelas 3 e 4) é caracterizada pela presença de sais (halita e anidrita), de carbonatos (aragonita) e conchas, fragmentos de quartzo e de feldspato potássico e fração argila, cujo teor não foi possível quantificar. O teor obtido para o Rb (11,4 ppm) na RT é muito inferior ao obtido para o Sr (1416,0

Figura- 21 -

Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $1/\text{Sr}$ (Boger e Faure, 1976)
 para amostras RT coletadas no Delta do Rio
 Paraíba do Sul (ver Fig. 6)

Foto 5 - (Amostra PS5; 730X; MEV)

Detalhe mostrando interestratificado
ilita-esmectita detritico
com feições de recristalização.

ppm) (Tabela 13), ocasionando uma razão Rb/Sr, muito baixa, em torno de 0,008. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é de 0,709920, semelhante ao valor apresentado pela água do mar atual. As conchas carbonáticas, presentes no sedimento, também apresentaram valores semelhantes (determinações efetuadas em 2 conchas separadas da amostra de sedimento PS6 indicaram valores de $0,70923 \pm 0,00005$ e $0,70932 \pm 0,00005$ para a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Essas características, aliadas aos elevados teores de Cl, Na, Mg e V (Tabela 18), indicam ambiente hipersalino com precipitação de sais evaporíticos.

As amostras coletadas na região do Delta do Rio Açu(RN) (Fig.7) apresentam composições mais homogêneas, com o teor de silte atingindo, no máximo, 5%. As razões isotópicas e os valores para o Rb e o Sr obtidos em amostras RT da região do Delta do Rio Açu são apresentadas na Tabela 19.

Tabela 19 - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para as amostras RT coletadas na região do Delta do Rio Açu(RN)(ver Fig.7)

AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
RA1	115	408	0,713780	0,816
RA2	140	166	0,720690	2,444
RA3	113	409	0,713240	0,800
RA4	151	122	0,721690	3,587
RA5	140	205	0,717560	1,978
RA6	101	460	0,712080	0,636
RA7	111	427	0,712150	0,753
RA8	108	478	0,711750	0,654

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das frações RT variam de 0,712 a 0,720. Apesar do pequeno conteúdo de fração siltica, os valores para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são relativamente elevados, o que pode ser explicado pela presença de argilominerais de origem detrítica, também portadores de Sr radiogênico herdado da rocha fonte com alto teor de Rb (associado à composição ácida)(Clauer,1981B).

Amostras RA1 e RA3, cujas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são relativamente mais baixas, apresentam calcita e cristais de feldspato potássico muito alterados somente reconhecidos por análise ao MEV.

As amostras RA2, RA4 e RA5 são caracterizadas por reduzido teor de Sr, quando comparadas com as outras amostras, muito provavelmente devido à ausência de carbonatos aos quais o Sr estaria associado. A presença de fragmentos inalterados de mica (Foto 6) e de feldspato de composição potássica são fatores responsáveis pelos elevados teores de Rb e, conseqüentemente, alta razão isotópica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

A presença do feldspato potássico e micas (ilitas), em fases iniciais de alteração, associa-se a razões isotópicas elevadas (amostras RA2 e RA4), conforme já fora observado nas amostras da região do Delta do Rio Paraíba do Sul. No entanto, esses minerais, quando em estágios de alteração mais intensos, mostram uma redução relativa do ^{87}Sr herdado, devido à sua diluição no elemento Sr ambiente e uma substituição do K pelo Rb na sua estrutura (Kulp e Engels, 1963). Horstman (1957) e Goldschmidt (1970) mostram que os argilominerais apresentam enriquecimento relativo do Rb em relação ao K. O Rb apresenta um baixo valor para a energia de hidratação quando comparado aos outros elementos alcalinos e alcalino terrosos. Isso significa que o envelope de moléculas de água, que normalmente circunda os íons quando em solução, pode ser facilmente removido do Rb, permitindo então que eventuais posições intercamadas presentes na estrutura dos argilominerais expansivos sejam preenchidas por este íon anidro. Tal fato ocasiona o colapso das camadas para espessuras de 10 Å e a consequente retenção do Rb.

Nas amostras RA6, RA7 e RA8, o teor de Sr é mais elevado e a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é relativamente uniforme, situando-se entre 0,711 e 0,712, refletindo a presença do Sr ambiente, já que as amostras, conforme pode ser observado na figura 7, estão sob influência marinha. Ao MEV observa-se a presença de cristais de halita (ver Foto 1) confirmando a interação com águas de elevada salinidade, ambiente ideal para o desenvolvimento de processos associados com a halmirólise. Nessas amostras pode-se observar que a ilita-esmectita detrítica apresenta feições de recristalização muito incipientes.

Foto 6 - (Amostra RA2; 700X;MEV)
Fragmento de mica, inalterado.

Após a deposição do sedimento se processa a interação entre o material recém-depositado e as águas intersticiais presentes nos poros e caracterizadas por razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pouco elevada. A absorção do Sr ambiente, com menor teor do isótopo radiogênico ^{87}Sr , altera o valor da razão inicial do sedimento podendo ou não aproximá-lo do valor correspondente à água do mar. Tais processos ocorrem após a floculação e deposição do material provavelmente no que se convencionou como diagênese precoce (Singer e Muller, 1983).

6.5 Influência do intemperismo

Dasch (1969), estudando o comportamento dos isótopos de Sr em perfis de intemperismo, verifica que os processos de baixa temperatura são os responsáveis pelo comportamento do Rb e do Sr no futuro depósito sedimentar. Para o autor, são particularmente importantes os trends de variação dos elementos K e Ca em rochas alteradas pois, em geral, o Rb e o Sr apresentam comportamento análogo (Dasch et al., 1966; Bottino e Fullager, 1968).

Faure (1986) mostra que a relação Rb/Sr nas rochas alteradas é superior ao valor apresentado quando estas não se encontram alteradas, confirmando proposições de Dasch (1969). Uma explicação coerente para esse fato é que os minerais ricos em Rb, tais como as micas e os feldspatos potássicos, tendem a ser mais resistentes ao intemperismo químico do que os minerais cálcicos e ricos em Sr. Sendo assim, o Sr é mais facilmente lixiviado das rochas expostas aos processos intempéricos do que o Rb e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ deste Sr liberado em solução é geralmente inferior àquela apresentada pela rocha não alterada, conforme demonstra Brass (1975). Uma consequência importante deste comportamento é que o intemperismo químico tende a enriquecer a rocha alterada em ^{87}Sr e, conseqüentemente, os valores da relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são mais elevados do que aqueles obtidos em amostras de rochas não alteradas.

Os efeitos dos processos de intemperismo no feldspato potássico e seu reflexo nas propriedades geoquímicas e isotópicas do Rb e do Sr raramente tem sido analisados. Considerações desse tipo tornam-se importantes pois, conforme observado nos sedimentos coletados na região do Delta do Rio Paraíba do Sul, no Delta do

Rio Açu e no Talude Continental, importantes alterações no comportamento da razão isotópica desses elementos químicos contidos nos sedimentos estão relacionadas à presença de componentes detríticos onde predominam os fragmentos de feldspato potássico.

Na região da Baixada de Jacarepaguá, foram coletadas amostras do embasamento, visando à análise do comportamento do Rb e do Sr no feldspato potássico, quando em condições intempéricas. Os resultados obtidos são apresentados na figura 22 e Tabela 20.

Tabela 20 - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas obtidas na amostragem da região da Baixada de Jacarepaguá(RJ)(ver Fig.11)

AMOSTRA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
FNA	493	700	0,721010	2,041
FA	413,5	458	0,725570	2,618
SF>2 μ	167,5	146,5	0,735970	3,318
SF<2 μ	131,5	80,5	0,727280	4,737
PI	39,9	40,4	0,725586	1,946
PM	75,0	98,5	0,710072	2,191
<p>FNA=feldspato não alterado FA=feldspato alterado SF = material em suspensão na água do Rio Guandu >2=F>2μ <2=F<2μ PI=planície de inundação PM=planície de maré</p>				

A amostra do embasamento granito-gnáissico de idade brasileira (Roncaratti e Neves, 1976)(amostra FNA, Fig.22), coletada na Estrada de Grota Funda (Fig. 11), apresenta como característica mais marcante a presença de grandes cristais de feldspato potássico (comprimento médio em torno de 2 cm) de cor rosada. A análise petrográfica não mostrou alterações marcantes nesses cristais, que foram separados e analisados quimicamente obtendo-se um teor de K₂O em torno de 11,72% (Rb = 493 ppm) e de

CaO, em 0,52% (Sr = 700 ppm). São valores que, de acordo com Taylor e McLennan (1985), confirmam tratar-se de um feldspato potássico.

Em outro afloramento, onde o mesmo embasamento granito-gnáissico anteriormente amostrado apresenta sinais de alteração, foi coletada uma amostra (amostra FA, Fig.22) onde os cristais de feldspato potássico apresentam cor esbranquiçada, microfraturas e alterações incipientes para caulinita e illita-esmectita (identificada ao MEV). Em relação aos valores obtidos com o feldspato não alterado, observa-se para esses cristais de feldspato potássico alterado uma redução efetiva do teor de Ca e Sr (0,425% e 458 ppm), enquanto o K₂O e o Rb (11,025% e 413,5 ppm) permanecem praticamente inalterados.

