UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DAS FONTES DOS SEDIMENTOS MARINHOS
DA PLATAFORMA CONTINENTAL DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL,
DURANTE O HOLOCENO MÉDIO E SUPERIOR, COM BASE
NA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE SR, ND E PB:
IMPLICAÇÕES NOS ESTUDOS PALEOCLIMÁTICOS
E DE HIDRODINÂMICA MARINHA**

Simone Sandra Sonvesso Mantovanelli

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari
Coorientador: Prof. Dr. Michel Michaelovich de Mahiques

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2013
(Versão corrigida)

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DAS FONTES DOS SEDIMENTOS MARINHOS
DA PLATAFORMA CONTINENTAL DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL,
DURANTE O HOLOCENO MÉDIO E SUPERIOR, COM BASE
NA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE SR, ND E PB:
IMPLICAÇÕES NOS ESTUDOS PALEOCLIMÁTICOS
E DE HIDRODINÂMICA MARINHA**

Simone Sandra Sonvesso Mantovanelli

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari
Coorientador: Prof. Dr. Michel Michaelovich de Mahiques

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Presidente: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari (GMG/IGc/USP)

Examinadores: Profa. Dra. Marly Babinski (GMG/IGc/USP)

Prof. Dr. Paulo Cesar Fonseca Giannini (GSA/IGc/USP)

Prof. Dr. Cristiano Mazzur Chiessi (EACH/USP)

Prof. Dr. Rubens Cesar Lopes Figueira (IO/USP)

São Paulo
2013

Ao meu Pai e minha Mãe.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a meus pais biológicos Suely Sandra Torquato Sonvesso e Pedro Geraldo Sonvesso; ao meu orientador Colombo Celso Gaeta Tassinari; coorientador Michel Michaelovitch de Mahiques, quem pude contar com sua colaboração e ensinamentos desde quando iniciei meu Mestrado no Instituto Oceanográfico; a todos os professores do Instituto de Geociências, pelo ensinamento de disciplina, responsabilidade, dignidade, trabalho e diligência.

Agradeço de coração a todos os colegas, alunos e funcionários do Instituto de Geociências, que me auxiliaram na confecção da presente tese; aquelas pessoas que me ensinaram a dar os primeiros passos neste trabalho; foram elas que mostraram o ABC dos trabalhos de laboratório: Solange, Liliane, Isabel, Gisele, Flávio, Elaine e muitas outras.

Agradeço a minha avó Luiza Montezano Sonvesso pelo incentivo e ajuda; ao Mantovanelli, que sem sua presença, ajuda e companheirismo, não seria viável a apresentação deste estudo; a meus filhos Guilherme e Iara pela luz e compreensão.

Obrigada a todos, que de alguma forma, preocuparam-se com o meu bem estar e desempenho no presente trabalho.

Agradeço ao CNPq pelo apoio financeiro e viabilização da pesquisa.

*“Quem pode declarar ao homem
o que será depois dele debaixo do sol?”*

Ec. 6-12.

SUMÁRIO

RESUMO	13
ABSTRACT	15
1 INTRODUÇÃO	17
1.1 APRESENTAÇÃO DO TRABALHO E OBJETIVOS DO ESTUDO	17
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	19
2 MÉTODOS DE TRABALHO E TÉCNICAS ANALÍTICAS	23
2.1 COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.2 TRABALHOS DE CAMPO E AMOSTRAGEM	23
2.3 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	24
2.4 ANÁLISE MINERALÓGICA POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	24
2.5 ANÁLISE QUÍMICA ICP-OES/MS	25
2.6 DATAÇÕES POR ¹⁴ C	25
2.7 PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS PARA AS ANÁLISES ISOTÓPICAS E QUÍMICAS CONVENCIONAIS	26
6.1.1 <i>Procedimento de extração do conteúdo de CaCO₃ dos sedimentos para as análises isotópicas de Sr e Nd</i>	27
6.1.2 <i>Procedimento de extração do conteúdo antropogênico dos sedimentos para as análises isotópicas de Pb</i>	28
2.8 ANÁLISES DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA (CI) DE SR E ND	29
2.9 ANÁLISES DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA (CI) DE Pb	30
2.10 TRATAMENTO DOS DADOS OBTIDOS	32
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	33
3.1 RADIATIVIDADE, DECAIMENTOS RADIOATIVOS E MECANISMOS	33
3.2 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Pb, U E Th	34
3.3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Rb E Sr	35
3.4 GEOQUÍMICA Sm E Nd	36
3.5 CONSIDERAÇÕES SOBRE PRÉ-TRATAMENTO DE SEDIMENTOS PARA AS ANÁLISES ISOTÓPICAS DE Pb, Sm E Nd	39
3.6 ESTUDOS SOBRE PROVENIÊNCIA DE SEDIMENTOS	41
3.7 HIDRODINÂMICA MARINHA	44
3.7.1 <i>Ressurgência</i>	44
3.7.2 <i>A Corrente do Brasil e o Sistema de contorno oeste</i>	44
3.7.3 <i>Meandros da Corrente do Brasil</i>	45
3.7.4 <i>Interação da atividade de mesoescala da Corrente do Brasil com a ressurgência</i>	46
3.7.5 <i>Estudos sobre a ressurgência ao largo de Cabo Frio</i>	47
3.7.6 <i>Considerações sobre flutuações de nível relativo do mar (NRM) durante o Holoceno</i>	48
3.7.7 <i>Expansão/ retração da pluma do Rio La Plata</i>	50
3.8 ESTUDOS PALEOCLIMÁTICOS	53
4 CONTEXTO FISIOGRAFICO	55
4.1 ASPECTOS HIDROGRÁFICOS	55
4.1.1 <i>Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul</i>	55
4.1.2 <i>Bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape</i>	57
4.1.3 <i>Bacia hidrográfica do Rio La Plata</i>	58
4.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	59
4.3 ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS	62
4.4 PLATAFORMA CONTINENTAL	66
5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E COMPILAÇÃO DAS COMPOSIÇÕES ISOTÓPICAS DE SR, Pb E Nd DE ROCHAS E SEDIMENTOS	69
5.1 POSSÍVEIS ÁREAS DE PROVENIÊNCIA DOS SEDIMENTOS DO TESTEMUNHO CF	70
5.1.1 <i>Terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pelo curso alto do Rio Paraíba do Sul</i>	72
5.1.2 <i>Terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pelo curso alto do Rio Paraíba do Sul</i>	75

5.1.3	<i>Terrenos metamórficos de médio a alto grau de áreas adjacentes à costa no Estado do Rio de Janeiro</i>	81
5.1.4	<i>Sedimentos</i>	83
5.2	POSSÍVEIS ÁREAS DE PROVENIÊNCIA DOS SEDIMENTOS DO TESTEMUNHO ST	86
5.2.1	<i>Terrenos metamórficos de baixo a médio grau</i>	87
5.2.2	<i>Terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina</i>	93
5.2.3	<i>Rochas da Bacia do Paraná</i>	101
5.2.4	<i>Sedimentos</i>	106
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	109
6.1	PRÉ-TRATAMENTO DAS AMOSTRAS PARA AS ANÁLISES ISOTÓPICAS	110
6.1.3	<i>Composições isotópicas de Sr resultantes do pré-tratamento</i>	110
6.1.4	<i>Composições isotópicas de Nd resultantes do pré-tratamento</i>	112
6.1.5	<i>Composições isotópicas de Pb</i>	113
6.1.6	<i>Composições isotópicas de Sr</i>	118
6.1.7	<i>Composições isotópicas de Nd</i>	118
6.1.8	<i>Composições isotópicas de Pb</i>	119
6.2	TESTEMUNHO (CF)	121
6.2.1	<i>Descrição granulométrica</i>	121
6.2.2	<i>Análises mineralógicas</i>	128
6.2.3	<i>Análises químicas</i>	129
6.2.4	<i>Análises isotópicas</i>	132
6.2.5	<i>Avaliação das áreas fontes dos sedimentos do testemunho CF</i>	136
6.2.6	<i>Implicações sobre as variações isotópicas no testemunho CF do Holoceno Médio ao Superior</i>	141
6.3	TESTEMUNHO SANTOS (ST)	149
6.3.1	<i>Descrição granulométrica</i>	149
6.3.2	<i>Análises mineralógicas</i>	161
6.3.3	<i>Análises químicas</i>	155
6.3.4	<i>Análises isotópicas</i>	159
6.3.5	<i>Avaliação das áreas fontes dos sedimentos do testemunho ST</i>	164
6.3.6	<i>Implicações sobre as variações isotópicas no testemunho ST do Holoceno Médio ao Superior</i>	179
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	179
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	185
	Anexo A	
	Anexo B	

RESUMO

Análises isotópicas de Nd, Sr e Pb forneceram registros sobre a proveniência dos sedimentos de dois testemunhos da plataforma continental da região sudeste do Brasil. No testemunho CF, os sedimentos registraram valor médio de $E_{Nd(0)}$ de -17,5, idades modelo Sm-Nd (TDM) em torno de 1,8 Ga e valor médio das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,7. Os sedimentos do testemunho ST mostraram valor médio de $E_{Nd(0)}$ de -10,5, idades modelo Sm-Nd (TDM) próximas a 1,4 Ga e valor médio das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,8. A análise conjunta dos sistemas isotópicos utilizados na presente pesquisa evidenciou uma distinção entre as rochas fontes dos testemunhos CF e ST.

As rochas de terrenos metamórficos de alto a médio grau, principalmente os metassedimentos drenados pela bacia hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (RPS), inseridos no contexto geológico do Cinturão Ribeira, foram identificados como principais fontes de sedimentos para o testemunho CF, indicando uma influência marcante do aporte fluvial na sedimentação da plataforma continental brasileira ao largo de Cabo Frio-RJ.

Sugere-se na presente pesquisa que o transporte dos sedimentos provenientes do RPS para a região de localização do testemunho CF, vem sendo facilitado pela ação dos ventos de NE associados com a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), os quais também influenciariam os vórtices ciclônicos da Corrente do Brasil (CB), a penetração da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e consequentemente a distribuição dos sedimentos na plataforma continental, sob influência de tais mecanismos.

As composições isotópicas de Pb, Nd e Sr dos sedimentos do testemunho ST mostraram-se semelhantes às das rochas da Bacia do Paraná, principalmente da Formação Bauru. As assinaturas isotópicas e idades modelo Sm-Nd (TDM) de sedimentos provenientes dos estuários dos rios La Plata e Mampituba, os quais drenam rochas da Bacia do Paraná, também apresentaram valores semelhantes às dos sedimentos do testemunho ST, indicando que estes poderiam ser provenientes da mistura de material erodido de rochas básicas, no caso, de basaltos toleíticos de baixo TIO_2 , com rochas dos terrenos metamórficos de médio a alto grau, inseridas no contexto geológico do Cinturão Ribeira.

A semelhança na composição isotópica dos sedimentos do estuário do Rio La Plata e do testemunho ST agrega indícios para dizer que o transporte das frações granulométricas mais finas provenientes da Bacia do Paraná, para regiões da plataforma continental do sudeste do Brasil, poderia ser facilitado pela dinâmica da pluma do Rio La Plata, a qual seria transportada para norte pela movimentação da Corrente Costeira do Brasil (CCB).

Os resultados da atual pesquisa sugerem que as mudanças nas características isotópicas dos sedimentos, observadas ao longo dos testemunhos CF e ST, entre o Holoceno Médio e Superior, estariam

associadas primariamente com mudanças no sistema climático à ação dos ciclos astronômicos de insolação de precessão, na escala de tempo milenar.

Palavras chaves: Isótopos radiogênicos, áreas fontes, plataforma continental, Holoceno Médio e Superior.

ABSTRACT

Nd, Sr and Pb isotopic analysis from two sediment cores from the continental shelf off the southeastern region of Brazil provided records of the provenance of its sediments. Sediments from CF core recorded $E_{Nd(0)}$ average value of -17.5, Sm-Nd (TDM) model ages around 1.8 Ga and mean values for $^{206}Pb/^{204}Pb$ reasons of 18.7. The sediments from ST core showed $E_{Nd(0)}$ average value of -10.5, Sm-Nd (TDM) model ages close to 1.4 Ga and mean value for $^{206}Pb/^{204}Pb$ reasons of 18.8.

The analysis of the isotopic systems used on this study showed a distinction between the source rocks of CF and ST cores. The medium and high grade metamorphic basement rocks mainly constituted of metasediments drained by the hydrographic basin of Paraíba do Sul river, inserted in Ribeira Belt are the main sources of the sediments from the CF core, indicating a strong influence of river inflow in the sedimentation of the Brazilian continental shelf off Cape Frio (RJ). The distribution of Paraíba do Sul river sediments into the platform upon regions located south of its mouth, would be facilitated by the action of NE winds associated with the South Atlantic Subtropical High (SAS), which also could influence the cyclonic vortices of Brazilian Current (CB), the penetration of the South Atlantic Central Water (SACW) and consequently the distribution of sediments on the continental shelf under the influence of such mechanisms.

Pb, Nd and Sr isotopic compositions of the sediments from the ST core seem to be similar to the ones from the rocks of the Paraná Basin, mainly from Bauru Formation. These sediments could be derived from the mixture of eroded material from basic rocks, in the case of low-TiO₂ tholeiitic basalts with medium to high grade metamorphic rocks of Ribeira Belt, probably during the time of the Bauru basin sedimentation (Cretaceous). The isotopic signatures and Sm-Nd (TDM) model ages of sediments from La Plata and Mampituba river estuaries, which drain rocks of the Paraná Basin, are similar to those recorded in the ST core. These similarities add evidence to say that the transport of the sediment finer size fractions from the Paraná Basin to the Brazilian southeastern continental shelf could be facilitated by the dynamics of La Plata plume, which is transported northwards under the influence of the Brazilian Coastal Current movement.

The results of the current study suggest that changes in sedimentation, observed over the CF and ST cores, between the Middle and Upper Holocene, could be primarily associated to climatic changes to the action of the precessional insolation astronomical cycles.

Keywords: radiogenic isotopes, source areas, continental shelf, Middle and Upper Holocene.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação do trabalho e objetivos do estudo

Tendo como base estudos iniciais referentes ao comportamento dos isótopos radiogênicos dos elementos químicos Sr, Pb e Nd, e conhecimentos sólidos sobre a dinâmica da sedimentação na plataforma sul-sudeste do Brasil, por meio de trabalho inédito, tem-se a oportunidade de caracterizar as composições isotópicas de Sr, Nd e Pb de sedimentos depositados na plataforma continental interna, ao largo de Cabo Frio e Santos, durante o intervalo aproximado de 400 a 7000 anos cal. AP, e relacioná-las com as assinaturas isotópicas de suas fontes continentais. Tais relações são abordadas de duas maneiras. A primeira prioriza o reconhecimento geral das assinaturas isotópicas das principais áreas fontes dos sedimentos, comparando-se espacialmente as diferenças isotópicas entre os testemunhos e suas respectivas áreas fontes. A segunda aborda o conhecimento do ponto de vista temporal, onde as variações isotópicas registradas ao longo dos testemunhos são relacionadas com mudanças na proporção da contribuição de sedimentos das fontes envolvidas.