As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ são mais elevadas para os cristais de feldspato alterado (FA na Fig. 22) o que provavelmente reflete lixiviação diferencial pois, inicialmente, observa-se a redução do teor de Ca e do Sr associado. O K acompanhado pelo Rb, parece ser mais resistente aos processos de lixiviação, concentrando-se no resíduo de alteração, o que ocasiona incremento na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, confirmando as idéias de Brass (1975).

Nessa mesma região (Baixada de Jacarepaguá), coletou-se o material em suspensão na água do Rio Guandu (SF na figura 22), resultante do aporte de produtos de intemperismo, associado predominantemente a diferentes tipos de rochas ácidas na área fonte. A $F > 2\ \mu$ desse material compõe-se de minerais tais como caulinita, illita, illita-esmectita e fragmentos de feldspato potássico, enquanto na $F < 2\ \mu$, caulinita e illita-esmectita são os argilominerais dominantes. Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 20 e na figura 22. Pode-se observar que os valores obtidos para o Rb e o Sr são mais elevados na $F > 2\ \mu$ resultado da presença de fragmentos de minerais detríticos e de composição potássica. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, embora ainda com valor elevado (0,727280), é comparativamente menor (na $F < 2\ \mu$). A razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mostra incremento no valor pois os argilominerais dominantes nesta fração adsorvem preferencialmente o Rb.

Considerando-se que esse material em suspensão seja depositado na planície de inundação do Rio Guandu, foi utilizado para comparação a média dos valores obtidos para as amostras aí

Amostras*	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
FNA	493	700	,721010	2,041
FA	413,5	458	,725570	2,618
SF > 2u	167,5	146,5	,735970	3,318
SF < 2u	131,5	80,5	,727280	4,737
PI	39,9	40,4	,725586	1,9464
PM	75,0	98,5	,719072	2,191

Figura- 22 - *PI = média JA01 a JA10(Tabela 14A)
PM = média JA11 a JA18(Tabela 14B)
Perfil de intemperismo na região da Baixada de Jacarepaguá(RJ)(ver Fig.11) *

coletadas (Fig.11 e Fig. 22, amostras JA1 a JA10) (PI=média dos valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em 0,725586 e da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ em 1,946). Nesse caso, a análise revela um decréscimo no teor de Rb, de Sr, e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, conforme a Tabela 20.

Esse mesmo material em suspensão na água do Rio Guandu, porém, quando depositado numa planície de maré (Fig.22 e Fig.15) (PM=média das amostras JA11 a JA18 em 0,719072 e 2,191), ou seja, sob influência de água marinha contendo Sr comum, apresentou discreta elevação do teor de Rb e de Sr, função da adsorção desses elementos pelos argilominerais. A maior ou menor adsorção de um elemento está relacionada à concentração desse elemento no ambiente e a CTC do argilomineral. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ decresce em relação às amostras da planície de inundação, mostrando a influência do Sr comum, tendendo ao equilíbrio com o valor da razão isotópica no meio ambiente. Em situações desse tipo, conforme já citado anteriormente, Kulp e Engels(1963) observaram a redução relativa do ^{87}Sr herdado, e a substituição do K pelo Rb, supondo-se então o aumento do valor da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Nas amostras de sedimento coletadas na planície de maré, observa-se a alteração do feldspato potássico e sua substituição por caulinita eventualmente acompanhada por minerais aciculares (Fotos 7 e 8). Trata-se de uma morfologia extremamente delicada, provavelmente resultado das reações entre os argilominerais detríticos e o novo ambiente (águas marinhas), ou seja, halmirólise.

Foto 7 - (Amostra JA17; 2500X; MEV)
Grão de feldspato potássico
em processo de alteração para
caulinita e morfologias
aciculares associadas ("x").

Foto 8 - Detalhe da foto anterior mostrando
os cristais aciculares provavelmente
com formação in situ.

6.6 Influência do soterramento

As 11 amostras coletadas no poço 1-RJS-368, localizado no Talude Continental (Fig.9), entre as profundidades de 4 a 145 m, forneceram os resultados apresentados na Tabela 21A:

Tabela 21A - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas das amostras RT coletadas no Talude Continental (poço RJS-368)(ver Fig.9)

AMOSTRA	PROF. (m)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
RJS368-1	4	85,1	212,8	0.712260	1.158
RJS368-2	18	80,0	254,4	0,712160	0,911
RJS368-3	37	99,4	272,9	0,711820	1,055
RJS368-4	46	110,2	192,4	0,713310	1,659
RJS368-5	65	61,5	365,5	0,710400	0,487
RJS368-6	75	56,3	556,8	0,710960	0,553
RJS368-7	84	63,8	931,8	0,709450	0,175
RJS368-8	93,5	80,9	361,1	0,710210	0,332
RJS368-9	112,5	84	392,1	0,710320	0,645
RJS368-10	122	80,5	361,1	0,710740	0,620
RJS368-11	145	93,5	252,1	0,710410	1,077
PROF.=profundidade em metros					

Os sedimentos inconsolidados são de coloração cinza acastanhada e têm composição mineralógica homogênea: calcita, feldspato potássico, quartzo, pirita e argilominerais (caulinita, clorita, ilita e ilita-esmectita), cujo teor varia entre 20 e 40%. A observação ao MEV (Foto 9) mostra feições de recristalização muito incipientes. Além disso, nenhuma diferença sistemática entre os argilominerais do topo do intervalo e os da base foi observada. Nos diagramas da figura 23, pode-se observar, em função da profundidade de amostragem, o comportamento dos valores obtidos por DRX para a composição mineralógica, teores de Rb, Sr, Ca, K e razões isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$). Os diagramas de distribuição do Ca e do Sr (Fig.23) são muito semelhantes e

acompanham a distribuição da calcita. Os carbonatos puros são essencialmente livres de Rb e contém quantidades apreciáveis de Sr. Isso pode ser observado na amostra RJS368-7 (84m), que se caracteriza por alto teor de calcita e, conseqüentemente, alto teor de Sr. Trata-se de amostra que corresponde a um depósito de vasa, representativo de nível de mar alto (Kowsmann, inf. verbal). Como argilomineral predomina a caulinita indicativa de um período de maior exposição da rocha fonte, associado a intenso processo de intemperismo, lixiviação e percolação de águas, condições que levam à dissolução total do feldspato potássico (ver Tabelas 8A e 8B).

O K e o Rb, de forma geral, também mostram padrão semelhante e acompanham a distribuição do feldspato potássico. Nesse caso, a amostra RJS368-4 (46m) tem o valor para o Rb(110,2 ppm), razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,71331) e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (1,659) mais elevadas, coincidindo com um aumento relativo do teor de feldspato potássico (Tabelas 8A e 8B).

O valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras na fração RT (amostras RJS368-1 a RJS368-4) apresenta valores entre 0,711 e 0,713, estabilizando-se em 0,710 a partir da amostra RJS368-5 (65m). Assim, de 65m (RJS368-5) até 145 m (RJS368-11), há uma tendência da razão fixar-se em torno desse valor, indicando um provável equilíbrio da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos minerais com a razão isotópica da água intersticial. Esses sedimentos encontram-se numa região com lâmina de água em torno de 700 metros. Sabe-se que a razão isotópica da água do mar atual é de $0,70906 \pm 0,00003$ (segundo Faure, 1986) mas o valor mais elevado obtido pode ser razoável para o Sr da água do poro, o qual pode tornar-se mais radiogênico pela contribuição dos produtos de dissolução dos minerais potássicos onde o Rb e, conseqüentemente, o ^{87}Sr estão associados.

Pode-se interpretar esse comportamento como sendo o resultado da transferência do ^{87}Sr radiogênico contido na estrutura dos argilominerais para o Sr contido nos fluídos intersticiais. A presença de minerais do tipo expansivo e interestratificados do tipo illita-esmectita facilita essas trocas, conforme demonstrado por Clauer et al.(1975). Esse autor, estudando a variação do ^{87}Sr com a profundidade, tanto para a esmectita (argilomineral do tipo expansivo) como para as águas intersticiais, em diferentes testemunhos de sedimentos recentes do

Foto 9 - (Amostra RJS368-1; 2500X; MEV)
Argilomineral expansivo com
feições de recristalização
incipiente.

Oceano Pacífico constatou:

-ganho de ^{87}Sr em relação ao ^{86}Sr nos fluídos intersticiais;

-perda relativa do ^{87}Sr em relação ao ^{86}Sr nos argilominerais.

Observa-se no diagrama da figura 23 que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, de uma forma geral, podem ser consideradas como médias ponderadas das razões apresentadas pelas $F>2\mu$ e $F<2\mu$ (Tabela 21B). Na profundidade de 84 m (amostra RJS368-7), os valores tanto na $F>2\mu$ como na $F<2\mu$ aproximam-se de 0,710. O decréscimo do valor da razão coincide com o aumento do teor de calcita, ausência de feldspato e decréscimo de ilita (Fig.23).