Considerando que em sedimentos podem ocorrer processos que alteram suas respectivas composições isotópicas originais, como por exemplo, a mistura com Pb e Sr de origem antropogênica ou contribuição de elementos químicos de outras origens como de conchas, tornou-se necessária a escolha de um tratamento químico prévio, adequado para sedimentos marinhos, antes da realização das análises isotópicas de Sr, Nd e Pb. Este estudo também foi foco de interesse da presente pesquisa. Foram realizados testes, envolvendo os isótopos de Sr e Nd, visto que diversas técnicas vêm sendo empregadas na dissolução do carbonato de cálcio precipitado do oceano (bioclastos), que integra o material coletado (*e.g.* Asahara, 1999; Asahara *et al.*, 1995; 1999; Bayon *et al.*, 2002; Bentahila *et al.*, 2008; Cordani *et al.*, 2004; Parra *et al.* 1997). Também foram realizados testes para verificar a necessidade de remoção da contaminação das amostras por metais pesados antes das análises isotópicas de Pb, devido à contaminação dos sedimentos, superficiais (*e.g.* Cunha *et al.*, 2009; Geraldies *et al.*, 2006; Moraes *et al.*, 2004), observada em localidades inseridas no contexto de investigação das áreas fontes. A utilização da técnica mais adequada no pré-tratamento das amostras foi balizada nos

Introdução

resultados que ofereceram maior eficiência na remoção do material indesejado, sem ocorrência de alteração relevante na assinatura isotópica geogênica das amostras.

A presente pesquisa além de propor a caracterização isotópica das rochas fontes de sedimentos depositados na plataforma continental da região sudeste do Brasil, ao largo de Santos e Cabo Frio, pretende contribuir no esclarecimento de suposições feitas em trabalhos prévios que tratam do transporte de sedimentos provenientes do estuário do Rio La Plata até latitudes próximas a 25°S.

Considerando a variabilidade temporal, bem como as variações mais acentuadas nas características isotópicas dos sedimentos ao longo dos testemunhos CF e ST, variações climáticas foram associadas aos ciclos de insolação de precessão na escala milenar, circulação atmosférica, mudanças na precipitação, e consequentes variações no aporte de sedimentos terrígenos para o oceano por sistemas fluviais; bem como considerações sobre flutuações de nível relativo de mar (NRM), ação de correntes marinhas e massas de águas.

Muitos trabalhos vêm sendo realizados tanto nas frações orgânicas, como inorgânicas dos sedimentos depositados da plataforma sul-sudeste da América do Sul durante o Holoceno (*e.g.* Chiessi *et al.*, 2010; Gyllencreutz *et al.*, 2010; Mahiques *et al.*, 2004; 2008; 2009; Nagai *et al.*, 2009), na tentativa de associar as variações detectadas em sedimentos de testemunhos marinhos, com mudanças climáticas. Um dos pontos importantes e ainda não resolvidos, no contexto acima citado, refere-se às áreas fontes destes sedimentos. Muitas vezes, estudos que relacionam paleoclima com características da sedimentação, envolvendo direta ou indiretamente proveniência de sedimentos na plataforma sul-sudeste do Brasil, consideram suas áreas fontes, de forma restrita. Assim, variações locais nas características sedimentares são estendidas para contextos regionais.

Para uma melhor compreensão da dinâmica dos processos sedimentares resultantes da interação entre continente e oceano nas margens continentais, além do estudo das variações climáticas, circulação oceânica e taxas de sedimentação, a caracterização das fontes dos sedimentos a partir de estudos isotópicos torna-se fundamental.

Indícios de aumento relativo na precipitação durante o Holoceno Superior vêm sendo relacionados, em trabalhos que utilizam testemunhos marinhos, com maior aporte de sedimentos provenientes do Rio La Plata (*e.g.* Gyllencreutz *et al.*, 2010; Chiessi *et al.*, 2010).

Introdução

O conhecimento das fontes dos sedimentos pode contribuir para esclarecer suposições envolvendo questões de proveniência. Gyllencreutz *et al.* (2010), com base em dados granulométricos de testemunhos, dentre os quais dois deles 7616 (ST) e 7620 (CF), referem-se aos mesmos estudados na presente pesquisa, sugeriram que as areias depositadas na base do testemunho localizado ao largo de Santos seriam provenientes da plataforma da Argentina, transportadas por correntes marinhas de sentido norte até ~25°S. Estes autores também supõem que o afinamento granulométrico detectado no testemunho 7616 (ST), próximo a 2000 anos cal. AP, poderia ser um reflexo do transporte de sedimentos provenientes do Rio La Plata, facilitado pela expansão de sua pluma, e pelo aumento relativo da precipitação nas regiões estudadas, durante o Holoceno Superior.

Estudos envolvendo sedimentação atual na plataforma continental (*e.g.* Mahiques *et al.*, 2002; 2004; 2008) evidenciaram que os processos de sedimentação atuantes ao norte da Ilha de São Sebastião, diferem dos vigentes ao sul da Ilha, a qual caracteriza um marco geográfico entre distintos padrões de sedimentação da plataforma sudeste do Brasil (Rocha, 1975). Com o presente estudo, pôde-se verificar, com base nos estudos isotópicos, se tais premissas poderiam ser aplicadas na caracterização isotópica dos sedimentos ao longo dos testemunhos CF e ST, localizados ao norte e ao sul da Ilha de São Sebastião, respectivamente.

Processos hidrodinâmicos e fluviais podem influenciar a distribuição de sedimentos. Por tanto, foi feito um estudo sobre os mecanismos envolvidos no processo de ressurgência, a fim de esclarecer como este mecanismo hidrodinâmico, característico da região da coleta do testemunho CF, poderia influenciar na sedimentação da plataforma continental do sudeste do Brasil. Também foram considerados mecanismos envolvendo os meandros da Corrente do Brasil, movimentação da ACAS (Água Central do Atlântico Sul) e expansão/retração da pluma do Rio La Plata.

1.2 *Localização da área de estudo*

Os testemunhos CF e ST utilizados na presente pesquisa estão localizados dentro de um setor da margem continental superior do Brasil, em forma de arco, também conhecido como Embaimento de São Paulo, o qual se estende desde o cabo de Santa Marta (28°, 30' S-49°, 00'W) até o Cabo Frio (23°, 00'S-42°, 00'W) (Figura 1). A largura da plataforma neste setor

Introdução

varia de 73 a 231 km e sua declividade varia entre 1:656 a 1:1333. A quebra da plataforma localiza-se entre 120 e 180 m de profundidade, as isóbatas se aproximam da costa em direção a Cabo Frio, onde a plataforma é mais estreita. A localização dos testemunhos encontra-se na Tabela 1.

Tabela 1- Localização dos testemunhos CF e ST.

Testemunhos	Latitude/longitude	Isóbata de coleta
Cabo Frio (CF)	-22,942/-41,980	44 m
Santos (ST)	-25.098/-45.644	100 m

Figura 1-Mapa de localização da área de estudo: a- as linhas tracejadas representam posições da ITCZ (Zona de Convergência Intertropical) e a seta, o seu deslocamento; ASAS (Alta Subtropical do Atlântico Sul); BC (Corrente do Brasil); CM (Corrente das Malvinas); b- direção da CCB (Corrente Costeira do Brasil), responsável pelo transporte da pluma do Rio La Plata; c- características granulométricas do Embaimento de São Paulo; a indicação em vermelho mostra a localização dos testemunhos CF e ST . Modificada de Gyllencreutz *et al.* (2010) e Mahiques *et al.* (2004).

2 MÉTODOS DE TRABALHO E TÉCNICAS ANALÍTICAS

O desenvolvimento do projeto incluiu as seguintes etapas de trabalho: compilação bibliográfica, amostragem, análises de laboratório, tratamento de dados, interpretação integrada dos dados obtidos e das informações geológicas e oceanográficas disponíveis na literatura.

2.1 *Compilação bibliográfica*

A compilação bibliográfica incluiu o levantamento e consulta das fontes bibliográficas sobre os temas relacionados à Tese, tais como, geologia regional das áreas continentais e da plataforma marinha, oceanografia e geologia das áreas imersas, levantamento de dados preexistentes das razões isotópicas de Sm, Nd, Pb, Rb e Sr, geocronologia, conceituação teórica da geoquímica isotópica, processos hidrodinâmicos, atmosféricos e climáticos, bem como procedimentos para análise dos dados obtidos.

Foram compiladas da literatura de cerca de 1816 análises isotópicas de rochas e sedimentos, incluindo 420 razões $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$; 356 razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$; 474 razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; 435 razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e 131 análises isotópicas de Pb.

2.2 *Trabalhos de campo e amostragem*

A etapa de amostragem dos sedimentos marinhos foi realizada pelo Instituto Oceanográfico da USP, supervisionada pelo Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques, coorientador do presente trabalho, a bordo do navio *Professor W. Besnard*. Utilizou-se 323 cm do testemunho 7620, coletado ao largo do Cabo Frio (RJ) à profundidade de 44 m de lâmina de água. Na atual pesquisa o testemunho 7620 foi denominado CF. O testemunho 7616, referido no atual estudo como ST, foi coletado ao largo de Santos (SP) à profundidade de 100 m de lâmina de água, do qual se utilizou 303 cm.

2.3 *Análise granulométrica*

As análises granulométricas foram realizadas em um analisador de partículas Malvern 2000, em 5 g de amostras descarbonatadas com HCl 1N. O intervalo amostrado foi a cada dois centímetros, ao longo dos dois testemunhos. Os dados granulométricos foram cedidos pelo Prof. Dr. Michel Michaelovich de Mahiques. Tais dados foram avaliados e reorganizados na atual pesquisa.

2.4 *Análise mineralógica por Difração de Raios-X*

As análises mineralógicas foram realizadas na fração argilosa das amostras em um difratômetro de pó *Siemens* modelo D5000 com tubo de cobre (40 KW e 40 $\mu\text{Å}$), no Laboratório de Difração de Raios-X LDRX do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Foram selecionadas oito amostras ao longo dos testemunhos. O intervalo amostrado foi realizado com o objetivo de detectar mudanças mineralógicas.

A fração argila foi separada no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências, seguindo as seguintes etapas: desagregação das amostras, adição de água destilada, sifonagem nos tempos duas, quatro e seis horas, após agitação do sedimento nas provetas, centrifugação e confecção de lâminas para as análises de raios X. Este procedimento foi realizado para checar a ocorrência de diferentes argilominerais em diferentes frações granulométricas.

As difrações de raios X foram realizadas em condições normais, glicolada e aquecida a 500°C por quatro horas, que permitiram uma identificação mais segura dos argilominerais presentes.

A aquisição foi feita no intervalo de 2 a 65° (2 *teta*) para as amostras naturais e de 2 a 30° (2 *teta*) para as amostras glicoladas e aquecidas.

2.5 Análise química por ICP-OES/MS

As análises químicas para a determinação de elementos maiores, menores, traços e terras raras foram realizadas nos laboratórios de química e ICP-OES/MS do IGc-USP, em 16 amostras. Foram calculadas as concentrações dos ETR por ICP-MS, bem como de outros elementos traços, maiores e menores por ICP-OES, para cada amostra. A concentração do elemento Samário nos sedimentos foi utilizada para a obtenção das razões $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ para o cálculo das idades modelo (TDM) em algumas profundidades dos testemunhos. A concentração do elemento Rb foi utilizada para a obtenção das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Razões entre elementos maiores, menores e traços (Ba/Al, Ba/Ti, Al/Ti, Fe/Ca e Ti/Ca) foram utilizadas para fazer inferências sobre maior ou menor influência continental nos sedimentos dos testemunhos CF e ST. Os detalhes do procedimento analítico utilizado para ICP-MS encontram-se em Navarro *et al.* (2008); para ICP-OES estão disponíveis em Janasi *et al.* (1997). A determinação da concentração dos elementos químicos foi realizada por espectrometria de massa com plasma induzido acoplado-ICP-MS, dotado de espectrômetro do tipo quadrupolo, modelo ELAN 6100DRC da Perkin Elmer/Sciex; e *spectrometer with minitorch* modelo ARL 3410ICP.

2.6 Datações por ^{14}C

Para a confecção do modelo de idades dos testemunhos CF e ST foram realizadas datações de ^{14}C de no laboratório Beta Analytics (USA) em matéria orgânica, amostrados a cada 50 cm. Estes modelos de idade já foram publicados em trabalho anterior (Gyllencreutz *et al.*, 2010). Os detalhes para o cálculo das idades modelo estão detalhados em Mahiques *et al.* (2011).

Para um cálculo mais preciso a idade ^{14}C foi calibrada para a idade calendário. A idade ^{14}C convencional é o resultado obtido após a aplicação das correções $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ na idade medida. As calibrações para a idade calendário são apropriadas para materiais orgânicos e carbonatos com idades entre 0 e 20 000 anos AP.

2.7 Pré-tratamento das amostras para as análises isotópicas e químicas convencionais

Para a realização das análises das composições isotópicas (CI) das amostras dos testemunhos CF e ST, uma sequência de testes químicos foi feita para a verificação do tratamento adequado necessário, para eliminar das amostras material indesejado, o qual poderia comprometer o reconhecimento das assinaturas das rochas fontes nos sedimentos.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de interesse no presente trabalho referem-se às do sedimento marinho livre da fração de CaCO_3 referente aos bioclastos, ou seja, que caracterizam a rocha fonte. O CaCO_3 de origem marinha contém quantidade significativa de Sr (~1000 ppm) no sedimento. Os testemunhos aqui estudados apresentam conteúdo de CaCO_3 entre 10 e 30%, principalmente na forma de esqueletos de organismos marinhos. Desta forma, foi necessário um tratamento para extrair das amostras o conteúdo carbonático precipitado do oceano, antes da realização das análises isotópicas de Sr.

O procedimento adequado para dissolver CaCO_3 , a escolha dos ácidos e suas concentrações devem ser bem avaliados, para que a assinatura isotópica do material geogênico da amostra não seja alterada no processo de dissolução. Para garantir a eficiência do procedimento, os lixiviados resultantes do pré-tratamento das amostras devem apresentar razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ semelhantes à da atual água do mar, entre 0,70901 e 0,70902.

Para a realização das análises isotópicas de Pb ao longo dos testemunhos ST e CF, considerou-se a possibilidade de haver contaminação antropogênica, a qual poderia alterar as razões isotópicas de Pb do sedimento e tornar os dados inadequados para o estudo de suas áreas fontes. Portanto, foram realizados testes para averiguar a existência de tal contaminação, bem como testar se esta poderia ser detectada com a concentração do ácido utilizado no procedimento.

Para a execução dos testes, foram realizadas 23 análises isotópicas envolvendo os isótopos de Sr, Nd e Pb. Todos os testes foram realizados nos laboratórios do CPGeo do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

As amostras submetidas às análises químicas convencionais foram previamente tratadas para a eliminação do carbonato de cálcio precipitado do oceano, de acordo com a metodologia definida no pré-tratamento das amostras para as análises isotópicas.

2.7.1 Procedimento de extração do conteúdo de CaCO_3 dos sedimentos para as análises isotópicas de Sr e Nd

Os testes referentes às sistemáticas Rb-Sr e Sm-Nd foram realizados em duas amostras do topo do testemunho ST (0-2 cm e 2-4 cm), com o uso de HOAc e HCl. Os ataques químicos envolvendo o HOAc foram realizados segundo procedimentos recomendados por Bayon *et al.* (2002); o HCl foi utilizado segundo descrito por Asahara *et al.* (1995). Ambos procedimentos foram adaptados às condições de trabalho dos laboratórios e às condições amostrais.