Tabela 21B - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas para as $F>2\mu$ e $F<2\mu$ de algumas amostras coletadas no Talude Continental (poço 1-RJS-368) (ver Fig.9)

AMOSTRA	FRAÇÃO	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
RJS368-1	$F>2\mu$	85	333,5	0,713670	0,738
	$F<2\mu$	135,5	196,5	0,711880	1,820
RJS368-2	$F>2\mu$	81	282	0,711980	0,832
	$F<2\mu$	143	216	0,712950	1,917
RJS368-7	$F>2\mu$	38,5	1112,5	0,710210	0,100
	$F<2\mu$	71,2	71,2	0,710020	0,317
RJS368-8	$F>2\mu$	47	618,5	0,710180	0,220
	$F<2\mu$	115	474,5	0,710620	0,702
RJS368-9	$F>2\mu$	81	462	0,709930	0,508
	$F<2\mu$	155	256	0,711670	1,753
RJS368-10	$F>2\mu$	90	629	0,710550	0,414
	$F<2\mu$	149	284	0,711720	1,519
RJS368-11	$F>2\mu$	66	386	0,710150	0,503
	$F<2\mu$	138	163	0,712120	2,451

As amostras, a partir de 84 m até 145 m, (RJS368-7 a RJS368-11) foram analisadas em termos de $F>2\mu$ e $F<2\mu$ apresentando comportamento bastante característico (Tabela 21B). Os valores das

razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na $F > 2\mu$ são relativamente uniformes. A $F > 2\mu$ tende a seguir o comportamento da RT, excetuando-se o ponto que apresenta excesso relativo de quartzo (amostra RJS368-9; Tabela 8A). Os valores obtidos para a $F < 2\mu$ parecem mostrar um pequeno incremento com a profundidade. Esse fato leva à suposição do aumento do ^{87}Sr , explicável pelo estabelecimento de um sistema fechado (Clauer et al., 1990) onde as trocas iônicas ocorreriam entre a $F > 2\mu$ e a $F < 2\mu$, sem haver contribuição externa. Nesse caso, o ^{87}Sr liberado a partir da dissolução do feldspato potássico e mica, presentes na $F > 2\mu$, é incorporado ao interestratificado presente na fração mais fina. Esses argilominerais, quando mal cristalizados como as amostras analisadas, apresentam grande número de posições intercambiáveis, quando comparados com os minerais bem cristalizados, facilitando as reações.

Thomaz-Filho(1976); Thomaz-Filho e Lima(1979) e Morton(1983 e 1985) acreditam que com o início dos processos diagenéticos propriamente ditos haveria possibilidade de melhor uniformização na $F < 2\mu$. A reação diagenética de particular interesse é a conversão do argilomineral esmectita, no interestratificado ilita-esmectita, que ocorre através do progressivo aumento da proporção de camadas de ilita, função do aumento progressivo da profundidade de soterramento. A reação de transformação envolve a substituição do Si^{4+} pelo Al^{3+} na camada tetraédrica da esmectita, o que é acompanhado pela entrada de K^+ para o balanceamento da carga (Hower et al., 1976). Nesse instante verifica-se o colapso das camadas do argilomineral com a fixação do K e, conseqüentemente, do Rb. Morton(1985) associa o início desse fenômeno com o intervalo de tempo onde o Sr presente nas camadas estruturais dos argilominerais está em equilíbrio com o Sr presente nos fluídos intersticiais. Esse autor, com base em Freed(1980), mostra ainda que o incremento do teor de Rb em profundidade, coincide aproximadamente com o aumento do teor de ilita no interestratificado ilita-esmectita.

As amostras coletadas no poço 1-RJS-412 (RJS412-1 a RJS412-11, Tabela 22) representam sedimentos de coloração cinza clara, inconsolidados, ricos em fragmentos de microrganismos. Composicionalmente diferem daqueles do poço 1-RJS-368, pois mostram enriquecimento em argilominerais e no teor de plagioclásio (ver Tabela 8B). A presença de plagioclásio pode ser explicada

RT = (—•—)

$F > 2u = (-\bullet-)$

$F < 2u = (-\bullet-)$

E.V. = 1:100

* = (%)

** = (ppm)

Figura- 23 - Diagramas de correlação (Poço 1-RJS-368)(ver Fig.9)

pela contribuição de fragmentos das rochas vulcânicas de idade juro-cretáceo da área de Cabo Frio (ver Fig. 9) e também de alguns granito-gnáissicos do embasamento onde esse mineral é encontrado. São observados teores levemente superiores de ilita, enquanto o interestratificado ilita-esmectita diminui em relação a $F < 2\mu$ dos sedimentos do poço RJS-368.

Como nas amostras do poço 1-RJS-368, observa-se que os menores valores para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig.24), coincidem com os níveis onde a calcita pode ser detectada. Sabe-se que a calcita é um mineral enriquecido em Sr comum, sendo sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ idêntica àquela da água do mar no momento da precipitação do carbonato.

Nessas amostras, os valores obtidos para a razão isotópica variam de 0,71019 a 0,71290. A diferença entre o maior valor obtido para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o menor valor é de 0.38% indicando valores bastante uniformes (Tabela 22) (Fig.24). Particularmente interessante é o intervalo entre 34 e 59 m (RJS4125 a RJS412-8) onde os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são uniformes situando-se em 0,712 mas os valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ são variáveis (1,528 a 1,054), premissa básica para a aplicação no método isocrônico Rb/Sr.

Tabela 22 - Teores de Rb, de Sr e razões isotópicas das amostras RT coletadas no poço 1-RJS-412 no Talude Continental(ver Fig.9)

AMOSTRA	PROF. (m)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
RJS412-1	0,15	71	733	0,710190	0,280
RJS412-2	10,15	96	450	0,711160	0,618
RJS412-3	19	119	284	0,712040	1,214
RJS412-4	29,15	103	279	0,711930	1,069
RJS412-5	34	124	235	0,712900	1,528
RJS412-6	39	109	244	0,712530	1,294
RJS412-7	48	108	362	0,712850	1,194
RJS412-8	59	91	250	0,712010	1,054
RJS412-9	72	82	464	0,710520	0,512
RJS412-10	79	121	422	0,710770	0,830
RJS412-11	90	106	235	0,711680	1,306
PROF= profundidade em metros					

Os resultados das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ das amostras coletadas nos poços 1-RJS-368 e 1-RJS-412 quando plotados num diagrama isocrônico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ X $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, formam um padrão linear (Fig.25). Padrões desse tipo, segundo interpretação de Morton(1985), são produzidos por um conjunto de amostras que estejam sendo equilibradas isotopicamente no mesmo intervalo de tempo. Confirma-se, assim, a possibilidade da coleta, num perfil vertical, de amostras RT com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente uniformes e razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ com boa dispersão.

RT = (—•—)

• = (%)

E.V.= 1:100

** = (ppm)

Figura- 24 -

Diagramas de correlação (Poço 1-RJS-412)(ver Fig.9)

● = amostras coletadas no Talude Continental

Figura- 25 -

Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para amostras RT coletadas no talude continental (poços 1-RJS-368 e 1-RJS-412) (ver Fig.9)

7. IMPLICAÇÕES DOS RESULTADOS OBTIDOS NA DATAÇÃO RADIOMÉTRICA DE ROCHAS SEDIMENTARES ARGILOSAS

7.1 Discussão

Autores como Mukhopadhyay(1974), Thomaz-Filho(1976) e Cordani et al.(1978 e 1985A), entre outros, enumeram algumas condições indispensáveis para que o método isocrônico Rb/Sr possa ser aplicado em rochas sedimentares argilosas. No entanto, todos concordam ser fundamental que o conjunto de amostras apresente a uniformização dos valores da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ acompanhada da adequada dispersão dos valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, condições que permitem a definição de uma linha isócrona.

A uniformidade dos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, em amostras de rochas cogenéticas, é um processo que deve ocorrer na bacia de deposição concomitantemente ou logo após a sedimentação. Cordani et al.(1978 e 1985A) supõem que os sedimentos recentes poderiam refletir esse estágio. Trata-se de um processo abrangente que parece envolver tanto a $F > 2\mu$ como a $F < 2\mu$ do sedimento. Essa idéia não é compartilhada por Morton(1983) que considera ser a uniformidade dos valores da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ processo somente registrado entre os minerais da $F < 2\mu$ e já no campo da diagênese, ou seja, a idade obtida seria sempre relacionada aos processos diagenéticos.

Neste trabalho, os sedimentos recentes que, por vezes, foram coletados aleatoriamente e, por outras, seguindo os critérios de Thomaz-Filho e Lima(1979), foram pré-tratados com HCl, tanto nas amostras RT como $F < 2\mu$ e $F > 2\mu$. Resultados das determinações do teor de Rb, Sr e razões isotópicas obtidos com esse material, possibilitaram interpretações que contribuem para o aprimoramento do método de datação radiométrica Rb/Sr, quando aplicado a rochas sedimentares. Verifica-se que efetivamente existem condições onde os sedimentos podem mostrar razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente uniformes, embora os valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sejam variáveis, condição indispensável para o êxito da datação (Chaudhuri e Brookins, 1969; Faure e Powell, 1972; Thomaz-Filho, 1976; Cordani et al., 1978 e 1985A; Morton, 1983).

Entre essas condições destaca-se inicialmente o processo de amostragem dos sedimentos. Os sedimentos recentes coletados nas

regiões do Delta do Rio Paraíba do Sul (Fig. 6) e do Delta do Rio Açu (Fig.7), propositadamente não obedecendo a orientação de Thomaz Filho e Lima(1979), ou seja, espaçamento centimétrico entre as amostras, apresentaram razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Tabela 13) variando de 0,711 a 0,728 (Delta do Rio Paraíba do Sul) e de 0,711 a 0,721 (Delta do Rio Açu). Já os sedimentos recentes amostrados na planície de maré, na região da Baixada de Jacarepaguá (Fig.15) e na plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas (Fig.14), mantendo-se espaçamento centimétrico entre as amostras, mostraram valores relativamente uniformes (Fig. 15), com variações de 0,718 a 0,719 (Baixada de Jacarepaguá) e de 0,714 a 0,716 (plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas).

Assim sendo, a amostragem segundo os critérios de Thomaz-Filho e Lima(1979) torna-se aconselhável pois, prevalecendo os processos de mistura mecânica do material detrítico (Cordani et al.,1978 e 1985A), quanto menores as distâncias entre as amostras coletadas na mesma camada sedimentar, maior será a tendência de se obter amostras RT contendo Sr de composição isotópica relativamente uniforme no momento da sedimentação conforme demonstrado com a análise de sedimentos recentes coletados na Baixada de Jacarépagua. Observando-se esses mesmos critérios, porém com a amostragem ampliada até dezenas de metros, mostra-se que também é possível a obtenção de valores relativamente uniformes para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,718-0,719), quando os sedimentos são preferencialmente argilosos, com predomínio de argilominerais expansivos ou de *ilita degradada* e sedimentação associada a ambientes marinhos, caso da amostragem efetuada no Talude Continental.

A análise de cristais de feldspato potássico parcialmente alterados, separados do embasamento granito gnáissico da Baixada de Jacarepaguá, mostram um incremento no valor da razões isotópicas quando comparados com os mesmos cristais não alterados. Isso mostra que os fragmentos detríticos tendem a contribuir com Sr radiogênico herdado da rocha fonte até mesmo nas frações mais finas (por exemplo a $F < 0,5\mu$ da amostra PS1).

As amostras dos sedimentos recentes do Delta do Rio Paraíba do Sul (Fig. 6) caracterizam-se por elevados teores de fração siltica (Tabela 4). Os resultados obtidos (Tabela 13), quando plotados num diagrama isocrônico (Fig. 26), mostram que as

• • • PS1 = amostras

Figura- 26 -

Comparação entre as isócronas obtidas com amostras RT, F > 2u e F < 2u para sedimentos na região do Delta do Rio Paraíba do Sul (ver Fig. 6)

isócronas para as amostras RT e $F > 2\mu$ são muito semelhantes, obtendo-se resultados de $337,4 \pm 11,1$ Ma (RT) e $330,4 \pm 7,7$ Ma ($F > 2\mu$). Esses resultados, sem significado geológico, somente confirmam a influência do Sr radiogênico herdado da rocha fonte. A isócrona obtida com a $F < 2\mu$ separada desses sedimentos também pode ser observada na figura 26. O resultado fornecido pela reta é de $142,7 \pm 7,4$ Ma.

Comportamento semelhante ao verificado com os sedimentos do Delta do Rio Paraíba do Sul pode ser observado nas amostras coletadas na região do Delta do Rio Açu (Fig. 7), cujas isócronas das amostras RT e $F > 2\mu$ podem ser visualizadas na figura 27. Essas amostras são essencialmente argilosas, pois apresentam teor de fração siltica entre 0 e 5%. (Tabela 6). A idade obtida com as amostras RT é de $307,4 \pm 7,7$ Ma e com $F > 2\mu$, $470,0 \pm 11,3$ Ma, o que novamente confirma a influência dos minerais detríticos. São amostras que já possuem maior teor de fração argila e, conseqüentemente, o teor de Rb é relativamente elevado. A idade Rb/Sr obtida para estes sedimentos, pelo método da isócrona, utilizando-se a $F < 2\mu$, é de $141,4 \pm 3,1$ Ma.

Giblin (1979, in Clauer, 1982A) mostra que as frações granulométricas mais finas têm idade Rb/Sr inferior àquelas das frações mais grosseiras, conforme foi demonstrado nos sedimentos do Delta do Rio Paraíba do Sul e do Delta do Rio Açu. A lixiviação preferencial do Sr devido ao seu menor tamanho, trocas iônicas com a água do mar ou águas intersticiais que também seriam favorecidas pelas menores dimensões e até mesmo eventuais neoformações na fração mais fina são as causas apontadas pelo autor para explicar esse comportamento. Sob esse aspecto é inquestionável que os sedimentos argilosos, com baixo teor de silte/areia, são os materiais mais adequados para a utilização do método Rb/Sr, pois eles têm maior capacidade de troca iônica e a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ herdada da rocha fonte poderá ser mais facilmente uniformizada, uma vez que se dilui com a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do ambiente deposicional (água do mar). Além disso é fundamental o predomínio de argilominerais expansivos na $F < 2\mu$ conforme é demonstrado por Clauer e Bonhomme (1974). A estrutura relativamente aberta desses argilominerais irá facilitar as trocas com o meio ambiente. Eventuais amostras que não acompanhem essa tendência podem estar associadas com a presença de calcita, que enriquece a

• • • RA1 = amostras

Figura- 27 -

Comparação entre as isócronas obtidas com amostras RT, F > 2u e F < 2u para sedimentos na região do Delta do Rio Açu (ver Fig. 7)

amostra em Sr comum, ocasionando a redução do valor das razões isotópicas.

Neste trabalho, razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente uniformes (Baixada de Jacarepaguá, Talude Continental e plataforma adjacente à Foz do Rio Amazonas), são obtidas com conjuntos de amostras cuja característica é a presença, na $F < 2\mu$, de variados teores do interestratificado ilita-esmectita e/ou ilita "degradada", comprovando a importância da presença desses argilominerais. Essas amostras apresentam feições de recristalizações incipientes que foram interpretadas como evidências de processos associados com halmirólise. Além disso, observa-se a precipitação de cristais de halita, indício da associação com águas de alta salinidade (marinhas).

Importante também é a constatação de que nessas amostras com a presença de argilominerais expansivos, ilita *degradada* e evidências da atuação da halmirólise, as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ apresentam valores variados. Isso é explicado pela adsorção do K e, conseqüentemente, do Rb, pelos argilominerais expansivos, em processo associado com halmirólise e governado pela CTC do argilomineral. Deggens(1965) mostra a efetiva remoção dos íons K e Rb pelos argilominerais (expansivos e também pela ilita) quando em soluções aquosas diluídas e em pH moderado.

Todas as amostras de sedimentos depositados em meio aquoso, preferencialmente marinho, apresentam maior facilidade de uniformizarem os valores da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pois as trocas iônicas processam-se mais rapidamente embora, muito provavelmente, tais processos sejam efetivos somente a pequenas distâncias. Isso é comprovado pela amostragem efetuada na planície de maré da Baixada de Jacarepaguá onde foram identificados microambientes (amostragem centimétrica) cuja composição mineralógica e isotópica é semelhante.

Dasch(1969), Faure e Chaudhuri(1967) e Byscae e Dasch(1971) demonstram que os argilominerais em ambiente marinho não se equilibram isotopicamente com o Sr da água do mar durante a sedimentação. Para esses autores, caso tenha ocorrido um processo de uniformização isotópica do Sr, muito provavelmente, o fenômeno estaria associado com as águas conatas, durante os processos diagenéticos. As amostragens em sedimentos recentes, que foram realizadas neste trabalho, mostram a influência do Sr da água do

mar na tendência de uniformização dos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, principalmente na presença de argilominerais do tipo expansivo na $F < 2\mu$ (halmirólise). Os valores obtidos para a uniformização foram sempre superiores ao valor da razão isotópica da água do mar. Razões mais elevadas tornam-se razoáveis para o Sr contido na água dos poros, desde que haja a influência dos produtos da dissolução das fases potássicas associadas ($F > 2\mu$). Essa dissolução libera o K e, conseqüentemente, o Rb e o Sr a ele associado. Essa fase provavelmente ocorre após a floculação/deposição do sedimento associando-se com o início de processos diagenéticos.