Ácido acético (HOAc)

Foram pesados 500 mg de sedimentos, de cada amostra previamente pulverizada, em béquer de teflon (*savillex*) devidamente descontaminado. Em seguida adicionou-se 12 ml de HOAc destilado e diluído a 10% vv (em 88 ml de água deionizada acrescentou-se 12 ml de ácido acético). Os recipientes permaneceram em banho ultrassônico por quatro horas. Após este procedimento, as amostras foram transferidas para tubos e centrifugadas por 15 minutos a 1500 rpm. As soluções (lixiviados) foram transferidas para os béqueres *savillex*, e secas em chapa aquecedora. Os resíduos foram lavados com adição de 6 ml de água Milli Q (deionizada) e centrifugados por mais cinco minutos. O procedimento de enxágue do resíduo foi repetido duas vezes. Os lixiviados e resíduos resultantes destes procedimentos foram submetidos à digestão química de acordo com os procedimentos de rotina dos laboratórios do CPGeo. As técnicas de troca iônica, detalhadas adiante, foram aplicadas nos resíduos e lixiviados, visando isolar os elementos químicos de interesse (Sr e Nd), para a realização das análises por espectrometria de massa (TIMS).

Ácido clorídrico (HCl)

Utilizou-se 12 ml de HCl (0,24 N) para atacar 500 mg de sedimento, de cada amostra previamente pulverizada, em béquer de teflon (*savillex*) devidamente descontaminado. As amostras permaneceram em temperatura ambiente por uma hora. Em seguida, foram transferidas para tubos e centrifugadas por 15 minutos a 1500 rpm; as soluções (lixiviados)

foram transferidas para béqueres *savillex*, lavadas com água Milli Q, centrifugadas por mais 5 minutos e secas em chapa aquecedora. O procedimento de enxágue dos resíduos foi repetido duas vezes. Os resíduos foram transferidos para os béqueres *savillex*, secos, em chapa aquecedora, e pesados. Os lixiviados e resíduos resultantes destes procedimentos foram submetidos à digestão química de acordo com os procedimentos de rotina dos laboratórios do CPGeo. As técnicas de troca iônica, detalhadas adiante, foram aplicadas nos resíduos e lixiviados, com o intuito de isolar os elementos químicos de interesse (Sr e Nd), para a realização das análises por espectrometria de massa (TIMS).

2.7.2 Procedimento de extração do conteúdo antropogênico dos sedimentos para as análises isotópicas de Pb

Para avaliar possível contaminação antropogênica no sedimento, foi realizada uma sequência de testes em três amostras do topo de cada testemunho. As profundidades dos sedimentos analisados foram: 2-4 cm, 10-12 cm e 22-24 cm no testemunho ST, e 2-4 cm, 8-10 cm e 20-22 cm, no testemunho CF. As seis amostras selecionadas passaram por um processo de extração parcial, com a utilização de HCl (1N). Foram medidas as razões isotópicas de Pb das amostras antes de serem lixiviadas, bem como dos lixiviados e resíduos resultantes do pré-tratamento com HCl (1N). Desta forma, as assinaturas isotópicas de Pb dos lixiviados, resíduos e sedimento total puderam ser comparadas e avaliadas.

Para a realização das análises isotópicas de Pb foram pesados 80 mg de sedimento, de cada amostra previamente desagregada, em béquer de teflon (*savillex*) descontaminado, posteriormente esta massa foi dissolvida em 2 ml de HCl (1N). Os recipientes permaneceram em repouso durante 22 horas. As soluções (lixiviados) foram transferidas para tubos e centrifugadas por 20 minutos a 2000 rpm. A solução dos tubos foi transferida para os béqueres *savillex* e seca em chapa aquecedora. Os resíduos foram lavados com 2 ml de água Milli Q, centrifugados novamente por mais 5 minutos, transferidos para os béqueres *savillex* e evaporados em chapa aquecedora, à temperatura aproximada de 80° C. Os lixiviados e resíduos resultantes destes procedimentos foram submetidos à digestão química de acordo com os procedimentos de rotina dos laboratórios do CPGeo. As técnicas de troca iônica, detalhadas adiante, foram aplicadas nos resíduos e lixiviados, para purificação do Pb, e posterior análises por espectrometria de massa (TIMS).

2.8 Análises da composição isotópica (CI) de Sr e Nd

Foram realizadas 40 análises isotópicas das razões $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ e 16 das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, totalizando 56 análises, agrupadas com as idades modelo Sm-Nd (TDM) e valores de $E_{\text{Nd}(0)}$, na sistematização Sm-Nd, termo utilizado na presente pesquisa como referência aos parâmetros isotópicos e geocronológicos acima citados.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos sedimentos dos testemunhos analisados foram obtidas a partir de 42 análises isotópicas; as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ a partir de 16. As análises isotópicas de Nd e Sr foram realizadas nos laboratórios do CPGeo do Instituto de geociências da Universidade de São Paulo. O cálculo das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foi realizado com apoio dos laboratórios de geoquímica do IGc-USP, no fornecimento das concentrações dos elementos Rb e Sm. As composições isotópicas de Sr e Rb são referidas como sistematização Rb-Sr.

Para a realização das análises das razões $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, utilizou-se para cada amostra aproximadamente 300 mg de sedimento pulverizado, massa resultante do pré-tratamento das amostras. O sedimento após pesado foi colocado em bombas tipo *Parr*, onde foi atacado com 5 ml de um preparado de ácido fluorídrico (HF) e nítrico (HNO_3), destilados e concentrados na proporção 3:1, respectivamente. Em seguida, as bombas foram colocadas em estruturas de metal apropriadas, as quais permanecem por cinco dias em estufa, à temperatura de 200° C. O material das bombas foi transferido para béqueres de teflon (*savillex*) e evaporado em chapa aquecedora à temperatura média de 80° C. Após evaporado, adicionou-se ao *savillex* cerca de 5 ml de HCl (6N) destilado. Os recipientes permaneceram na chapa aquecedora durante uma noite, depois foram abertos e o conteúdo, evaporado. Em seguida, adicionou-se 1 ml de HNO_3 concentrado. O conteúdo dos recipientes foi novamente seco na chapa aquecedora.

Após a digestão química, adicionou-se 1 ml de HNO_3 (2N) em cada amostra, as quais foram encaminhadas para serem depositadas nas colunas de troca iônica, para coleta do Sr e da solução matriz, a qual contém os elementos do grupo de terras raras (ETR). Neste procedimento, utilizou-se a resina Sr-Spec (EiChOM Industries INC). O condicionamento da resina foi feito com a adição de 2,2 ml de HNO_3 (0,05N) e 0,4 ml de HNO_3 (2N). A deposição da amostra foi feita com 1 ml de HNO_3 (2N). A matriz foi coletada com a adição de 0,4 ml de HNO_3 (2N). Na lavagem da amostra e eluição do Ba foi adicionado 1 ml de HNO_3 (7N) e 0,6 ml de HNO_3 (2N). A coleta de Sr foi feita com adição de 3 ml de HNO_3 (0,05N).

Para a coleta dos ETR, as amostras dissolvidas em 2 ml HNO_3 (1N) passaram por coluna preenchida com ~1 cm de resina não iônica de éster-polímero RE (EiChOM Industries INC). O condicionamento da resina foi feito com a adição de 1 ml de HNO_3 (1N). Na eluição dos elementos sem interesse utilizou-se 3 ml de HNO_3 (1N). Os ETR foram coletados com adição de 1,1 ml de HNO_3 (0,05N). O material coletado foi evaporado até secar e o resíduo, encaminhado, para separação de Nd.

O material proveniente da coluna RE foi dissolvido em 0,2 ml de HCL (0,26 N) e depositado em coluna preenchida com resina Ln (EiChOM Industries INC). A resina Ln foi regenerada e recondicionada com a passagem dos ácidos HCl (6 e 0,26N), respectivamente. A coleta do Nd foi efetuada com cerca de 3 ml de HCl (0,26 N), após o descarte de cerca de 5 ml do ácido em questão. Após a eluição de Nd e Sr, e coleta das respectivas soluções, estas foram evaporadas juntamente com 1 μl de H_3PO_4 (0,25N). A cada lote de amostras analisadas, um branco analítico é preparado.

Após secagem, as amostras foram depositadas em filamento paralelo de rênio, e filamento simples de tântalo, para a medição das razões isotópicas de Nd e Sr, respectivamente. A espectrometria de massa por ionização térmica (TIMS) forneceu as razões isotópicas de Nd e Sr, pelo espectrômetro FINNIGAN MAT 262.

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram corrigidas para o fracionamento de massa da razão $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Os valores médios para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do padrão NBS-987 durante as análises, com erro 2 sigma foram: $0,710267 \pm 0,000056$, $0,710294 \pm 0,000041$ e $0,710262 \pm 0,000070$. Para cada amostra foram realizadas cerca de 100 medidas.

As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (DePaolo, 1981). Os valores médios para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do padrão JNdi durante as análises, com erro 2 sigma foram: $0,512099 \pm 0,000009$ e $0,512095 \pm 0,000008$.

2.9 Análises da composição isotópica (CI) de Pb

Foram realizadas 39 análises das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ referidas na presente pesquisa como sistemática Pb-Pb. Todas as análises isotópicas de Pb foram realizadas nos laboratórios do CPGeo do IGc-USP.

Para o ataque das amostras, que não passaram por nenhum processo de extração parcial prévio, foram pesados 60 mg de sedimento. Para as análises isotópicas de Pb do material lixiviado (*i.e.* resíduo resultante do pré-tratamento das amostras) foram inicialmente pesados 80 mg de sedimento. Depois de pesadas, cada amostra foi atacada com 5 ml de um preparado de ácido fluorídrico (HF) e ácido nítrico (HNO₃) na proporção 3:1, respectivamente. O ataque foi feito em bombas tipo *Parr*. Estas bombas foram colocadas em estruturas de metal apropriadas e levadas para estufas, sob temperaturas de 150 e 200 °C, onde permaneceram por cinco dias. Após este procedimento as amostras foram transferidas para béqueres *savillex*, evaporadas em chapa aquecedora. Após evaporado o conteúdo, adicionou-se ao *savillex* 5 ml de HCl (6N) destilado. Os recipientes permaneceram na chapa aquecedora durante uma noite, depois foram abertos e o conteúdo, evaporado.

O conteúdo do *savillex* foi dissolvido em cerca de 2 ml do ácido bromídrico (HBr) (0,7N) e submetido à purificação de Pb por meio de técnica de troca iônica, a qual consiste em isolar o Pb dos outros elementos contidos na solução, pela passagem da amostra por uma coluna de polietileno com resina de troca iônica (AG1-X8 da *Bio Rad*). A coluna foi preenchida com cerca de cinco gotas de resina, a limpeza da resina foi feita com a adição de 2 ml de HCl (6N) e 0,3 ml de água deionizada. O condicionamento da resina foi feito com a adição de 0,3 ml de HBr (0,7N). Os íons indesejados foram removidos com adição de 0,9 ml de HBr (0,7N). A eluição do Pb foi feita com 1 ml de HCL (6N). As amostras foram então evaporadas por cerca de quatro horas a 80°C. Após a adição de HBr para diluição da amostra, o procedimento de purificação do Pb foi repetido; desta vez, a solução final contendo Pb foi evaporada juntamente com 1 µl de H₃PO₄ (0,25N).

Em seguida, as amostras foram encaminhadas para a medição das razões isotópicas de Pb, sendo depositadas em filamento de rênio, com adição de sílica-gel ultrapura (Cameron *et al.*, 1969). A espectrometria de massa por ionização térmica (TIMS) forneceu as razões isotópicas de Pb, pelo espectrômetro FINNIGAN MAT 262. Estas razões foram corrigidas para o fracionamento de massa de 0,095 % /u.m.a., com erro padrão relativo a 60 medidas. O branco total durante as análises variou de 64 a 102 pg. O valor médio do padrão NBS-981, com desvio padrão 1 sigma foi: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,898 \pm 0,003$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,440 \pm 0,003$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,542 \pm 0,010$.

2.10 Tratamento dos dados obtidos

O tratamento e análise de dados foram realizados em tabelas e diagramas, apropriados para cada parâmetro, gerados nos seguintes *softwares*: Minitab 16, Excel 2003, Corel DRAW X3, Adobe Photoshop CS2, Plumbotectonic, GCDKit 3.0, PlanPlot (10.12) e Origin 8.6.

Para a resolução da problemática referida neste estudo, foi necessária a elaboração de diagramas comparativos de dados isotópicos de Nd, Pb e Sr das rochas continentais, compilados da literatura, com as assinaturas isotópicas de Nd, Pb e Sr dos sedimentos marinhos dos testemunhos 7620 e 7616, referidos no presente estudo como CF e ST, respectivamente. Estes diagramas comparativos serviram de base para as interpretações referentes às assinaturas isotópicas de Nd, Sr e Pb das rochas continentais, nos intervalos ao longo dos testemunhos.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Radiatividade, decaimentos radioativos e mecanismos

Decaimento radioativo é a desintegração espontânea de um isótopo pai, que produz um isótopo filho radiogênico e uma partícula nuclear. Os principais mecanismos de decaimento radioativo são identificados pela partícula nuclear emitida durante o decaimento e transmutação nuclear. O decaimento *beta* emite uma partícula negativa do núcleo devido à emissão de um nêutron. No decaimento *alfa* o núcleo expela um átomo de He (dois prótons e dois nêutrons).

A taxa de decaimento de um dado isótopo é proporcional ao número de átomos radioativos (N) presentes em um determinado tempo. O decaimento do isótopo radioativo e o crescimento dos isótopos filhos radiogênicos são representados pelas equações:

$$N = N_0(e^{-\lambda t}); D^* = N(e^{\lambda t} - 1)$$

onde, (N_0) é o número original de átomos do isótopo pai antes do decaimento; (N) é o número de isótopos pais restantes em determinado tempo; (t) é o tempo decorrido desde o início do decaimento; (D^*) é o número de átomos filhos acumulados durante o tempo (t).

O número total de isótopos radiogênicos (D) presentes hoje em uma amostra é a soma dos que estavam inicialmente no sistema (D_0) com os produzidos pelo crescimento radiogênico (D^*): $D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$. A Figura 2 ilustra o decaimento exponencial natural e o crescimento radiogênico nos sistemas isotópicos.

Figura 2-Crescimento radiogênico nos sistemas isotópicos. Número total de isótopos radiogênicos (D); e número de átomos radioativos (N). Fonte: Banner, 2004.

3.2 Geoquímica isotópica de Pb, U e Th

O Pb apresenta quatro isótopos naturais ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{208}Pb e ^{207}Pb , com as seguintes abundâncias isotópicas: 11,4%, 24%, 52% e 22%, respectivamente. A composição isotópica de chumbo (Pb) em rochas terrestres e minerais pode ser rica em Pb radiogênico, nos minerais ricos em urânio (U) e tório (Th).

U e Th são membros da série dos actínídeos e possuem propriedades químicas semelhantes. O U é um elemento móvel sob condições oxidantes e forma o íon uranila (UO_2^{+2}) solúvel em água. O Th só existe no estado tetravalente cujos compostos são geralmente insolúveis em água.

Durante a fusão parcial das rochas no manto, U e Pb concentram-se na fase líquida e são incorporados nos produtos mais ricos em sílica. Desta forma, com a diferenciação geoquímica progressiva, as rochas da crosta são mais ricas em U e Th em relação ao manto superior. Teoricamente as concentrações de U, Th e Pb aumentam dos basaltos para os granitos. Os isótopos de U e Th, suas abundâncias, meia vida e constantes de decaimento estão dispostos na Tabela 2, segundo Faure e Mensing (2005).

Tabela 2-Valores de abundância, meia-vida e constantes de decaimento dos isótopos de U e Th.