Conforme verificado anteriormente, tendências de uniformização da razão isotópica do Sr associam-se com sedimentos argilosos que podem estar enriquecidos em caulinita (caso da planície de inundação do Rio Guandu). Ao argilomineral caulinita, cujo domínio é associado com intensos processos de intemperismo químico, atribui-se o comportamento da figura 28. Nessa ilustração, diferentes conjuntos de amostras coletados na planície de inundação do Rio Guandu (Fig.11), caracterizam-se pela transformação gradual dos fragmentos de feldspato potássico em caulinita (amostras JA1 a JA5). Essas amostras apresentam elevados valores para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, influência dos fragmentos detríticos com Sr radiogênico herdado da rocha fonte. Amostras JA6 a JA10, que somente apresentam caulinita, quartzo e gibsita, pois associam-se com intensos processos de lixiviação, mostram certa tendência para uniformizar os valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, provavelmente por influência de águas marinhas, uma vez que tais amostras foram coletadas nas proximidades da foz do Rio Guandu. Os valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ não mostram boa dispersão pois os processos intempéricos ocasionaram a lixiviação do K juntamente com o Rb a ele associado.

A clorita, mineral pouco abundante nos sedimentos analisados (plataforma continental adjacente à Foz do Rio Amazonas), não mostrou nenhuma correlação direta com a composição isotópica do Sr conforme Dasch(1969) também descreve.

As amostras coletadas ao longo de um perfil vertical no Talude Continental têm valores para a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que podem ser considerados uniformes. A partir da profundidade de 65 m (Fig. 24), os valores situam-se em torno de 0,710, excetuando-se a amostra a 84m, representativa de uma vasa carbonática e por isso

Figura- 28 -

Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ para diferentes grupos de amostras RT coletadas na planície de inundação do Rio Guandu, Baixada de Jacarepaguá (ver Fig. 11)

com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ semelhante àquela da água do mar atual (Fig. 29).

As amostras RT e $F > 2\mu$ do Talude Continental apresentam valores uniformes para a razão isotópica. Em relação a $F < 2\mu$ aparentemente há um pequeno incremento nos valores quando do aumento da profundidade (Fig. 23) (Fig.30).

Os intervalos entre as amostras abrangem vários metros mas verifica-se que as $F < 2\mu$ correspondentes a RJS368-1 e RJS368-2 (84 e 93,5 metros) tem valor de 0,710 para a razão isotópica; RJS3683 e RJS368-4 (112,5 e 122 metros), valor de 0,711, enquanto RJS368-5 (145 metros), 0,712 (Fig.30). Amostragem em intervalos mais reduzidos torna-se necessária para a efetiva comprovação dessa tendência nas amostras do Talude Continental. Caso essa tendência seja confirmada, muito provavelmente isso estaria refletindo um incremento do teor de Sr radiogênico nas águas intersticiais que, num sistema fechado somente poderia ser incorporado aos argilominerais da $F < 2\mu$.

Este comportamento pode estar relacionado ao início dos processos relacionados com a diagenese, concomitantes ou não ao evento deposicional. Observa-se a dissolução do feldspato potássico e da mica ($F > 2\mu$) os quais fornecem o K para os fluídos intersticiais, acelerando o processo de incorporação desse íon e, conseqüentemente, maior dispersão da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Evernden et al.(1961) consideram fundamental para o sucesso da aplicação do método isocrônico em rochas sedimentares argilosas que os processos diagenéticos atuantes nos argilominerais sejam próximos do momento da deposição.

Os exemplos de sedimentos recentes (plataforma adjacente à Foz do Rio Amazonas, Baixada de Jacarepaguá, e Talude Continental) mostraram a possibilidade de se coletar amostras RT com razões isotópicas relativamente uniformes. Em relação a $F < 2\mu$ existem evidências de que possivelmente estas também se uniformizem (Talude Continental) mas, para comprovação, torna-se necessária uma amostragem que privilegie os pequenos intervalos. De qualquer maneira, a idade obtida com amostras RT refletirá a idade deposicional, pois os sedimentos analisados são recentes e já mostram condições de uniformização isotópica. A uniformização total da $F < 2\mu$ pode ser um processo posterior àquele verificado na amostra RT, provavelmente refletindo o início de incipientes

$$R_0 = 0,71031 \pm 0,00007$$

$$\text{Idade} = 15,2 \pm 7,7 \text{ Ma}$$

• = amostras

Figura- 29 -

Diagrama isocrônico para amostras RT coletadas no talude continental entre as profundidades de 65 e 145m do poço 1-RJS-368 (ver Fig. 9)

• = amostras (ver Tabela <20B)

Figura- 30 -

Diagrama isocrônico para a $F < 2u$ das amostras coletadas no talude continental (poço 1-RJS-368) (ver Fig. 9)

processos diagenéticos, conforme já discutido por vários autores (Thomaz-Filho, 1976; Cordani et al., 1978 e 1985A; Morton, 1983 e 1985).

Entre esses processos diagenéticos destaca-se a conversão da esmectita no interestratificado ilita-esmectita (Hower et al., 1976), através do progressivo aumento da proporção de camadas de ilita com a profundidade de soterramento. Morton (1985) mostra que, na maioria dos casos, esse processo somente ocorre em temperaturas de soterramento próximas de 60°C. Assim, supondo-se que a $F < 2\mu$, nessas condições, apresente a composição isotópica para o Sr em condições de uniformidade, a idade isocrônica Rb-Sr obtida seria mais nova quando comparada com a obtida com a amostra RT. Singers e Stoffers (1980), no entanto, mostram que a transformação da esmectita em ilita pode ser extremamente rápida, em temperaturas superficiais, num intervalo de tempo de poucas centenas de anos, desde que em condições de baixa salinidade mas relação K/Na relativamente elevada, caso de alguns lagos alcalinos da África. Sendo a diagênese nessas condições, processo quase concomitante ao deposicional, idades Rb/Sr da $F < 2\mu$, indicariam períodos muito próximos àqueles fornecidos pela RT.

Spears (1974) mostra que os folhelhos marinhos apresentam elevada concentração de potássio, quando comparados com folhelhos depositados em outros ambientes. Esse incremento ele atribui à fixação do K pelos argilominerais quando em ambiente marinho (halmirólise). Esse autor também mostra que paralelamente ao incremento de K deve haver um incremento no teor de Rb, fato esse que ocasiona aumento na relação Rb/Sr. Com os dados aqui obtidos verifica-se que os processos incluídos no campo da halmirólise/diagênese precoce, que permitem a assimilação do K (e do Rb associado) e a liberação do Ca (com o Sr associado) pela estrutura dos argilominerais expansivos e da ilita degradada são fundamentais para o que se chama de horizontalização da isócrona conforme ilustrado na figura 31. Esse é o ponto principal que diferencia as idéias expostas em Cordani et al. (1978 e 1985A) (para quem devem ocorrer isócronas zero horizontais em sedimentos recentes como aquelas encontradas para as amostras do Talude Continental, plataforma adjacente à Foz do Rio Amazonas e planície de maré da Baixada de Jacarepaguá) de outros trabalhos (Clauer,

1982A e 1982B; Morton, 1983) (em que as *isócronas zero* já seriam *inclinadas*, caso da planície de inundação do Rio Guandu, Delta do Rio Paraíba do Sul e Delta do Rio Açu). O efeito dos processos de *halmirólise* e *diagênese precoce* é observado em sedimentos argilosos recentes e de ambiente marinho que mantêm a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais ou menos uniforme (mas sem *homogeneização isotópica*) enquanto modifica sensivelmente as relações *Rb/Sr* nas diferentes porções do sedimento. Mais ainda, revendo os trabalhos anteriores de Kawashita (1972), Thomaz-Filho (1976), Cordani et al. (1978 e 1985A) é possível supor-se que, em condições mais intensas de *diagênese* e *anquimetamorfismo*, aí sim ocorrerá a *homogeneização isotópica* que caracteriza o modelo IV de Thomaz-Filho (1976). Assim, os eventos diferentes que podem ser datados pelo método *Rb/Sr*, são o estabelecimento da química do sedimento imediatamente após a sua deposição (*idade da sedimentação/halmirólise/diagênese precoce*) e, o segundo, seria o estabelecimento da química final (que pode envolver a *homogeneização isotópica do Sr*), após eventos *diagenéticos* ou *anquimetamórficos tardios*. É possível sugerir que datações *Rb/Sr* em rochas sedimentares podem indicar as épocas de sua deposição (no caso de *diagênese incipiente*, por exemplo, por compactação, em soterramento de até centenas de metros), ou então, as épocas do término das reações *diagenéticas*, marcando normalmente a expulsão dos fluídos do sedimento, nos casos de soterramento mais profundos (inf. escrita, Cordani, 1992).

Com os resultados obtidos a partir da análise do comportamento do *Rb*, do *Sr* e das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ em sedimentos recentes coletados em diversos ambientes, pode-se concluir que os seguintes critérios contribuem para o sucesso de uma datação de rochas sedimentares pelo método da *isócrona Rb/Sr*:

- sedimentos com alto teor de fração argila;
- presença dos argilominerais expansivos ou da *ilita degradada*;
- deposição em meio aquoso, preferencialmente em águas marinhas;
- amostragem segundo critérios de Thomaz-Filho e Lima (1979);
- pré-tratamento do sedimento preferencialmente com *HCl*.