Isótopo	Abundância (%)	Meia-vida Anos	Constante de decaimento (y^{-1})
^{238}U	99.2743	4.468×10^9	1.55125×10^{-10}
^{235}U	0.7200	0.7038×10^9	9.8485×10^{-10}
^{234}U	0.0055	2.45×10^5	2.829×10^{-6}
^{232}Th	100.00	14.010×10^9	4.9475×10^{-11}

O Pb não ocorre apenas como resultado do decaimento de U e Th, também forma seus próprios minerais, nos quais U e Th não fazem parte, como nas galenas. A composição isotópica de Pb nas rochas difere umas das outras devido aos distintos ambientes químicos, nos quais o Pb pode residir (crosta, manto, minerais de minério de Pb) (Faure e Mensing, 2005).

O Pb comum é a mistura de chumbo primordial com Pb radiogênico originado pelo decaimento radioativo de U e Th dos reservatórios da terra. Em um tempo (t) o Pb foi separado do U e do Th e incorporado na estrutura cristalina das galenas e de outros minerais ricos em Pb e pobres em U.

3.3 Geoquímica isotópica de Rb e Sr

Rubídio (Rb) pertence ao grupo dos metais alcalinos. O raio iônico do Rb⁺ (1,48 Å) é similar ao do K⁺ (1,33 Å), o que permite a substituição de K⁺ por Rb⁺ em minerais como micas (muscovita, biotita, flogopita e lepidolita), feldspatos potássicos (ortoclásio e microclínio), certos argilominerais e minerais evaporíticos (silvinita e carnalita).

O Rb tem dois isótopos naturais ⁸⁵Rb e ⁸⁷Rb, suas abundâncias são 72,1654% e 27,8346%, respectivamente. ⁸⁷Rb é radioativo e decai para ⁸⁷Sr por emissão *beta*:

O estrôncio (Sr) pertence à série dos alcalinos terrosos, seu raio iônico (1,13 Å, Sr²⁺) é similar ao do Ca,⁺2 o qual substitui em minerais cálcicos como: plagioclásio, apatita e carbonato de cálcio, principalmente aragonita.

Sr tem quatro isótopos naturais (⁸⁸Sr, ⁸⁷Sr, ⁸⁶Sr e ⁸⁴Sr), todos estáveis, suas abundâncias são respectivamente 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%. As abundâncias dos isótopos de Sr são variáveis porque dependem da formação de ⁸⁷Sr radiogênico pelo decaimento do ⁸⁷Rb. Desta forma, a composição isotópica de Sr em uma rocha ou mineral que contenha Rb depende da idade e da razão Rb/Sr da rocha ou mineral

As concentrações de Rb em rochas ígneas comuns e em rochas sedimentares variam de menos de 1 ppm em rochas ultrabásicas, até 170 ppm em rochas graníticas com baixo teor de Ca. As concentrações de Sr variam de poucos ppm em rochas ultrabásicas, até cerca de 465 ppm em basaltos, e atingem valores de 2000 ppm ou mais em rochas carbonáticas. Estes valores foram compilados de Faure e Mensing (2005).

Durante a cristalização fracionada do magma, o Sr tende a se concentrar no plagioclásio, enquanto o Rb permanece na fase líquida. Desta forma, a razão isotópica Rb/Sr do líquido residual do magma aumenta gradualmente no decorrer da cristalização progressiva do magma. Suítes de rochas ígneas (Rb/Sr>1) diferenciadas apresentam valores mais elevados das razões Rb/Sr, com o aumento do grau de diferenciação. Por tanto, rochas derivadas do manto possuem baixas razões Rb/Sr.

O crescimento radiogênico de ⁸⁷Sr em minerais ricos em Rb (biotita) é descrito pela equação:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

O valor da constante de decaimento é dado por $\lambda = 48,8 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$. Este valor corresponde à meia-vida de $48,8 \times 10^9$ anos do ^{87}Rb .

Hoje o manto apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,702 e 0,703; a crosta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ médias de 0,730 e a água do mar, razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,70918 \pm 0,00001$. A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na época da formação da Terra é representada pelo valor BABI = 0,69908 relativo a 0,71025 para NBS 987 (Figura 3). Este valor refere-se à fonte que deu origem aos acondritos na história do sistema solar.

Duas características importantes no comportamento geoquímico de sistemas isotópicos radiogênicos em registros sedimentares são: o longo tempo de residência do Sr nos oceanos (5×10^6 anos), relativo ao tempo de mistura das águas oceânicas ($1,5 \times 10^3$ anos), o que confere homogeneidade nas assinaturas isotópicas das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos oceanos atuais; e a irrelevância dos efeitos de fracionamento isotópico na maioria dos sistemas isotópicos (Banner, 2004).

Figura 3- Evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em função do tempo geológico.

3.4 Geoquímica Sm e Nd

Samário (Sm) e neodímio (Nd) são elementos terras raras (ETR), um grupo de elementos trivalentes com raios iônicos similares e comportamento geoquímico semelhante. Os elementos terras raras (ETR) também ocorrem como elementos traços em minerais comuns formadores de rochas, nos quais eles substituem elementos maiores. Com o aumento do número atômico dos elementos terras raras surgem diferenças nos seus raios iônicos, as quais produzem pequenas e previsíveis mudanças em seu comportamento geoquímico (Hanson, 1980). Tais mudanças

promovem o fracionamento do Samário (pai) e Neodímio (filho) em sua evolução ao longo da história da terra, e resultam em baixas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ na crosta continental, se comparadas ao manto.

O Nd concentra-se na fase líquida durante a fusão parcial de minerais silicáticos, enquanto o Sm permanece na fase sólida. Entre os minerais formadores de rochas a granada é o único que tem razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ alta em relação a outros minerais ($< 0,32$). Desta forma, valores das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ nas rochas que caracterizam a crosta continental são mais baixos do que os que caracterizam as rochas ígneas máficas.

Os elementos Sm e Nd possuem, cada um deles, sete isótopos naturais, cujas abundâncias estão na Tabela 3 (Faure e Mensing, 2005). Os correspondentes pesos atômicos são: Nd=144,24 e Sm=150,36. ^{147}Sm é radioativo e decai para ^{143}Nd por emissão *alfa*, segundo a reação:

$T_{1/2} = 1,06 \times 10^{11} \text{ y}$ e $\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$ representam a meia-vida e a constante de decaimento do ^{147}Sm , respectivamente.

Tabela 3-Valores das abundâncias dos isótopos de Nd e Sm.

Neodímio	(Z = 60)	Samário	(Z = 62)
Abundância		Abundância	
A	%	A	%
142	27.1	144	3.1
143	12.2	147	15.0
144	23.9	148	11.2
145	8.3	149	13.8
146	17.2	150	7.4
148	5.7	152	26.7
150	5.6	154	22.8
Total	100.0	Total	100.0

A variação isotópica no Neodímio resulta do crescimento radiogênico do ^{143}Nd em reservatórios com diferentes razões Sm/Nd. Essa variação isotópica é expressa em relação ao isótopo estável ^{144}Nd pela equação:

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

A evolução isotópica do Neodímio no manto é descrita em termos do reservatório conhecido como CHUR (reservatório condritico) (DePaolo e Wasserburg, 1976; Jacobsen e

Wasserburg, 1980) (Figura 4). Os valores numéricos das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dependem da maneira na qual as razões isotópicas medidas foram corrigidas para o fracionamento, e das devidas premissas (Faure e Mensing, 2005). O modelo assume que o Neodímio do manto envolvido neste reservatório tem razão Sm/Nd igual a dos meteoros condriticos. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ presente no reservatório condritico hoje é 0,512638 para o fracionamento isotópico corrigido com o valor $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,72190$. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR é 0,1967 razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ dos meteoritos.

CHUR pode ser usado para o cálculo de idades modelo para rochas crustais com base no tempo no passado quando CHUR e a rocha amostrada tinham razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ idênticas:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^t_{(\text{CHUR})} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{(\text{CHUR})} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})^0_{(\text{CHUR})} (e^{\lambda t} - 1)$$

onde, t = um tempo no passado e 0 = presente.

A idade modelo nem sempre indica quando o Nd de uma rocha crustal foi extraído do manto, podendo indicar idades de residência crustal de rochas que sofreram vários episódios de metamorfismo (Faure e Mensing, 2005).

Figura 4-.Curvas de evolução isotópica de Nd para os reservatórios CHUR e DM, indicando as idades modelo Sm-Nd.

As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rochas terrestres são avaliadas pela comparação com a razão isotópica atual do CHUR. Esta comparação é facilitada pela notação *epsilon* (ϵ_{Nd}) definida por DePaolo e Wasserburg (1976):

$$\epsilon_{\text{Nd}(0)} = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{(\text{R})} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{(\text{CHUR})}) / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^0_{(\text{CHUR})} \times 104$$

onde, zero refere-se ao tempo presente e (R) à rocha.

O valor numérico $E_{Nd(0)}$ das rochas ou minerais pode ser positivo, negativo ou zero. Se o valor de $E_{Nd(0)}$ é positivo o neodímio das amostras é enriquecido em ^{143}Nd radiogênico em relação ao CHUR, ou seja as rochas são provenientes de um magma depletado, enriquecido em Sm durante um episódio prévio de fusão parcial. Se $E_{Nd(0)}$ é zero a razão ($^{143}Nd/^{144}Nd$) é 0,5126638, a qual é o valor atual do CHUR. Se $E_{Nd(0)}$ é negativo a rocha contém material crustal. O Nd é originado de um magma, o qual a razão $^{147}Sm/^{143}Nd$ era menor do que a do CHUR, como resultado de fusão parcial no manto.

3.5 Considerações sobre pré-tratamento de sedimentos para as análises isotópicas de Pb, Sm e Nd

Em estudos de proveniência que utilizam razões $^{87}Sr/^{86}Sr$, observa-se o uso de combinações diversas de ácidos em concentrações, tempo de reação e temperaturas diferentes para dissolver o carbonato de cálcio ($CaCO_3$) precipitado do ambiente marinho, que foi incorporado no sedimento coletado. Contudo, não há um procedimento padrão que possa ser empregado com eficácia para qualquer tipo de sedimento. Muitos autores utilizam o ácido clorídrico (HCl) (*e.g.* Asahara, 1999; Asahara *et al.*, 1995; 1999; Bentahila, 2008; Cordani, 2004; Parra *et al.*, 1996) por ser um ácido forte capaz de eliminar todo conteúdo de $CaCO_3$ das amostras. Porém, desde os anos 50 existem críticas quanto ao uso do HCl.

Ray *et al.* (1957) realizaram testes que provaram que o uso do HCl, mesmo em concentrações diluídas, desencadeia um processo de destruição das estruturas dos argilominerais; segundo o mesmo autor, tal processo não ocorre com o uso do ácido acético (CH_3COOH ou HOAc- abreviação oficial utilizada no presente trabalho), diluído.

Bayon *et al.* (2002) realizaram uma sequência de testes para dissolver o conteúdo de $CaCO_3$ de sedimentos marinhos. Para tanto, utilizaram alguns ácidos, entre eles o HOAc, o qual foi recomendado por resultar em razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos lixiviados e resíduos, mais adequadas ao objetivo do trabalho.

Em trabalhos como Asahara *et al.* (1995; 1999), o HOAc não foi utilizado, pois os autores consideraram-no insuficiente para dissolver todo $CaCO_3$ aderido nas partículas dos sedimentos, durante sua residência no meio marinho, e/ou precipitado na forma de carapaças de animais marinhos.

O presente trabalho trata de um estudo de proveniência de sedimentos realizado a partir de ferramentas isotópicas, buscando o conteúdo geogênico do material estudado. Portanto, as assinaturas isotópicas de Pb dos lixiviados (*i.e.* das soluções referentes à contaminação) não são foco de interesse. Contudo, são apresentados testes para checar a existência de contaminação antropogênica. Vários tipos de ácidos em concentrações e tempos de reação diferentes têm sido utilizados em estudos que envolvem a identificação das fontes de contaminação de sedimentos marinhos por metais (Agemian e Chau, 1976; ANZECC /ARMCANZ (guia); Chester *et al.*, 1985, entre outros). Autores como Scouller *et al.* (2006), Snape *et al.* (2004) e Townsend *et al.* (2007) recomendam o uso do HCl (4N) durante quatro horas para extrair o conteúdo antropogênico de sedimentos marinhos de regiões pouco a moderadamente contaminadas, pois afirmam que tal procedimento não favorece a extração dos metais geogênicos.

Em estudos paleoclimáticos análises isotópicas de Pb de sedimentos marinhos são realizadas sem um tratamento prévio para a extração de metais de origem antropogênica como nos trabalhos de Abouchami e Zabel (2003) e Fagel *et al.* (2004). Em outros trabalhos na mesma linha de pesquisa, o pré-tratamento do sedimento consiste em lavagens com água destilada (Mahiques *et al.*, 2008).

Segundo Mahiques *et al.* (2008), razões isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de sedimentos atuais, depositados na margem superior sudeste do Brasil, entre aproximadamente as latitudes 24 e 25°S, onde está inserido o testemunho ST, apresentam-se muito menos radiogênicas do que seria esperado para sedimentos derivados de fonte crustal. Neste contexto, o trabalho de Moraes *et al.* (2004) disponibiliza dados isotópicos de Pb de uma das mais importantes províncias metalogenéticas (Pb, Zn e Ag) do Brasil, a qual se localiza no Vale do Ribeira. O trabalho supracitado evidencia a contaminação dos sedimentos, de granulação fina, coletados ao longo do Rio Ribeira de Iguape, desde as proximidades das minas até o estuário do rio. O sistema de drenagem do Rio Ribeira de Iguape termina no complexo estuarino-lagunar Iguape-Cananéia, e pode ser considerado como possível fonte de contaminação dos sedimentos depositados na plataforma marinha do Estado de São Paulo, pelo menos nas proximidades onde os sedimentos da plataforma, estudados por Mahiques *et al.* (2008), apresentaram assinaturas isotópicas de Pb próximas às dos sedimentos do Rio Ribeira de Iguape.

Nos trabalhos de Fagel *et al.* (1994) e Innocent *et al.* (2000), a remoção do componente carbonático das amostras de sedimentos marinhos para análises das razões isotópicas de Nd foi testada com HCl em concentrações 0,1 e 0,2 N, as quais não afetaram as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de modo relevante.

Bayon *et al.* (2002) realizaram testes com HOAc para avaliar o comportamento isotópico de Nd, após a dissolução do CaCO_3 de sedimentos marinhos. No trabalho supracitado, os valores de $E_{\text{Nd}(0)}$ dos resíduos resultantes da dissolução do conteúdo de CaCO_3 ficaram muito próximos aos do sedimento total, devido à concentração baixa de ETR nos carbonatos marinhos. Contudo, deve-se ter cautela quanto ao uso de ácidos mais fortes em análises que envolvem razões isotópicas de Sm e Nd, pois o uso do HCl (1N) (Revel *et al.*, 1996a) induz importante remoção de ETR (metade a um terço) (Clauer *et al.*, 1993), e altera drasticamente as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Innocent *et al.*, 2000).

3.6 Estudos sobre proveniência de sedimentos

Os isótopos de Pb, Nd e Sr são reconhecidos como excelentes traçadores de fontes de sedimentos, permitindo a caracterização de sedimentos e de suas respectivas áreas de proveniência, a partir do estabelecimento das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (*e.g.* Freitas *et al.*, 2003; Mahiques *et al.*, 2004; Nascimento *et al.*, 2003; Roig *et al.*, 2005; Yan *et al.*, 2007). A vantagem da utilização de sistemas isotópicos radiogênicos nos estudos de proveniência sedimentar é o comportamento destes elementos frente aos processos intempéricos. Durante a ação dos processos supérgenos, as razões isotópicas da maioria dos sistemas não apresenta fracionamento significativo (Banner, 2004; Dickin, 1995).