Figura- 31 - Horizontalização da isócrona no campo da sedimentação e diagênese precoce.

8. CONCLUSÕES

-Os resultados aqui obtidos forneceram subsídios para o estudo do comportamento dos íons Rb e Sr nos sedimentos recentes e possibilitaram a comprovação do fenômeno de uniformização isotópica, premissa básica para o uso do método isocrônico Rb/Sr.

-Sedimentos argilosos com baixo teor de silte/areia são os materiais mais adequados para a utilização do método isocrônico Rb/Sr.

-Amostras de sedimentos recentes, ricas em fragmentos detríticos, coletadas propositadamente não obedecendo aos critérios de Thomaz-Filho e Lima(1979), apresentaram valores para as razões isotópicas bastante diversos. Esses resultados, quando plotados num diagrama isocrônico, mostram isócronas cujas idades tanto para RT como para a $F > 2\mu$ são superiores às aquelas inferidas por outros meios para a deposição. Confirma-se que os minerais detríticos trazem Sr radiogênico herdado da rocha fonte.

-Amostras de sedimentos recentes coletadas segundo critérios de Thomaz-Filho e Lima(1979) mostram razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente uniformes enquanto as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mostram uma adequada dispersão de valores, possibilitando a definição de uma linha isócrona. Confirma-se, assim, que os sedimentos recentes com influência de detritos podem apresentar uma composição isotópica para o Sr próximo da uniformidade, no momento da deposição, desde que respeitados os intervalos centimétricos entre os pontos amostrados.

-No caso de sedimentos argilosos, com a presença de argilominerais expansivos ou da illita degradada e deposição associada com ambientes marinhos, também foi possível obter-se valores relativamente uniformes para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesmo com os critérios de Thomaz-Filho e Lima(1979) ampliados até dezenas de metros.

-Os sedimentos recentes analisados mostram predomínio de minerais detríticos e valores para a razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ superiores ao apresentado pela água do mar (considerada como $0,70906 \pm 0,00003$ segundo Faure, 1986). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atual de uma amostra de sedimento recente pode ser resultado da interação desses sedimentos recém-depositados e as águas intersticiais (início de processos relacionados com a diagênese precoce) presentes nos

poros e caracterizadas por razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicialmente baixas. A adsorção do Sr ambiente, com menor teor do isótopo radiogênico ^{87}Sr , altera o valor da razão inicial do sedimento podendo ou não aproximá-la do valor correspondente àquele da água do mar. O equilíbrio isotópico, nos sedimentos analisados, é obtido quase sempre em valores superiores àquele da água do mar. Isso acontece pois as águas dos poros, quando ocorrem detritos de composição potássica associados, apresentam influência dos produtos da dissolução dessas fases e, conseqüentemente, o valor da sua razão pode sofrer leve incremento.

-Confirma-se a importância da presença dos argilominerais expansivos bem como da *ilita degradada* para a uniformização isotópica do Sr nos sedimentos. São argilominerais que apresentam alta CTC e estrutura que facilita as trocas iônicas com o meio ambiente.

-Sedimentos recentes que apresentam valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente uniformes mostram boa dispersão de valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

-A dispersão dos valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ é associada aos processos de halmirólise que ocasionam a adsorção do K e, conseqüentemente, do Rb pelos argilominerais.

-Processos intempéricos intensos mostram certa tendência para uniformizar os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. No entanto, os valores da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ associada não mostram dispersão de valores pois esses processos ocasionam a lixiviação do K juntamente com o Rb a ele associado.

-Os resultados aqui obtidos permitem mostrar que os seguintes critérios contribuem para o sucesso de uma datação de rochas sedimentares pelo método da isócrona Rb-Sr:

- sedimentos com alto teor de fração argila;
- presença de argilominerais expansivos (*esmectita*, *interestratificado ilita-esmectita*) e/ou *ilita degradada*;
- deposição em meio aquoso, preferencialmente em águas marinhas;
- amostragem segundo os critérios de Thomaz-Filho e Lima (1979);
- pré-tratamento das amostras com HCl.

-O método Rb/Sr pode ser aplicado nas rochas sedimentares

argilosas, obtendo-se excelentes resultados na determinação da idade da deposição ou da idade de eventos mais tardios, uma vez comprovada a hipótese da coleta de amostras com razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ uniformes, premissa básica para o uso das isócronas. Recomenda-se que os critérios acima listados sejam considerados, bem como proceda-se, conjuntamente, um estudo dos argilominerais presentes na amostra para o adequado entendimento dos resultados obtidos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTANER, S.P.; HOWER, J.; WHITNEY, G. & ARONSON, J.L. Model for K bentonite in the disturbed belt, Montana. *Geology*, 12: 412-415, 1984.
- ALVES, D.B. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás. *B. Geoc. Petrobrás*, 1(2): 157-175, 1987.
- _____ Influência dos tratamentos de dispersão de amostra na análise dos argilominerais por difração de raios X. Aplicação nos folhelhos Cretáceos do Flanco Noroeste da Bacia da Foz do Amazonas. Rio de Janeiro, 1990, 437 p. *Unpublished PhD Thesis*.
- APPI, C.J.; KOWSMANN, R.O; FLOOD, R.D.; MANLEY, P.L. & PIRMEZ, C. Evolução Quaternária pós-glacial do Cone Submarino do Amazonas: um modelo retrogradante. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, 1988. *Anais*, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v.2, p. 451-465.
- ARAÚJO, M.B.; BEURLIN, G.; PIAZZA, H.D.; CUNHA, M.C.C. & SANTOS, A.S. Projeto Rio Paraíba do Sul- Sedimentação Deltáica Holocênica. Salvador, Petrobrás. RPBA/Direx, 2 v., 1975 (relatório interno).
- BACCOCOLI, G. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros: uma tentativa de classificação. *B. Téc. Petrobrás*, 14: 5-38, 1971.
- BAILEY, S.W. *Crystal Structures of clay minerals and their X-ray identification*. London, Mineralogical Society, 1980, 124p (Mineralogical Society Monograph, nº5).
- BOFINGER, V. M. & COMPSTON, W. A reassessment of the age of the Hamilton Group, New York and Pennsylvania, and the role of inherited radiogenic ⁸⁷Sr. *Geoch. Cosmochim Acta*, 31: 2353-2359, 1967.
- _____ ; COMPSTON, W. & VERNON, M.J. The application of acid leaching to the Rb-Sr dating of a Middle Ordovician shale. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 32: 823-833, 1968.
- BOGER, P.D. & FAURE, G. Systematic variation of sialic and volcanic detritus in piston cores from the Red Sea. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 40: 731-742, 1976.
- BONHOMME, M. & SEGONZAC, G. D. de. Mésures d'âge par la méthode rubidium-strontium dans les schistes de Steiges (Vargès

- Setentrionales). *Bull. Sc. Carte Géologique Ahs. Lon.*, 4: 124-137, 1962.
- _____ ; LUCAS, J. & MILLOT, G. Signification des déterminations isotopiques dans la géochronologie des sédiments. *Science de La Terre*, tX, n°3-4, p.539-565, 1964.
 - _____ ; WEBER, F. & FAURE-MERCURET, M. Age par la méthode rubidium-strontium des sédiments du Bassin de Frannoëville. *Serv. Carte Geol. Als. Lorr. Bull.*, 21: 249-252, 1965.
 - _____ ; & PRÉVOT, L. Application de la méthode rubidium-strontium à l'étude de l'âge radiométrique de quelques dépôts du Massif de La Bruche (Vosges du Nord). *Bull. Sc. Carte Géologique Ahs. Lon.*, 21: 215-247, 1968.
 - _____ . Mineralogie des fractions fines et datation Rb-Sr dans le Groupe Bambui (MG-Brésil). *Rev. Bras. Geociêc.*, 6(4): 211-222, 1976.
 - _____ . 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, 1982.
 - BOTTINO, M.L. & FULLAGER, P.D. Effects of weathering on whole rock Rb-Sr ages of granitic rocks. *Am. Jour. Sci.*, 266: 661-670, 1968.
 - BOWEN, R. *Isotopes in the earth sciences*. London, Elsevier Applied Science, 1988, 647 p.
 - BRASS, G. W. The effect of weathering on the distribution of strontium isotopes in weathering profiles. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 39: 1647- 1653, 1975.
 - BROOKINS, D.G.; CHAUDHURI, S.; DULEKOZ, E. Rb-Sr isotopic age of Eskridge shale (Lower Permian), Eastern Kansas. *Sed. Geol.* 4:103-115, 1970.
 - BROWN G. & BRINDLEY, G.W. X ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: BRINDLEY, G. W. e BROWN, G. (eds.), *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. London,, Mineralogical Society, 1980, p.305-359.
 - BYSCAE, P.E. & DASCH, E.J. The rubidium, strontium, strontium isotope system in deep sea sediments: Argentine Basin. *Jour. Geophys. Research*, 76(21): 5087-5096, 1971.
 - CAROZZI, A.V. *Microscopic Sedimentary Petrology*. New York, E. Krieger, 1972. 485 p.
 - CARVER, R.E. *Procedures in Sedimentary Petrology*. New York, Wiley

Interscience, 1974, 225 p.