Os sedimentos depositados em uma bacia representam a mistura do produto de alteração das rochas que foi transportado para o oceano. As razões isotópicas e idades modelo Sm-Nd (TDM) dos sedimentos também representam uma mistura destas fontes (Mearns, 1992; Roig *et al.*, 2005).

O uso dos isótopos de Pb vem aumentando nos estudos dos processos superficiais, inclusive, com alto poder interpretativo na área de caracterização de rochas fontes uma vez que, rochas de diferentes composições litológicas e idades possuem composição isotópica de Pb

distintas entre si. A premissa de que as composições isotópicas do Pb diferem em rochas de idades e tipos distintos permite a delimitação de áreas em uma margem continental, onde predominam sedimentos derivados principalmente de uma dada fonte. Assim, as composições isotópicas de Pb dos perfis de sedimentos de uma bacia podem ser comparadas com a caracterização isotópica de possíveis rochas fontes.

Os isótopos de Nd, por meio dos valores de $E_{Nd(0)}$, das idades modelo Sm-Nd (TDM) e das razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ constituem ferramenta efetiva na caracterização das rochas fontes de sedimentos (Nascimento *et al.*, 2003; Roig *et al.*, 2005; Yan *et al.*, 2007). Nas últimas décadas, novas técnicas balizadas em princípios geoquímicos (Négrel *et al.*, 1993; Roy *et al.*, 1999) e isotópicos (Allègre *et al.*, 1996; Weldeab *et al.*, 2002) vêm sendo empregadas nos estudos de proveniência de sedimentos para melhor compreensão da dinâmica dos processos de erosão e de transporte de sedimentos recentes (Bengtsson e Stevens, 1998). A determinação da proveniência dos sedimentos a partir da sistemática Sm-Nd pode ser estabelecida comparando-se as assinaturas isotópicas dos sedimentos com as das rochas das áreas fontes (O’Nions *et al.*, 1983; Nelson e DePaolo, 1988).

Isótopos de Sr também foram utilizados na distinção dos processos da sedimentação holocênica em sedimentos marinhos, de origem continental, e/ou marinha por Freitas *et al.* (2003). Estudos em sedimentos lagunares realizados em Portugal apontaram variações ocorridas durante o Holoceno na relação entre influência marinha e continental no registro sedimentar. Tais variações foram interpretadas a partir de indicadores geoquímicos, entre eles, ETR e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Cruces *et al.*, 2004). As interpretações destes estudos tiveram como base analogias e comparações com modelos gerados em função das atuais características de sedimentação de sua área de estudo.

Assinaturas isotópicas de Nd e Pb em sedimentos da plataforma sul-sudeste do Brasil foram utilizadas por Mahiques *et al.* (2008) na obtenção de informações sobre a distribuição de sedimentos e de suas rochas fontes. Os resultados mostraram diferenças nas assinaturas isotópicas de Nd e Pb dos sedimentos, e apontaram para um transporte influenciado por correntes marinhas e massas de água.

Os isótopos de Sm e Nd apresentam características importantes para o estudo de proveniência sedimentar. A longa meia vida do ^{147}Sm permite que a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ permaneça constante durante o período de atuação dos processos geológicos. O fracionamento

das razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ durante os processos supérgenos pode ser considerado irrelevante (Dickin, 1995; Roig *et al.*, 2005). A baixa solubilidade do Sm e do Nd permite o transporte destes elementos pelo material particulado, e o controle da concentração na fase dissolvida pelo pH das águas (Tricca *et al.*, 1999).

Águas de rios contêm em média 8 ppb de Sm e 40 ppb de Nd, e as águas do mar 0,8 e 4 ppb, respectivamente. Em contrapartida, o valor médio na crosta continental é de 6 ppm para o elemento Sm, e 30 ppm para Nd (Dickin, 1995; Mearns, 1992) o qual é o mesmo para os sedimentos em suspensão.

Segundo Dickin (1995) as frações: argila, silte e areia de um mesmo sedimento apresentam razões isotópicas similares. De acordo com Louvat e Allègre (1997) a variabilidade da composição dos ETR nos particulados em suspensão e no material de fundo é da mesma ordem de magnitude, com razão particulado/fundo (P/S) de ± 1 , com exceção do Európio. Quando a concentração de Sm ou de Nd diverge muito desse valor, é provável que a entrada de material pobre em ETR, como quartzo ou matéria orgânica, dilua a sua concentração (Négrel *et al.*, 1993).

Roig *et al.* (2005) compararam as assinaturas isotópicas de Nd de sedimentos em suspensão de sub-bacias do Rio Paraíba do Sul com as das rochas de seus substratos, obtendo uma calibração dos valores isotópicos médios dos sedimentos depositados no reservatório do Funil (RJ), os quais representam a parte alta da bacia do RPS. Segundo os autores supracitados, a análise dos resultados evidenciou um aumento gradativo, ao longo do RPS, das idades modelo Sm-Nd (TDM), variando de 1,72 (Santa Branca) para 1,98 (Queluz). Este aumento gradativo dos valores de TDM dos sedimentos em suspensão foi considerado resultante da homogeneização destes. A entrada de sedimentos com valores mais elevados de TDM é incorporada à massa do material transportado, gerando uma nova mistura, onde a assinatura isotópica reflete esta nova condição, assim os isótopos de Sm e Nd encontrados nos sedimentos são provenientes na sua totalidade de rochas que ocorrem na bacia (Roig. *et al.*, 2005).

3.7 Hidrodinâmica marinha

3.7.1 Ressurgência

As zonas de ressurgência estão relacionadas com áreas de alta produtividade em decorrência da ascensão de águas frias e ricas em nutrientes que são trazidas de zonas de mar relativamente profundo, até regiões mais próximas à linha de costa. Zonas de ressurgência são também regiões da plataforma onde as taxas de sedimentação são relativamente altas, inclusive para a margem oeste do oceano Atlântico Sul. Desta forma, as zonas de ressurgência tornam-se importantes áreas para estudos paleoambientais, onde os processos relacionados a este fenômeno podem ser influenciados pelas mudanças paleoclimáticas, circulação oceânica, entre outros.

3.7.2 A Corrente do Brasil e o sistema de contorno oeste

Para entender os processos envolvidos na ressurgência no sudeste do Brasil é necessário falar da Corrente do Brasil (CB), pois esta influencia o sistema de ressurgência ao largo de Cabo Frio. A CB flui ao largo da costa leste da América do Sul e faz parte do giro subtropical do Atlântico Sul integrando um sistema de correntes de contorno oeste que ocupa pelo menos 3 km de coluna de água. A Corrente de Contorno Intermediária (CCI) faz parte deste sistema e ocupa posição subjacente à CB, porém a CCI flui para o Norte. A região de confluência destas duas correntes (~25°S) apresenta intenso cisalhamento vertical, tornando-se alvo de estudos.

A CB está centrada entre as isóbatas de 200 e 1000 m, e transporta duas massas de água: Água Tropical (AT) nos níveis de 0 a 200 m, e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) nas profundidades de 200 a 400 m. Outras massas de águas típicas do Atlântico Sul que fazem parte do sistema de correntes de contorno oeste são: Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Figura 5).

Figura 5- Esquema de circulação costeira e oceânica: CCB (Corrente Costeira do Brasil); AT (Água Tropical) e ACAS (Água Central do Atlântico Sul), ambas massas de águas transportadas pela CB (Corrente do Brasil); AIA (Água Intermediária Antártica) e APAN (Água Profunda do Atlântico Norte); a primeira transportada pela CCI (fluxo para o norte), e a segunda transportada para o polo sul, até a confluência das Malvinas, pela CCP (Corrente de Contorno Oeste Profunda). Fonte: Calado *et al.* (2008).

3.7.3 Meandros da Corrente do Brasil

A partir da década de 90 os processos de ressurgência deixaram de ser relacionados apenas com o transporte de *Ekman* e passaram a ser relacionados com o meandramento da CB (Figura 6). Mascarenhas *et al.* (1971) descreveram a presença de estruturas de vórtices, a partir de mapas de topografia dinâmica, ou seja, os meandros da CB foram considerados como parte de uma onda de vorticidade, formando ciclones e anticiclones. A origem dos vórtices foi especulada por Campos *et al.* (1995) como consequência da mudança de orientação da Linha de Costa (LC) e do gradiente topográfico. Quando ocorre a mudança de orientação da LC a coluna de água sofre um estiramento e a CB adquire vorticidade ciclônica.

Figura 6- Esquema de meandros da Corrente do Brasil: VV (Vórtice de Vitória), VCST (Vórtice do Cabo de São Tomé) e VCF (Vórtice de Cabo Frio). B e A representam zonas de baixas e altas pressões respectivamente. Fonte: Calado (2006).

3.7.4 Interação da atividade de mesoescala da Corrente do Brasil com a ressurgência

A dinâmica da ressurgência ao largo do Cabo Frio tem sido estudada por muitos autores. Como já mencionado anteriormente a ressurgência costeira foi primeiramente atribuída a processos associados ao transporte de *Ekman*. Devido à força de *Coriolis*, no Hemisfério Sul, o sentido de rotação da terra é horário, assim um vento soprando na direção do polo sul junto à margem oeste do oceano Atlântico é defletido para a esquerda, transportando água da superfície do oceano para longe da costa a 45° da direção do vento, de acordo com o transporte de *Ekman*. Este fenômeno provoca uma descida do nível relativo do mar junto à costa tornando a região uma zona de baixa pressão onde as águas de profundidade afloram na superfície.

Os vórtices da CB integram-se ao sistema de ressurgência costeira denominado Corrente do Brasil Vórtice-ressurgência (Calado, 2006). Segundo Campos *et al.* (2000) os vórtices ciclônicos da CB que ocorrem na quebra da plataforma (Figura 7) intensificam a ressurgência costeira. Segundo o autor supracitado, os vórtices levam água mais profunda (ACAS) para

regiões junto ao talude por advecção, porém durante os meses de inverno a ACAS não consegue atingir regiões da plataforma e a ressurgência costeira é enfraquecida.

Nos meses de verão, quando os ventos de NE gerados pela Alta Subtropical do Atlântico Sul estão fortalecidos, o transporte de *Ekman* é mais eficiente e as águas de ressurgência induzidas pelos vórtices na quebra da plataforma conseguem cavalgar a plataforma intensificando a ressurgência costeira.

Figura 7- Esquema de um vórtice ciclônico responsável pela ressurgência na quebra da plataforma, descrito por Campos *et al.* (2000). Fonte: Calado (2006).

3.7.5 Estudos sobre a ressurgência ao largo de Cabo Frio

O processo de ressurgência ao largo de Cabo Frio (RJ) reportado desde 1920, quando ocorreu o cruzeiro denominado *South Atlantic Meteor Expedition*. O primeiro trabalho publicado com os dados desta expedição foi em 1936 por Böhnecke. A partir dos anos 80, estudos relacionados com a dinâmica da Corrente do Brasil (Campos *et al.*, 2000) contribuíram para evolução do entendimento de outros processos (formação de meandros da Corrente do Brasil) como fator importante na ressurgência costeira do sudeste brasileiro. Trabalhos mais recentes discutem a ressurgência ao largo da costa sudeste do Brasil como um sistema integrado à formação de meandros da CB (*e.g.* Calado *et al.*, 2008; Silveira *et al.*, 2008).

Existem muitos trabalhos de reconstruções paleoambientais relacionados com a ressurgência ao largo de Cabo Frio. Mahiques *et al.* (2005) fizeram um estudo das variações que ocorreram na intensidade da ressurgência ao largo de Cabo Frio, utilizando alquenonas como um dos indicadores de paleotemperatura, associando as diferentes temperaturas com variações paleoclimáticas. Segundo o trabalho supracitado, as temperaturas sofreram uma tendência de resfriamento, associada à intensificação dos processos de ressurgência na região nos últimos 700 anos. Esta intensificação nos processos de ressurgência estaria refletindo uma intensificação nos ventos de NE e um aumento na atividade de mesoescala da CB.

Nagai *et al.* (2009) realizaram estudo de paleoprodutividade no testemunho 7620, o mesmo utilizado na atual pesquisa (CF), no qual identificaram a partir de assembleias de foraminíferos bentônicos diferentes regimes hidrodinâmicos e de produtividade ao longo do Holoceno. Os autores supracitados atribuíram tais mudanças à variação do nível relativo do mar e/ou mudanças climáticas, concluindo que nos últimos 2500 anos houve uma intensificação no processo de ressurgência ao largo de Cabo Frio, e que tais mudanças estariam associadas aos ventos de NE gerados pela Alta Subtropical do Atlântico Sul.

3.7.6 Considerações sobre flutuações de nível relativo do mar durante o Holoceno

As flutuações relativas de nível do mar durante o Holoceno estão dentro do contexto *Pós-glacial*, que segue o Último Máximo Glacial (UMG), no qual o nível do mar teria atingido a cota de -110 m, no sudeste brasileiro, conforme proposto por Kosmann e Costa (1979), com base em datações de sedimentos supostamente depositados próximos a antigas praias.

A transgressão marinha que sucedeu o UMG possui registros de fases de estabilização na atual plataforma continental e nas áreas emersas. Estas últimas são evidenciadas por paleoníveis marinhos em posição superior ao atual, a partir de 7000-6000 anos AP. No Estado de São Paulo esta fase é conhecida como Transgressão Santos (Suguio e Martin, 1978), no Rio Grande do Sul como Barreira IV (Vilwock *et al.*, 1986) e nos estados do nordeste como Última Transgressão (Bittencourt *et al.*, 1979).

Suguio *et al.* (1985) apresentaram uma revisão de trabalhos sobre variações de nível relativo de mar (NRM) nos últimos 7000 anos AP, na qual mostraram curvas para diversos setores da costa brasileira. Os dados indicam que por volta de 7000 anos cal. AP o NRM já se

situava ~1m acima do atual. A semelhança entre as curvas é explicada pelas variações da superfície do geóide. A idade do máximo NRM holocênico (de 3 a 4 m acima do nível atual) varia em torno de 5500 anos cal. AP), como por exemplo, na Bahia (Martin *et al.*, 1979) e em Santa Catarina (Angulo *et al.*, 1999).

Martin *et al.* (1985) e Suguio *et al.* (1985) defendem a existência de diferenças regionais no NRM com dois máximos: um por volta de 5100 anos AP, outro por volta de 3600 anos AP, bem como duas oscilações negativas com níveis abaixo ou próximos ao atual por volta de 4100-3800 e 3000-2700 anos AP.

Estudos realizados por Angulo e Lessa (1997) nas regiões de Paranaguá (PR) e de Cananéia (SP) contestam as oscilações negativas propostas por Suguio *et al.* (1985), devido à inconsistência, apontada pelos autores, das fontes para formulação das curvas de variação de NRM, que se basearam principalmente em dados de sambaquis. Para formular as curvas de variação de NRM, Angulo e Lessa (1997) compilaram da literatura os registros de tubos de vermitídeos de costões ao longo do litoral brasileiro. Segundo os autores supracitados, o máximo NRM atingiu 3 m acima do atual, por volta de 5100 anos AP, com tendência de queda suave até os dias atuais (Figura 8).

Figura 8-Curvas de variação do NRM. A: litoral de Salvador; B: curva da costa do Brasil a 28°N, representada pela linha contínua. Compilado de Martin *et al.* (2003) e Angulo *et al.* (2006).

3.7.7 Expansão/ retração da pluma do Rio La Plata

No tocante à expansão e retração da pluma do Rio La Plata (Figura 9), deve-se considerar aspectos climatológicos que envolvem o ciclo hidrológico (precipitação e circulação atmosférica) da bacia do rio homônimo, bem como a hidrodinâmica marinha (correntes marinhas e massas de águas) da margem oeste do oceano Atlântico Sul; além dos indicadores sedimentológicos (variações granulométricas), para que os processos relacionados a estes fenômenos possam ser compreendidos.

Mahiques *et al.* (2008) realizaram estudos isotópicos em sedimentos do Atlântico Sul, entre as latitudes 22 e 46°S, nos quais verificaram contribuição de basaltos toleíticos de baixo titânio (TiO₂), estes localizados na parte sul da Província Magmática do Paraná (PMP) (Marques *et al.*, 1999). A contribuição dos basaltos toleíticos na formação dos sedimentos da plataforma sul e sudeste do Brasil seria possível através da descarga fluvial dos sedimentos provenientes da PMP no estuário do Rio La Plata.

Möller *et al.* (2008) trataram do deslocamento latitudinal da pluma do Rio La Plata para o norte e para o sul, considerando o volume da descarga do rio, o predomínio da direção dos ventos em registros anuais e decadais, e a utilização de ferramentas de modelagem numérica. Os autores supracitados relataram que durante o verão, com a ação dos ventos de NE, ocorre a intensificação da ressurgência costeira, tanto no Cabo Frio, quanto no Cabo de Santa Marta. Neste período, a pluma do Rio La Plata é deslocada para sul e, costa afora, espalhando-se em toda plataforma ao largo do estuário do La Plata. Portanto, no verão o transporte costa afora e o desenvolvimento de uma corrente costeira para o sul causa a retração da Pluma, quando ocorrem as maiores descargas da bacia. Nos meses de inverno, com o predomínio dos ventos de SW a pluma desloca-se ao longo da costa para o norte, mesmo durante períodos de baixa descarga (diminuição das chuvas) (Figura 9).

Gyllencreutz *et al.* (2010) analisaram testemunhos marinhos localizados entre a região ao largo de Cabo Frio até a plataforma ao largo de Santa Catarina, dois destes testemunhos foram utilizados na atual pesquisa: 7616 e 7620, correspondendo aos testemunhos ST e CF, respectivamente. Os autores supracitados sugeriram que ao sul de ~24°S a sedimentação estaria influenciada pela dinâmica da pluma do Rio La Plata. Segundo Gyllencreutz *et al.* (2010), ao norte de ~24°S a sedimentação é controlada por um sistema hidrodinâmico complexo governado principalmente pelo fenômeno da ressurgência. Nota-se que aproximadamente nesta

latitude situa-se a zona de bifurcação do sistema de corrente de contorno oeste, como mencionado anteriormente.

Os resultados da pesquisa de Gyllencreutz *et al.* (2010) possibilitaram a divisão das mudanças detectadas nos testemunhos marinhos em três principais fases: 7000 a 5000 cal. AP, fase caracterizada por NRM (nível relativo do mar) três metros acima do atual, Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) mais ao norte, menor descarga do Rio Paraná, confinamento de sedimentos finos na bacia do Rio La Plata, transporte de sedimentos grossos da plataforma da Argentina até pelo menos 25°S, predomínio de ventos SSE e intensificação das correntes costeiras para o norte, tais condições seriam concordantes com a marcante deposição de areias na base do testemunho 7616; 5000 a 3000 anos cal AP, fase caracterizada pela migração da ITCZ para o sul, aumento na precipitação, NRM em declínio, maior descarga fluvial do Rio La Plata, e bloqueio de sedimentos mais grossos para o norte, tais condições corroborariam com a diminuição das areias no testemunho 7616, para o período em questão; 3000 e 2000 cal AP, período correspondente ao aumento na descarga do Rio Paraná durante os anos de El Niño, expansão da pluma do Rio La Plata para o norte nos períodos La Niña. Nesta última fase, os autores propõem um aumento do transporte de sedimentos finos para o norte, pela CCB, registrado no testemunho 7616 a partir de 2000 anos AP, essa interpretação é coerente com o aumento da precipitação no sul do Brasil entre 2000 e 200 cal AP registrado em espeleotemas da caverna de Botuverá (Cruz *et al.*, 2007; 2009). Em ~3000 cal. AP, a intensificação dos ventos de NE estariam promovendo um transporte para o sul de sedimentos mais grossos provenientes do Rio Paraíba do Sul, registrado no testemunho 7620.

Figura 9- Expansão da pluma do Rio La Plata: configuração da pluma na superfície a 5 m de profundidade; a- nos meses de inverno e b- nos meses de verão. A cor verde representa a pluma do Rio La Plata; a cor vermelha, a AT (Água Tropical), e a cor azul, a SASW (*Subantarctic Shelf Water*). Fonte: Möller *et al.* (2008).

3.8 Estudos paleoclimáticos

Muitos estudos paleoclimáticos foram realizados em registros sedimentares continentais e lacustres, nas regiões sul e sudeste do Brasil, com a utilização de diferentes indicadores: dados palinológicos, isótopos estáveis de carbono, conteúdo de fragmentos de carvão, antracologia, por vários autores, tais como Behling (1998; 2002); Ledru *et al.* (2009); Pessenda *et al.* (2004; 2009); Scheel-Ybert (2000); Schell-Ybert *et al.* (2003); Siffedine *et al.* (2004); Turcq *et al.* (2002). O presente estudo prioriza as interpretações paleoclimáticas baseadas em estudos de isótopos de oxigênio realizados em espeleotemas (*e.g.* Cruz *et al.*, 2005; 2006; 2009; Wang *et al.*, 2007; 2008), por serem registros contínuos e mais confiáveis, bem como em registros sedimentares marinhos (*e.g.* Chiessi *et al.*, 2010; Gyllencreutz *et al.*, 2010; Mahiques *et al.*, 2009). Tais estudos apontam para uma intensificação no regime de chuvas do Holoceno Médio para o Holoceno Superior, nas regiões sul e sudeste do Brasil, bem como para um aumento relativo na variabilidade da precipitação durante o Holoceno Superior (Vuille *et al.*, 2012).

Segundo Cruz *et al.* (2005), o aumento relativo da umidade no Holoceno Superior deu-se principalmente devido à maior entrada de umidade na bacia amazônica, e consequente fortalecimento do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS), associado com o deslocamento mais ao sul da posição da ITCZ.

Cruz *et al.* (2006) observaram nos registros isotópicos de oxigênio de alta resolução, em estalagmites de cavernas nas regiões sul e sudeste do Brasil, que a variação sazonal da distribuição das chuvas é primariamente controlada pela variação da insolação. Porém, desde 60 até 8 ka, anomalias isotópicas de oxigênio negativas vêm sendo registradas, indicando que outras forçantes atuaram no padrão de precipitação local como consequência do avanço na extensão de gelo no Hemisfério Norte (HN), em particular durante os eventos Heinrich, influenciando o SMAS. Em 8 ka, período de insolação mínima, a precipitação pode ter sido controlada pelo aumento do limite da camada de gelo no HN, que teria refletido no deslocamento da posição da ITCZ mais ao sul, promovendo maior suprimento de umidade para a bacia amazônica, resultando em um aumento na proporção de contribuição das chuvas de verão, e valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$, mesmo em períodos de menor insolação.

De acordo com Chiessi *et al.* (2010), as variações nos valores das razões Al/Si registradas a partir de 4500 anos cal. AP, em testemunho da plataforma interna localizado aproximadamente na latitude de 30°S, apontam para um aumento do intemperismo químico na bacia do Rio La Plata, associado ao fortalecimento do SMAS.

A intensidade de intemperismo químico no continente pode ser inferida através da utilização de razões entre elementos notadamente de origem marinha (*e.g.* Ca, Ba) e elementos de origem terrígena (*e.g.* Fe, Ti) (Mahiques *et al.*, 2009; Chiessi *et al.*, 2010). Segundo Arz *et al.* (1998), a utilização das razões Fe/Ti e Ti/Ca é apropriada para avaliar o aporte de material terrígeno para uma determinada área de estudo. O elemento Ba nos oceanos é produzido por processos biológicos. Dymond *et al.* (1992) utilizaram as razões Ba/Al e Ba/Ca para o fornecimento de informações sobre paleoprodutividade. Estas informações seriam úteis no reconhecimento de processos climáticos e/ou de mecanismos relacionados à dinâmica marinha, que atuaram no transporte e na deposição dos sedimentos.

4 CONTEXTO FISIOGRAFICO

4.1 Aspectos hidrográficos

As bacias hidrográficas tiveram um papel fundamental na delimitação do contexto geológico regional no qual estariam inseridas as possíveis rochas fontes de sedimentos para os testemunhos CF e ST. Desta forma, foram incluídas na atual pesquisa as rochas banhadas pelas três maiores bacias hidrográficas que deságuam na plataforma sul-sudeste da América do Sul: bacias dos rios Paraíba do Sul, Ribeira de Iguape e La Plata.

4.1.1 Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul

A rede hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (RPS) constitui a maior bacia de drenagem que deságua no oceano no Estado do Rio de Janeiro (Figura 10). O RPS banha os estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Nasce na Serra da Bocaina, no Estado de São Paulo, onde é denominado Rio Paraitinga. Recebe o nome de Rio Paraíba do Sul na confluência com o Rio Paraibuna, na Represa de Paraibuna. Perfaz um percurso total de 1.137 km, desde sua nascente até a foz localizada em Atafona (São João da Barra), no norte Fluminense. O RPS apresenta vazão de $1.118 \text{ m}^3/\text{s}$, seus principais afluentes são o Jaguari, Buquira, Paraibuna, Piabanha, Pomba e Muriaé. Esses dois últimos são os maiores e deságuam, respectivamente, a 140 e a 50 km da foz do RPS.

Figura 10- Bacia hidrográfica do Rio Paraíba do Sul e seus principais afluentes. Compilado de: www.hidro.ufrj.br/pqaceivap/ceivap/mapa1.gif. Acessado em 21/06/2013.

4.1.2 Bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape

A bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape (RBIG) constitui o maior conjunto de rios que deságua no oceano ao largo do Estado de São Paulo. A área total da bacia do RBIG nos estados de São Paulo e Paraná tem extensão total de 25.681km². Seus principais cursos de água são o Ribeira e Ribeira de Iguape (denominação que recebe em sua parte inferior), bem como seus afluentes: Açungui, Capivari, Pardo, Turvo, Juquiá, São Lourenço, Jacupiranga, Uma da Aldeia e Itariri (Figura 11). As vazões máximas do RBIG chegam a quase 4.500 m³/s.

Figura 11-Bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape. Fonte: mundogeo.com/wp-content/uploads/2013/4/bacia-do-ribeira-de-iguape-e-litoral-sul.jpg. Acessado em 15/06/2013.

4.1.3 Bacia hidrográfica do Rio La Plata

A bacia hidrográfica do Rio La Plata banha grande extensão das rochas da Bacia do Paraná, as quais foram indicadas, em trabalhos anteriores (*e.g.* Gyllencreutz *et al.*, 2010, Mahiques *et al.*, 2008), como possíveis fontes de sedimentos para a plataforma sudeste do Brasil. A bacia do Rio La Plata localiza-se entre as latitudes 16 e 32°S, configurando a segunda maior bacia em área de drenagem na América do Sul, descarregando em média 23.000 m³/s de água e 57.000.000 de m³/ano de sedimentos no oceano Atlântico. A bacia cobre uma extensão de 3.200.000 km² (Figura 12).

A bacia hidrográfica Rio do Paraná é uma das principais sub-bacias contribuintes da descarga total do Rio La Plata. Esta é constituída pelas sub-bacias do Rio Paraguai e do Rio Paraná responsáveis por quase 100% da descarga de água no estuário do Rio La Plata. A sub-bacia do Rio Paraguai cobre 35% da área total e é responsável por 16% da descarga. O Rio Bermejo é responsável por mais de 40% do sedimento total, em suspensão, da sub-bacia do Paraguai levado para o estuário do Rio La Plata. A sub-bacia do Paraná representa 56% da descarga de sedimentos no estuário do Rio La Plata, e drena rochas sedimentares paleozoicas a mesozoicas intercaladas com rochas basálticas.

Figura 12 -Bacia hidrográfica do Rio La Plata e seus principais afluentes. Compilado de: turmalina.igc.usp.br/img/revistas/guspsc/v7n2/04f1.gif. Acessado em 15/06/2013.

4.2 Aspectos geomorfológicos

Os aspectos geomorfológicos de interesse na atual pesquisa estão relacionados com as feições morfológicas que possam contribuir, ou impor obstáculos frente à ação erosiva.

Castanheira *et al.* (2006) estudaram aspectos geológicos e geomorfológicos do médio vale do RPS, nas proximidades da cidade de Sapucaia, no limite entre RJ e MG (Figura 13). O canal principal do RPS estaria condicionado principalmente por feições estruturais associadas com o ciclo brasileiro e riftes cenozóicos, gerando um relevo caracterizado por colinas cada vez mais íngremes em direção à cabeceira dos rios.

No trabalho supracitado, a disposição dos canais fluviais e a ação erosiva no relevo foram relacionadas com o contexto estrutural e litológico das rochas do substrato do RPS na área estudada. Os resultados da pesquisa mostraram que rochas mais resistentes (*e.g.* granitóides) ofereceram maior resistência às taxas de recuo erosivo dos canais, onde os únicos planos de fraqueza disponíveis para este recuo seriam estruturas marcantes (*e.g.* fraturas, foliações).

Segundo Castanheira *et al.* (2006), foi observado um recuo erosivo bem mais intenso sobre os metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul, se comparado com o recuo erosivo da área de ocorrência dos granitóides, na qual mostrou-se menos acentuado. Nos perfis topográficos (Figura 14), perpendiculares ao canal principal do RPS, pode-se verificar a ocorrência de maior amplitude de relevo na margem sul do RPS, provavelmente relacionada com maior resistência dos granitoides predominantes neste trecho da bacia hidrográfica, poupando a denudação mais efetiva do relevo.

Na Bacia do Paraná o relevo de *cuestas* é de ocorrência comum. Caracterizado pela sua assimetria, forma um relevo suave, no reverso, e íngreme na frente da *cuesta*, feição decorrente da erosão diferenciada das sequências vulcânicas e sedimentares. A assimetria deste tipo de relevo permite erosão acentuada nas vertentes escarpadas, configurando as escarpas de *cuestas*. Em épocas de clima mais úmido o sistema fluvial promove a erosão remontante, principalmente das rochas mais friáveis.

Figura 13-Esboço geológico mostrando o posicionamento espacial das rochas do complexo Quirino (embasamento do Complexo Paraíba do Sul), metassedimentos (Megasequência Andrelândia, Complexo Juiz de Fora e Paraíba do Sul), e granitoides (Complexo Anta denominação local). Fonte: Castanheira *et al.* (2006).

Figura 14-Perfis topográficos do Rio Paraíba do Sul (linha preta), com litologias associadas: 2 Complexo Quirino; 3 Complexo Paraíba do Sul; 4 Complexo Juiz de Fora; 5 Megasequência Andrelândia; 6 Granitoides do Complexo Anta. Fonte: Castanheira *et al.* (2006).

Entre as feições morfológicas decorrentes de importantes eventos erosivos estão as superfícies de aplanamento. Desde a abertura do oceano Atlântico, definiu-se um ritmo de desnudação do continente, culminando na elaboração de amplas superfícies de aplanamento (Valadão, 2010). As superfícies mais antigas definidas para o Cretáceo foram associadas aos divisores de drenagem das principais bacias hidrográficas brasileiras (Silva, 2006).