-CASTRO, J.C.; BARROCAS, S.L.S. & LIMA, H.P. A sedimentação da Formação Açú, Cretáceo Médio da Bacia Potiguar e um análogo Recente: o estuário do Rio Açú na região de Macau, RN. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. Anais, Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v.5, p. 2417-2423.

- _____ . Deltas modernos. In: Simpósio de Geologia do Rio de Janeiro e Espírito Santo, 1, Rio de Janeiro, 1987. Anais, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1987, v.1, p. 347-367.

-CATANZARO, E. J.; MURPHY, T.J.; GARNER, E.L. & SHIELDS, W.R. Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of terrestrial rubidium. Res. Nat. Bur. Std. Physics and Chemistry, 73A, n^o5, p. 511-516, 1969.

-CHAUDHURI, G. & ; BROOKINS, D.G. The Rb-Sr whole rock age of the Stearn shale (lower Permian), Eastern Kansas, before and after acid leaching experiments. Geol. Soc. Amer., v.80, p.2605-2616, 1969.

-CHAMLEY, H. Clay Sedimentology. Berlin, Springer Verlag, 1989, 689p.

-CLAUER, N. & BONHOMME, M. Isotopic homogenisation in clays. In: International Meeting for Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Proceedings I, Paris, 1974, p. 26-31.

- _____ ; HOFFERT, M.; GRIMAUD, D. & MILLOT, G. Composition isotopique du strontium d'eaux interstiellles extraites de sédiments récents: un argument en faveur de l'homogénéisation isotopique des minéraux argileux. Geoch. Cosmochim. Acta, 39: 1579-1582, 1975.

- _____ . Géochimie isotopique du strontium. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. Strasbourg, Mém. Sci. Géol., v.45, 256 p., 1975.

- _____ . The strontium isotopic composition of recent smectites and the synsedimentary isotopic homogenization. In: European Colloq., Proceedings IV, Paris, p.16, 1979A.

- _____ . Relationship between the isotopic composition of strontium in newly formed continental clay minerals and their source material. Chem. Geol., 27:115-124, 1979B.

- _____ . Rb-Sr and K-Ar dating of Precambrian clay and glauconies. Precambrian Res., 15: 331-352, 1981A.

- _____ . Strontium and argon isotopes in naturally weathered

- biotites, muscovites and feldspars *Chem. Geol.*, 31: 325-334, 1981B.
- _____ . Rubidium - Strontium method applied to sediments: certitudes and uncertainties. In: ODIN, G.S., (ed), *Numerical dating in stratigraphy*. New York, Wiley, 1: 245-276, 1982A.
 - _____ ; HOFFERT; M. & KARPOFF; A.M. The Rb-Sr isotope system as an index of origin and diagenetic evolution of southern Pacific red clays. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 46: 2659-2664, 1982B.
 - _____ ; GIBLIN, P. & LUCAS, J. Sr and Ar isotope studies of detrital smectites from the Atlantic Ocean. *Isotope Geol.*, 2:141-151.1984.
 - _____ ; O'NEIL, J.R.; BONNOT-COURTOIS, C. & HOLTZAPFFEL, T. Morphological, chemical and isotopic evidence for an early diagenetic evolution of detrital smectite in marine sediments. *Clays Clay Miner.*, 38(1):33-46, 1990.
 - COMPSTON, W. & PIDGEON, R. T. Rubidium - Strontium dating of shales by the whole-rock method. *J. Geophys. Res.*, 67: 3493-3502, 1962.
 - CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. & THOMAZ-FILHO, A. Applicability of the rubidium - strontium method to shales and related rocks. In: COHEE, G. V. et al. (eds), *Contributions to the Geologic Time Scale*, Amer. Assoc. Pet. Geol., Tulsa. Studies in Geology, 6, p.93-117, 1978.
 - _____ ;BRITO-NEVES,B.B.;FUCK,R.;PORTO;R.;THOMAZ-FILHO,A. e CUNHA;F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. Petrobrás,Cenpes, *Série Ciência-Técnica-Petróleo*, nº15,1984, 70p.
 - _____ ; THOMAZ-FILHO, A.; BRITO NEVES, B.B. & KAWASHITA, K. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale di Geologia*, ser.3ª, 47(1-2): 253-280, 1985A.
 - _____ ; KAWASHITA; K.; KIKUCHI, R.K.P. & SIMOMOTO, M.A. Sistemática Rb-Sr em rochas sedimentares argilosas do Paleozóico da Bacia Amazônica. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, II, Belém,1985. *Anais*, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1985B, 1:94-105.
 - DASCH, E.J.; HILLS, F.A. & TUREKIAN, K. K. Strontium isotopes in deep sea sediments. *Science*, 153: 295-297, 1966.
 - _____ Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea

- sediments and sedimentary rocks. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 33: 1521-1552, 1969.
- DEGGENS, E. *Geochemistry of sediments*. New Jersey, Prentice Hall, 1965, 342p.
- DIAS, G.T.M. O Complexo Deltáico do Rio Paraíba do Sul (RJ). In: *Simpósio do Quaternário no Brasil, IV, Rio de Janeiro, 1981. Publicação especial, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1981, 2:58-88.*
- DIAS; J.L.; SCARTON, J.C.; GUARDADO, L.R.; ESTEVES, F.R. & CARMINATTI, M. Aspectos da evolução tectônica sedimentar e a ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: RAJAGABAGLIA, G. & MILANI, E.J. (eds), *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás/Serec, 1990, 415 p.
- DREVER, J.I. Early diagenesis of clay minerals, Rio Ameca Basin, Mexico. *J. Sed. Petrol.*, 41(4): 982-984, 1971.
- EDZWALD, J. K. & O'MELIA, C. R. Clay distribution in recent estuarine sediments. *Clays Clay Miner.*, 23: 39-44, 1975.
- ESLINGER, E. & PEVEAR, D. Clay minerals for petroleum geologists and engineers. *SEPM Short Course*, notes n°22, 250p, 1988.
- EVERNDEN, J.F.; CURTIS, G.H.; OBRADOVICH, J. e KISTLER, R. On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. *Geochim. e Cosmochim Acta.*, v, 23, p. 78-99, 1961.
- FAURE, G. & CHAUDHURI, S. The geochronology of the Keweenawan rocks of Michigan and the origin for the copper deposits. The National Science Foundation, *Final Report, Grants 3090, GA 470, 41 p.*, 1967.
- _____ ; & POWELL, J.L. *Strontium Isotope Geology*. Chicago, Springer Verlag, 1972, 188 p. (Monograph Series of Theoretical and Experimental Studies, 5).
- _____ . *Principles of isotope geology*. New York, John Wiley e Sons., 1986, 587 p.
- FORDHAM, A.W. The location of iron-55, strontium-85 e iodide-125 sorbed by kaolinite and dickite particles. *Clays and Clay Miner.*, 21: 175-184, 1973.
- FREED, R.L. Shale mineralogy of the No. I Pleasant Bayou geothermal test well: a progress test. University of Texas, Austin, *Proceedings of The Fourth Geopressured-Geothermal Conference, 1980, p.153-165.*

- GIBBS, R.J. Error due to segregation in quantitative clay mineral. X ray diffraction mounting technique. *The American Mineralogist*, 50:741-751, 1965.
- _____ . The Geochemistry of the Amazon River System: part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 78: 1203-1232, 1967.
- _____ . Currents on the shelf of the North-eastern south America estuarine, coastal and shelf. *Science*, v.14, 283-299, 1982.
- GIBLIN, A. Pyrite formation in marshes during early diagenesis. *Geomicrobiology Jour.*, 6:77-97, 1988.
- GIESE JR, R.F. Kaolin minerals: structures and stabilities. In: Brindley, S.W. (eds.), *Aqueous phyllosilicates*. Chelsea, Mineralogical Society of America, p.29-66, 1989 (Special Reviews in Mineralogy, 19).
- GOLDBERG, E.D. Minor elements in sea water. *Chem. Oceanography*, 1(5):1-30, 1965.
- GOLDSCHMIDT, V.M. *Geochemistry*. Oxford, Clarendon Press, 1970, 730 p. (The International Series of Monographs on Physics).
- HATHAWAY, J. C. Clay Minerals. In: RIBBE, P. H. (eds.), *Marine Minerals*. Mineralogical Society of America Short Course Notes, 6: 123-150, 1979.
- HOFFMAN, J. & HOWER, J. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: Scholle, P.A. & SCHLUGER, P.R. (eds.) *Aspects of diagenesis*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, 1979, p.55-79 (Special Publication, n°26).
- HORSTMAN, E.L. The distribution of lithium, rubidium, and caesium in igneous and sedimentary rocks. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 12:1-24, 1957.
- HOWER, J.; ESLINGER, E.; HOWER, M. & PERRY, E. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment, 1, Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 725-737, 1976.
- HUMMEL, K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. *Geol. Rundsch.*, v.13, pp 40-81, 97-136, 1922.
- JACKSON, M. L. *Soil Chemical analysis advanced course*. Madison, 2°ed., 1985, 895 p. (editado pelo autor).
- KAWASHITA, K. O método Rb-Sr em rochas sedimentares. São Paulo,