A superfície do Japi, desenvolvida no Cretáceo Superior (Almeida *et al.*, 1998), é considerada como um marco do término do processo erosivo do relevo, decorrente do soerguimento da Serra do Mar. Este evento erosivo teria contribuído, na parte continental, na sedimentação do Grupo Bauru; e na plataforma continental do sudeste brasileiro, na sedimentação da Bacia de Santos (Almeida *et al.*, 1998).

Braun (1971) associou o vulcanismo basáltico do Mesozoico com o fim do ciclo erosivo, testemunhado por superfícies niveladas, como as encontradas no topo da Formação Bauru. A superfície Neogênica (De Martone, 1943) é considerada o aplanamento mais extenso do Brasil. Um dos locais onde esta superfície teve seu maior desenvolvimento foi na Bacia do Paraná.

Gallanger *et al.* (1994) sugeriram que o recuo erosivo da Serra do Mar teve a extensão de ~4 km, fornecendo grande quantidade de detritos grossos para o oceano, bem como uma proporção elevada de material proveniente de basaltos costeiros da Formação Serra Geral.

Com o recuo da borda do planalto Atlântico, outra área que sofreu intenso processo erosivo foi o vale do Ribeira (Almeida *et al.*, 1998). Esta feição morfológica foi condicionada, em parte, pela presença de metassedimentos de fácies xisto verde a anfíbolito, os quais se estendem desde a região costeira, junto aos litotipos da Zona de Cisalhamento Lancinha, até o norte de Curitiba.

4.3 Aspectos climatológicos

As configurações atmosféricas: Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) e Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) estão entre os principais sistemas climáticos que influenciam a área de estudo.

Segundo Haug *et al.* (2001) a ITCZ caracteriza-se como uma faixa de baixa pressão e intensa convergência de ventos alísios de NE no Hemisfério Norte, e de SE, no Hemisfério Sul, situada acima das regiões oceânicas, nas latitudes equatoriais. Esta banda de nebulosidade promove intensa precipitação de natureza convectiva.

A umidade produzida na bacia amazônica, decorrente da convergência dos ventos em baixos níveis (baixa pressão térmica continental), é transportada para regiões subtropicais pelo Jato de Baixo Nível da América do Sul (JBN), o qual se caracteriza como um corredor que canaliza o ar nos primeiros 2 km da atmosfera, modulando os regimes de precipitação sobre o sul do Brasil (Drumond *et al.*, 2008).

A ZCAS é uma das principais regiões de precipitação da América do Sul (Marengo *et al.*, 2004), onde ocorre a convergência de ventos em baixos níveis e advecção de umidade, além da contribuição de umidade proveniente de vórtices transientes (ciclones). Esta região forma uma banda de nebulosidade de orientação NW-SE, que se estende do sul da Amazônia até o Atlântico subtropical. Nos meses de verão no Hemisfério Sul o fortalecimento do JBN ocasiona episódios de precipitação intensa nas regiões sul e sudeste do Brasil (Garreaud *et al.*, 2009).

A caracterização da monção original, como ocorre no continente asiático, é definida pela mudança no regime sazonal da circulação de larga escala, induzida pela inversão no sentido dos ventos, na baixa troposfera. Segundo Zou e Lau (1998), com a remoção da componente anual do vento, observa-se a inversão sazonal dos alísios na América do Sul na faixa de 900 hPa (Figura 15). O ciclo sazonal bem definido nos regimes de precipitação no interior do continente caracteriza-se como de monção (Garreaud *et al.*, 2009).

Figura 15-Ventos (cm/s) a 900-hPa; (a) mês de janeiro menos a média anual; (b) mês de julho menos a média anual. Fonte: Zhou e Lau (1998) .

O padrão de precipitação da América do Sul é decorrente da interação da circulação atmosférica regional com as bacias oceânicas adjacentes (Garreaud *et al.*, 2009; Reboita *et al.*, 2010).

A ASAS configura um sistema de alta pressão localizado na latitude aproximada de 30°S no oceano Atlântico Sul, este sistema tem seu funcionamento condicionado pela circulação das células de *Hadley*, suas configurações atmosféricas durante o verão e inverno influenciam, de forma distinta o clima do Brasil. Nos meses de verão estes centros situam-se sobre os oceanos apresentando configuração mais definida (Figura 16). Nos meses de inverno os centros de pressão migram para o continente (Figura 17).

No verão os ventos de NE próximos à superfície, associados a ASAS, são predominantes no litoral do Rio de Janeiro e em todo litoral sudeste do Brasil (Bastos e Ferreira, 2008). Pode-se observar pela Figura 17, que durante o verão ventos mais fortes vindos da região equatorial, também auxiliam no fornecimento de umidade para a bacia amazônica.

Figura 16- Campo de vento médio para a estação de verão (DJF); linha de corrente (m/s) e magnitude em 1000 hPa durante o período de 1978 a 1997. Fonte: Bastos e Ferreira (2008).

Figura 17- Campo de vento médio para a estação de inverno (JJA); linha de corrente (m/s) e magnitude em 850 hPa durante o período de 1978 a 1997. Fonte: Bastos e Ferreira (2008).

O ciclo hidrológico da bacia do Rio La Plata é parcialmente controlado pelo anticiclone do Atlântico Sul (ASAS). Apresenta maior intensidade no inverno, servindo de fonte de umidade sobre as serras, onde se encontram as nascentes dos seus principais afluentes. As configurações atmosféricas (Alta da Bolívia e a ZCAS associada às monções) integram o regime de chuvas dentro da bacia (Figura 18). Chuvas de verão associadas às monções ocorrem ao norte de 20°S, enquanto chuvas mais distribuídas ao longo do ano todo ocorrem ao sul de 20°S.

Figura 18-Esquema das principais feições atmosféricas da América do Sul. Média anual da altitude da superfície geopotencial 850 hPa (1500 m). ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul, JBN (Jato de Baixos Níveis), A (centros de alta pressão), B (centros de baixa pressão). Fonte: Andrade (2011).

4.4 Plataforma continental

O setor da plataforma continental brasileira que engloba as duas áreas testemunhadas (Santos e Cabo Frio) foi denominado Embaiamento de São Paulo por Zembruscki (1979). Esta feição compreende uma morfologia de arco que se estende desde o Cabo Frio até o Cabo de Santa Marta, entre os paralelos 23 e 28° S (Figura 19).

Na altura do Cabo Frio a linha de costa e o conjunto das linhas batimétricas sofrem grande inflexão, que de norte para sul modifica a orientação geral da costa de NE-SW para E-W. A quebra no padrão da linha de costa marca o limite entre duas províncias oceanográficas, fisiográficas e sedimentares distintas na margem do Atlântico sudoeste: ao norte do Cabo Frio a plataforma continental é estreita com orientação N-S e a sedimentação é predominantemente carbonática, ao sul do Cabo Frio a plataforma fica mais larga em direção ao sul do continente. Esta quebra é o limite que divide dois setores: Embaiamento de São Paulo a sul e Cabo de São Tomé-Cabo Frio ao norte, segundo Zembruscki (1979).

Figura 19-Embaiamento São Paulo, reentrância que abrange do Cabo Frio até o Cabo de Santa Marta.

O alinhamento da Serra do Mar em relação ao alinhamento atual da costa é refletido na pequena largura das planícies costeiras e no arranjo das isóbatas (Mahiques *et al.*, 2004). Como

consequência do soerguimento da Serra do Mar na costa brasileira, a maior parte do sistema de drenagem escoar para o interior do continente, alimentando a bacia do Paraná-Rio La Plata.

Na altura de Santos ocorre a largura máxima da plataforma continental com 230 km de extensão. A largura mínima de 50 km ocorre no setor denominado Cabo de São Tomé-Cabo Frio.

Desenvolvem-se três plataformas na metade sul do Embaio de São Paulo: interna, com declividade entre 1:1300 e 1:700; intermediária com extensão de 30 a 50 km e declividade média 1:1000; e externa, com 42 km de largura e declividade em torno de 1:1700.

Na metade norte do embaio também ocorre uma plataforma externa com declividade entre 1:800 a 1:400 e largura entre 30 e 50 m, separada da plataforma interna por um degrau de aproximadamente 25 km de largura e declividade média de 1:550. Este degrau está situado entre as cotas batimétricas de 80 e 110 m, que na altura de Niterói se junta ao primeiro declive (Zembruski, 1979). Na costa de Cabo Frio o degrau atinge a largura de 21 km e declividade de 1:210, nas cotas batimétricas entre 100 e 120 m.

A Figura 20 mostra o traçado de paleodrenagens desenvolvidas ao largo do Estado de São Paulo, durante regressões marinhas e escavações subaéreas (Conti e Furtado 2006).

Figura 20- Paleodrenagem na plataforma continental ao largo do estado de São Paulo. Fonte: (Conti e Furtado, 2006).

5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E COMPILAÇÃO DAS COMPOSIÇÕES ISOTÓPICAS DE SR, PB E ND DE ROCHAS E SEDIMENTOS

Os sedimentos dos testemunhos CF e ST provavelmente refletem a mistura de material proveniente da erosão de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas do continente. As assinaturas isotópicas compiladas da literatura e utilizadas na atual pesquisa estão inseridas no contexto geológico regional do Cinturão Ribeira (Almeida *et al.*, 1973), Cráton Luiz Alves e Bacia do Paraná, bem como no contexto de sedimentação da plataforma continental sul-sudeste do Brasil e das plataformas do Uruguai e da Argentina (Figura 21).

Na presente pesquisa, grande parte dos dados isotópicos refere-se às litologias drenadas pelas bacias hidrográficas dos rios Paraíba do Sul, Ribeira de Iguape e La Plata, por serem as bacias hidrográficas de maior expressão no contexto regional estudado. Assinaturas isotópicas de rochas inseridas nas áreas adjacentes à estas bacias também foram adicionadas à pesquisa, por terem seus limites orientais próximos à linha de costa, estando suas rochas susceptíveis à ação intempérica dos ventos, chuvas e rios locais, tornando-se potenciais fontes contribuintes de material para os testemunhos em estudo. Estas áreas adjacentes compreendem domínios tectônicos desde o nordeste de Santa Catarina até as proximidades de Cabo Frio no Estado do Rio de Janeiro.

Para facilitar o estudo, as possíveis áreas de proveniência dos sedimentos do testemunho CF foram separadas daquelas investigadas para o testemunho ST. O principal critério utilizado para tal compartimentação foi a proximidade dos testemunhos em relação à localização das rochas fontes no continente e dos estuários das bacias hidrográficas dos rios Paraíba do Sul, Ribeira de Iguape e La Plata.

Figura 21- Contexto geológico regional mostrando possíveis áreas de influência na sedimentação dos testemunhos CF e ST. Compilada de Milani e Thomaz Filho, (2000).

5.1 Possíveis áreas de proveniência dos sedimentos do testemunho CF

Entre as rochas investigadas como possíveis fontes dos sedimentos do testemunho CF destacam-se litologias drenadas pela bacia hidrográfica do RPS, inseridas nos domínios tectônicos Embu, Paraíba do Sul, Juiz de Fora e Costeiro, este último localizado na porção nordeste do Cinturão Ribeira, nos arredores da região de São Fidélis; bem como rochas de áreas adjacentes à bacia de drenagem do RPS, inseridas nos domínios do Arco Magmático Rio Negro e Cabo Frio (Figura 22).

As possíveis áreas fontes de sedimentos para o testemunho CF foram divididas em três grupos de rochas: terrenos metamórficos de médio a alto grau, drenados pela parte alta da bacia do RPS, incluindo predominantemente o Domínio Embu; terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pela parte média e baixa da bacia do RPS, compreendendo os domínios Paraíba do Sul, Juiz de Fora e Costeiro nos arredores de São Fidélis; bem como terrenos metamórficos de médio a alto grau adjacentes à costa no Estado do Rio de Janeiro, abrangendo os domínios Arco Magmático Rio Negro e Cabo Frio.

Figura 22- Contexto tectônico regional da área de influência do testemunho CF, mostrando: a- parte alta da bacia do Rio Paraíba do Sul; b- cursos médio e baixo do Rio Paraíba do Sul; c- áreas adjacentes. Compilada de Heilbron *et al.* (2004) e Valladares *et al.* (2008).

No intuito de ter um controle das assinaturas isotópicas da mistura de material proveniente das rochas drenadas pela bacia hidrográfica do RPS, bem como das assinaturas isotópicas dos sedimentos da plataforma, um quarto grupo foi considerado na atual pesquisa: sedimentos, incluindo depósitos fluviais das sub-bacias do curso alto do RPS e seus afluentes; sedimentos da Represa do Funil (RJ), bem como sedimentos da plataforma sudeste do Brasil.

Os dados isotópicos compilados da literatura dos grupos de rochas e sedimentos, acima citados, encontram-se dispostos em tabelas no Anexo A. Estes dados foram tratados estatisticamente, agrupados e sintetizados em tabelas dispostas no presente item.

5.1.1 Terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pelo curso alto do Rio Paraíba do Sul

A maior parte das rochas banhadas pelo curso alto do RPS situa-se no Estado de São Paulo, integrando o contexto geológico do Domínio Embu, este delimitado pelas falhas de Taxaquara e Cubatão. Com menor expressão em área, ocorrem rochas do Domínio Costeiro do Estado de São Paulo, as quais estão contextualizadas nas áreas fontes dos sedimentos do testemunho ST. Os dados isotópicos de interesse da atual pesquisa, representativos das litologias inseridas nos domínios Embu e Costeiro (Figura 22a), foram obtidos por Cordani *et al.* (2000), Dantas *et al.* (2000) e Tassinari (1988).

O Domínio Embu corresponde ao Complexo Embu (Hasui *et al.*, 1981) definido como uma unidade metamórfica constituída por terrenos gnáissicos e migmatíticos com componentes mais antigos derivados de rochas metabásicas, quartzitos, e rochas calciossilicáticas. Os gnaisses e as faixas de metapelitos passam gradativamente para migmatitos.

Os metapelitos do Domínio Embu compreendem principalmente quartzo-biotita xistos e biotita-muscovita xistos com granulometria fina localmente cloritizados e sericitizados. Normalmente, estes metassedimentos estão localizados em zonas de cisalhamento como na Falha de Taxaquara. Estas rochas encontram-se comumente metamorfizadas na fácies anfibolito.

Os migmatitos do Domínio Embu foram afetados por granitização, durante o Neoproterozoico. No geral, estas rochas são heterogêneas estromáticas (rochas bandadas com neossoma gnáissico e paleossoma xistoso) ou homogêneas estromáticas de composição tonalítica, com estruturas gnáissicas bandadas e pequenos porfiroblastos de plagioclásio (Tassinari, 1988). Próximo a São Lourenço da Serra os ortognaisses são constituídos por biotita quartzo e feldspato, cujas composições variam de tonalítica a granodiorítica (Cordani *et al.*, 2000). Os Maciços de Agudos Grandes, Mauá, Três Lagos, Mogi das Cruzes e Serra do Jambeiro estão entre os corpos graníticos ígneos do Domínio Embu.

As idades modelo Sm-Nd *Manto Empobrecido* (TDM) relativas a núcleos migmatíticos menos preservados e granitoides do Domínio Embu apontam protólitos paleoproterozoicos (~2,5 a 1,8 Ga) (Tassinari e Sato, 1996). Xistos do Domínio Embu apresentam idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total por volta de 0,75 Ga (Vieira e Tassinari, 1988). Na região de São Lourenço da Serra ortognaisses miloníticos com estruturas migmatíticas preservadas

apresentam idades Rb/Sr de 0,77 Ga (Cordani *et al.*, 2000; 2002) e idades modelo Sm-Nd (TDM) entre ~1,57 e 1,95 Ga.