- 1972, 111 p. *Unpublished PhD thesis.*
- KISCH, H.J. Illite cristallinity: recommendation on sample preparation, X ray diffraction settings and interlaboratory samples. In: Merriman, R.J. (ed.), *Very low grade metamorphism. Jour. Metam. Petrol.*, 9(6):665-671, 1991 (Special Issue).
- KRALIK, M. Effects of cation exchange treatment and acid leaching on the Rb-Sr system of illite from Fithiam, Illinois. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 48:527-533, 1984.
- KRAUSKOPF, K.B. *Introduction to geochemistry.* New York, McGraw Hill., 1967, 721p.
- KRUM, S. e BUGGISCH, W. Sample preparation effects on illite cristallinity measurement: grain size gradation on particle orientation. In: MERRIMAN, R.J. (ed.) *Very low grade metamorphism. Jour. Metam. Petrol.*, 9(6):671-679, 1991.
- KULP, J.L.; TURECKIAN, K.K. & BOYD, D.W. Strontium content of limestones and fossils. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63:701-716, 1952.
- _____ & ENGELS, J. Discordance in the K-Ar and Rb isotopic ages. Vienna, *Radioactive Dating Int. At. Energy Agency*, p. 219-238, 1963.
- LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2. Amsterdam, Elsevier, 1983, 572 p. (Developments in Sedimentology, 25B).
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUES, J.M.L. & AZEVEDO, A.E.G. Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, v.1, p. 84/97.
- MASSON, B. *Principles of Geochemistry.* John Wiley & Sons, New York, 430p., 1958.
- MILLOT, G. *Geology of Clays.* Berlin, Springer Verlag, 1970, 429 p.
- MERRIMAN, R.J. Very low grade metamorphism. *Jour. Metam. Petrol.*, 9(6):663-799, 1991 (Special Issue).
- MIZUSAKI, A.M.P. A utilização do microscópio eletrônico de varredura no estudo de rochas reservatório de hidrocarbonetos. In: Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório, 2, Rio de Janeiro, 1986. *Anais*, Rio de Janeiro, Petrobrás/Depex, 1986, v.1, p. 322-331.
- MORTON, J. P. Rb-Sr dating of clay diagenesis. Texas, 1983, 234

- p. Unpublished PhD thesis.
- _____ . Rb-Sr evidence for punctuated illite-smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf. Coast. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96: 114- 122, 1985.
 - MUKHOPADHYAY, B. Rubidium-strontium in whole-rock geochronology and strontium isotope geology. New Mexico, 1974, 181 p. *Unpublished PhD Thesis*.
 - _____ & BROOKINS, D.G. Strontium isotope composition of the Madera Formation (Pennsylvanian) near Albuquerque, New Mexico. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 40:611-616, 1976.
 - MULLER, G. Diagenesis in argillaceous sediments. In: LARSEN, G. e CHILINGAR, G.V. (eds.), *Diagenesis in sediments*, 1. Amsterdam, Elsevier, 1967, p 127-178.
 - NETTO, A.S.T. *Manual de Sedimentologia*. Salvador, Petrobrás/Sepes/Diven, 1980, 194 p.
 - NEWMANN, A.C.D. The synergetic effect of hydrogen ions on the cation exchange of potassium in micas. *Clay Minerals*, 8: 36-363, 1970.
 - NITTROUER, C. A.; SHARARA, M.T. & DeMASTER, D.J. Variations of sediment texture on the Amazon continental Shelf. *J. Sed. Petrol.*, 53: 179-191, 1983.
 - _____ ; DE MASTER, D.J.; FIGUEIREDO, A.G. & RHINE; J. A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study. *Eos*, 71(45): 1176-1177, 1990.
 - PACKHAM, G. H. & CROOK, K.A.W. The principle of diagenetic facies and some of its implications. *J. Geol.*, 68: 392-407, 1960.
 - PEREL'MAN, A.I. *Geochemistry of elements in the supergene zone*. Israel, Keter Publishing House Jerusalem Ltda., 1977, 265 p.
 - PERRY, E. & HOWER, J. Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays Clay Mineral.*, 18: 165-177, 1970.
 - _____ & TURECKIAN, K.K. The effects of diagenesis on the redistribution of strontium isotopes in shales. *Geoch. Geochim. Acta*, 38: 929-935, 1974.
 - PETTIJOHN, F. J. *Sedimentary Petrology: and introduction*. New York, John Willey & Sons, 1975, 227 p. (Geoscience Texts 3).
 - READ, H.H. & WATSON, J. *An introduction to Geology*. London, MacMillan, 1962, 267 p.
 - REYNOLDS, R.C. & HOWER, J. Interestratified clay minerals. In: BRINDLEY, G.W. e BROWN, G. (eds), *Crystal Structure of clay minerals*

- and their X-ray identification. Londres, Mineralogical Society, 1980, p. 249-303.
- ROBERTSON, H. E. Early diagenesis: expansible soil - clay sea water reactions. *J. Sed. Petrol.*, 44: 441-449, 1974.
- RONCARATTI, H. & NEVES, L.E. Estudo geológico preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baixada de Jacarepaguá, município do Rio de Janeiro (RJ). Rio de Janeiro, Petrobrás/Cenpes, 2 v., 1976, 100 p. (relatório interno).
- RUSSELL, K.L. Geochemistry and halmyrolisis of clay minerals, Rio Ameca, Mexico. *Geoch Cosmochim. Acta*, 34:893-907, 1970.
- SANTOS, P.S. Tecnologia de argilas. São Paulo, Editora Edgard Blucher, 1975, 2v., 340p.
- SAWHNEY, B.L. Selective sorption and fixation of cations by clay minerals: a review. *Clays Clay Miner.*, 20: 93-100, 1972.
- SHAFFER, N. & FAURE, G. Regional variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and mineral composition of sediment from the Ross Sea, Antarctica. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 87, 1491-1500, 1976.
- SHAOMOU, C. et al. A preliminary study on the existing forms of elements in sediments from Northern South China Sea. *Chinese Jour. of Geochemistry*, 7(4): 327-377, 1988.
- SILVA, C.G. Complexo deltáico do Rio Paraíba do Sul. In: Simpósio de Geologia do Rio de Janeiro e Espírito Santo, 1, Rio de Janeiro, 1987. *Anais*, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1987, v.1, p. 299-346.
- SINGER, A. & MULLER, G. Diagenesis in argillaceous sediments. In: LARSEN, G. e CHILINGAR, G.V., (eds), *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2. Amsterdam, Elsevier, 1983, p. 115-221. Elsevier, Amsterdam, pp 115-211.
- _____ & STOFFERS, P. Clay mineral diagenesis in two East African lake sediments. *Clays Clay Minerals*, 15:291-307, 1980.
- SPEARS, D.A. The Rb-Sr age dating of some Carboniferous shale. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 38:235-233, 1987.
- TAYLOR, J.H. Some aspects of diagenesis. *Adv. Sci.*, 22: 417-436, 1964.
- TAYLOR, S. R. & McLENNAN, M. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 1974, 312 p. (Geoscience texts).
- THOMAZ-FILHO, A. Potencialidades do método Rb/Sr para datação de rochas sedimentares. São Paulo, 1976, 124p. *Unpublished PhD*

thesis.

- _____ ; CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K. Aplicação do método Rb-Sr na datação de rochas sedimentares argilosas da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Belo Horizonte, 1976. *Anais*, Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, 1976.
- _____ ; & LIMA, V. Q. Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb/Sr. Rio de Janeiro, Petrobrás/Cenpes, 1979, n° 14 (relatório interno).
- TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: an introduction*. New York, John Willey & Sons, 1983, 227 p. (Geoscience Texts, 3).
- TURECKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geolog. Soc. Am. Bull*, 72: 175- 192, 1961.
- VIANA, A.; KOWSMANN, R.O. & CASTRO, J.R.J.C. Análise de riscos geológicos no talude da Bacia de Campos. In: Encontro Técnico Interdepartamental sobre Exploração em Águas Profundas, III, Rio de Janeiro, 1991. *Anais*, Rio de Janeiro, Petrobrás/Serec/Cen-Nor.
- WEAVER, C. E. *Clays, Muds and Shales*. Amsterdam, Elsevier, 1989, 819 p. (Developments in Sedimentology, 44).
- WHITNEY, P.R. & HURLEY, P.M. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations *Geoch. Cosmochim. Acta*, 28: 425-436, 1964.
- WILLIAMSON, J. H. Least square fitting of a straight line. *Can. Jour. Physics*, 46: 1845-1847, 1968.
- WILSON M. D. & PITTMAN, E. Authigenic clays in sandstones: their recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *J. Sed. Petrol.*, (47)1: 3-31, 1977.