A parte do Domínio Costeiro (Tassinari, 1988), drenada pelo RPS, compreende gnaisses migmatíticos da região de Mogi das Cruzes e Reservatório Paraibuna. O maciço Natividade da Serra destaca-se como corpo intrusivo do domínio, constituído por granitoides de granulação fina a média, granitoides levemente gnaissificados e porfiroblásticos, e por rochas graníticas e migmatíticas com predomínio de estruturas nebulíticas e oftalmíticas, detalhadas em Chiodi *et al.* (1983).

O padrão regional das idades modelo Sm-Nd (TDM) das rochas metamórficas e dos corpos granulíticos do Domínio Costeiro situa-se em torno de 2,0 Ga (Tassinari *et al.*, 1988). Os dados isotópicos das litologias dos domínios tectônicos, referidos no presente item, estão sintetizados na Tabela 4.

Tabela 4- Síntese dos dados isotópicos dos terrenos metamórficos de médio a alto grau, drenados pelo curso alto do RPS.

Domínio Embu	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	TDM (Ga)	$\text{E}_{\text{Nd}(0)}$	Referência
Metassedimentos							Dantas <i>et al.</i> , 2000
Mínimo	-	-	0,511544	0,0880	1,64	-21,3	
Máximo	-	-	0,511756	0,8300	1,80	-17,3	
Média	-	-	0,511667	0,2799	1,74	-18,7	
Nº de amostras	-	-	2	2	2	2	
Granitoides	-	-	-	-	-	-	Dantas <i>et al.</i> , 2000
Mínimo	0,7045	0,024	0,511329	0,0770	1,93	-16,0	
Máximo	0,7516	4,872	0,511469	0,0910	1,96	-14,0	
Média	0,7201	1,274	0,511399	0,0840	1,95	-15,0	
Nº de amostras	2	2	2	2	2	2	
Embasamento/	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988;
Ortognaisses	-	-	-	-	-	-	Cordani, 2002
Mínimo	0,7320	1,168	-	-	-	-	
Máximo	0,8408	6,108	-	-	-	-	
Média	0,7751	3,304	-	-	-	-	
Nº de amostras	25	25	-	-	-	-	
Domínio Costeiro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	-	-	-	-	
(região de Paraibuna)							
Gnaisses			-	-	-	-	Tassinari, 1988
Mínimo	0,718200	1,1270	-	-	-	-	
Máximo	0,744800	3,183	-	-	-	-	
Média	0,730500	2,1615	-	-	-	-	
Nº de amostras	11	11	-	-	-	-	
Granitoides			-	-	-	-	Tassinari, 1988
Mínimo	0,718700	0,6760	-	-	-	-	
Máximo	0,748648	4,2300	-	-	-	-	
Média	0,729584	1,9994	-	-	-	-	
Nº de amostras	12	12	-	-	-	-	

TDM-refere-se às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*)

5.1.2 Terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pelos cursos médio e baixo do Rio Paraíba do Sul

As rochas drenadas pelos cursos médio e baixo do RPS estão inseridas na porção centro norte do Cinturão Ribeira, abrangendo os domínios Andrelândia, Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro na região de São Fidélis (Figura 22b), cujos limites são principalmente marcados por falhas de empurrão com mergulhos íngremes, maiores que 30°, ou por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas.

Campos Neto e Figueiredo (1995) estudaram as rochas do setor setentrional do Cinturão Ribeira, considerando três domínios crustais (Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro) constituídos por sequências metassedimentares e gnaisses migmatíticos, os quais, no Domínio Costeiro, apresentam ampla anatexia.

Em linhas gerais, estes metassedimentos e gnaisses migmatíticos estariam principalmente inseridos no Complexo Juiz de Fora e no Grupo Paraíba do Sul, de acordo com os mapas geológicos do Estado de Minas Gerais e Rio de Janeiro elaborados, respectivamente, por Pedrosa-Soares *et al.* (1994) e Oliveira *et al.* (1977), os quais permitem uma visão mais homogênea de um contexto geológico e tectônico muito diversificado e compartimentado. Estes mapas foram recortados, simplificados e dispostos na Figura 23.

As rochas do Grupo Andrelândia são constituídas por granitoides de composição granítica a tonalítica, gnaisses e migmatitos com intercalações de rochas metassedimentares e anfibolíticas (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994). Idades modelo Sm-Nd (TDM) obtidas por Noce *et al.* (2007), para estas rochas, atingem valores de ~3,0 Ga no Complexo Mantiqueira e valores entre ~2,6 e 2,3 Ga, no Complexo Juiz de Fora.

Segundo Heilbron *et al.* (2000), no Domínio Juiz de Fora ocorrem três unidades tectônicas intercaladas, denominadas Complexo Juiz de Fora, Megasequência Andrelândia e Unidade Jardim da Glória, tais unidades são consideradas relevantes no contexto geológico da atual pesquisa, pois apresentam dados isotópicos, adquiridos por André (2009); Ragatky *et al.* (2000) e Souza (2011), os quais estariam representando as assinaturas isotópicas do contexto litológico do Complexo Juiz de Fora e Grupo Paraíba do Sul, ilustrados na Figura 23.

De acordo com Heilbron *et al.* (2004), as rochas ortoderivadas do Complexo Juiz de Fora são constituídas por ortogranulitos heterogêneos que se tornam ortognaisses cinzentos de

composição enderbítica a charnoquítica, com desenvolvimento de foliação milonítica próximo às zonas de cisalhamento.

Figura 23- Contexto geológico regional da área de influência do testemunho CF. Compilado de Pedrosa-Soares *et al.* (1994) e Oliveira *et al.* (1977).

Segundo Valladares *et al.* (2008), as supracrustais do Domínio Juiz de Fora são compostas por paragneisses bandados associados com quartzitos feldspáticos, rochas calciossilicáticas, gnaisses pelíticos e anfibolíticos; bem como por gnaisses metapelíticos

associados com quartzitos, quartzitos feldspáticos, paragneisses bandados, rochas calciossilicáticas e anfibolitos. Ortogranulitos preservados são encontrados em pequenas porções de metabasitos. Estes granulitos têm idades de cristalização U-Pb em zircão no intercepto superior entre ~2,22 e 1,7 Ga (Fichel *et al.*, 1998; Heilbron *et al.*, 2000), e seus protólitos (granitoides cálcioalcalinos e granitos colisionais) apresentam idades modelo Sm-Nd (TDM) entre ~2,22 e 2,13 Ga, referentes às rochas calcioalcalinas.

Os valores de $E_{Nd(0)}$ predominantes no Complexo Juiz de Fora são relativamente negativos, em torno de -27. Os dados isotópicos de Pb do complexo referido foram compilados do trabalho de Souza (2011), realizado no noroeste do Estado do Rio de Janeiro, região próxima às cidades de Cambuci e de Santo Antônio de Pádua.

A Megasequência Andrelândia está em contato com os ortogneisses do Complexo Juiz de Fora, constituindo-se predominantemente de paragneisses pelíticos, semipelíticos e psamíticos, subordinadamente ocorrem quartzitos, rochas calciossilicáticas e anfibolitos. A paragênese metamórfica dos metapelitos inclui granada, sillimanita, feldspato potássico e biotita. Nas sequências psamíticas encontra-se o ortopiroxênio. A unidade Jardim da Glória é composta por paragneisses semipelíticos. Os dados isotópicos representativos desta sequência supracrustal foram compilados de Ragatky *et al.* (2000).

Segundo Heilbron *et al.* (1991), as litologias do Domínio Paraíba do Sul incluem rochas ortoderivadas e metassedimentos. As rochas ortoderivadas estão inseridas no Complexo Quirino (Valladares, 1996), constituído principalmente por amplos corpos de hornblenda ortogneisses, foliados a homogêneos, com composição variando de granitoides tonalíticos, granodioríticos a graníticos, de idades paleoproterozoicas. As idades modelo Sm-Nd (TDM) também situam-se no Paleoproterozoico. Dados isotópicos do Complexo Quirino foram compilados do trabalho de Machado (2010), em amostras localizadas aproximadamente entre as cidades de Bananal e Sapucaia.

Segundo Almeida *et al.* (1993), próximo à região de Bananal situada na porção central do Cinturão Ribeira, a sucessão supracrustal inserida no Domínio Paraíba do Sul é subdividida em três associações litológicas (Três Barras, São João e Beleza). Tais associações são consideradas, na atual pesquisa, devido à disponibilidade de dados isotópicos das mesmas, tornando-as representativas das assinaturas isotópicas do contexto geológico do Grupo Paraíba do Sul (Figura 23).

A unidade Três Barras é composta por biotita gnaiss bandado migmatítico com níveis porfiroblásticos e intercalações métricas a centimétricas de granada-muscovita-biotita gnaiss/xisto, apresentando lentes de calciossilicáticas e gondito.

A unidade São João inclui metapelitos, principalmente turmalina-granada sillimanita-muscovita-biotita xisto, com lentes de calciossilicáticas, gondito e, localmente, mármore, granada anfibolito e quartzitos finos.

A unidade Beleza compreende muscovita-biotita gnaiss bandado com intercalações de granada-sillimanita-muscovita-biotita xisto e mármores dolomíticos, bem como lentes de gonditos e quartzitos (*metacherts*). Nas três unidades do Grupo Paraíba do Sul ocorrem corpos concordantes de leucogranitos foliados com granada e turmalina, associados com a fusão parcial dos gnaisses e xistos pelíticos. A análise estatística descritiva dos dados isotópicos das unidades supracrustais aponta dois conjuntos de valores referentes aos metapelitos e metapsamopelitos (Tabela 5).

No Domínio Costeiro, Bento dos Santos *et al.* (2011) estudaram os gnaisses migmatíticos em regiões próximas à cidade de São Fidélis (RJ), localizada a SE da zona de cisalhamento Além Paraíba-Santo Antônio de Pádua. Estas rochas estão inseridas na porção setentrional do Cinturão Ribeira (Figura 22b). Litologicamente fazem parte das rochas do Grupo Paraíba do Sul (Figura 23). O grau metamórfico das rochas nesta região é de fácies granulito.

Os gnaisses migmatíticos do Domínio Costeiro encontram-se intercalados com mármores e anfibolitos, diatexitos, charnoquitos e blastomilonitos que afloram na área, os quais apresentam forte migmatização e formação de granitoides a partir da fusão parcial de rochas metassedimentares. Os charnoquitos apresentam composição granodiorítica. Ortognaisses, aplitos e leucossomas junto com a assembleia de rochas charnoquíticas apresentam composição alcalina. Os anfibolitos e gabros apresentam composições toleíticas. Os blastomilonitos ocorrem na maior parte das rochas anteriormente citadas, caracterizando um metamorfismo retrógrado em fácies anfibolito. Como exemplo de corpo granítico desta região ocorre o granito Lumiar (Mendes *et al.*, 2011).

Segundo Bento dos Santos *et al.* (2011), as idades modelo Sm-Nd (TDM) variam entre ~2,0 e 1,5 Ga. Os dados da sistemática Sm-Nd, Pb-Pb e Rb-Sr, das rochas referidas, no presente item, estão sintetizados na Tabela 5.

Tabela 5- Síntese dos dados isotópicos dos terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pelos cursos médio e baixo do RPS.

Domínio Juiz de Fora	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd	TDM (Ga)	E_{Nd(0)}	Referência
Complexo Juiz de Fora (ortogranulitos)					André, 2009
Mínimo	0,51120	0,0968	2,37	-27,7	
Máximo	0,51125	0,0987	2,37	-27,1	
Média	0,51123	0,0977	2,37	-27,4	
Nº de amostras	2	2	2	2	
Mega Sequência Andrelândia					Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Metapelitos					
Mínimo	0,51115	0,0914	1,8	-22,1	
Máximo	0,51158	0,1030	2,1	-20,6	
Média	0,51145	0,0987	1,96	-21,2	
Nº de amostras	4	4	4	4	
Unidade Jardim da Glória					
Metapsamopelito					Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Mínimo	0,51170	0,1337	2,5	-18,3	
Máximo	0,51189	0,1428	2,6	-15,3	
Média	0,51180	0,1383	2,55	-16,8	
Nº de amostras	2	2	2	2	
Domínio Paraíba do Sul					
Metapelitos					Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Mínimo	0,5118	0,100	1,7	-17,4	
Máximo	0,511915	0,115	1,7	-14,1	
Média	0,5118395	0,107	1,7	-15,7	
Nº de amostras	2	2	2	2	
Metapsamopelitos					Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Mínimo	0,5110	0,068	2,0	-32,3	
Máximo	0,511544	0,107	2,0	-21,3	
Média	0,511282	0,089	2,0	-26,3	
Nº de amostras	3	3	3	3	
Domínio Costeiro- São Fidélis					
Gnaisses migmatíticos					Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Mínimo	0,51169	0,01593	1,48	-18,4	
Máximo	0,51241	0,23660	1,9	-9,6	
Média	0,51207	0,12532	1,65	-12,8	
Nº de amostras	5	5	5	5	
Granitos					Mendes <i>et al.</i> , 2011 Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Mínimo	0,51157	0,07188	1,62	-20,8	
Máximo	0,51173	0,08647	1,95	-17,8	
Média	0,51168	0,07604	1,76	-18,7	
Nº de amostras	6	6	6	6	
Chamoquitos					Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Mínimo	0,51175	0,11557	1,47	-17,3	
Máximo	0,51209	0,14214	2,0	-10,6	
Média	0,51200	0,12547	1,6	-12,4	
Nº de amostras	4	4	4	4	

TDM-refere-se às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*).

Continuação-Síntese dos dados isotópicos dos terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pelos cursos médio e baixo do Rio Paraíba do Sul.

Complexo Juiz de Fora	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Referência
Paragnaisses e				Souza, 2011
Granulitos				
Mínimo	17,150	15,220	36,640	
Máximo	18,440	15,710	39,800	
Média	17,653	15,468	37,807	
Nº de amostras	12	12	12	
Domínio Paraíba do Sul	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$		
Ortognaisses (Complexo Quirino)				Machado, 2011
Mínimo	0,70000	-	-	
Máximo	0,72908	-	-	
Média	0,71908	-	-	
Nº de amostras	5	-	-	
Domínio Costeiro				
Granitos				Mendes <i>et al.</i> , 2011; Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Mínimo	0,70852	0,701	-	
Máximo	0,71334	3,878	-	
Média	0,71114	2,841	-	
Nº de amostras	6	6	-	
Chamoquitos				Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Mínimo	0,71620	0,728	-	
Máximo	0,75994	5,034	-	
Média	0,73404	2,593	-	
Nº de amostras	3	3	-	
Gnaisses migmatíticos				Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Mínimo	0,72206	0,714	-	
Máximo	0,73794	2,587	-	
Média	0,72690	1,599	-	
Nº de amostras	5	5	-	

5.1.3 Terrenos metamórficos de médio a alto grau de áreas adjacentes à costa no Estado do Rio de Janeiro

No contexto da atual pesquisa as rochas consideradas adjacentes estão inseridas no Domínio Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 2000) e Domínio Tectônico de Cabo Frio (DTCF) (Schmitt, 2001) (Figura 22c).

O Domínio Arco Magmático Rio Negro é representado por ortognaisses tonalíticos a graníticos, calcioalcalinos e gabros associados. Ocorre também uma suíte mais ácida representada por granitóides alojados em paragnaisses. Neste domínio, os gnaisses tonalíticos possuem idades U-Pb em zircão no intercepto superior, de 634 ± 10 Ma, bem como idades modelo Sm-Nd (TDM) em torno de 1,3 Ga. Os valores de $E_{Nd(0)}$ estão entre -9 e -6 (Heilbron e Machado, 2003; Tupinambá *et al.*, 2000; 2012). Os dados isotópicos dos granulitos foram agrupados juntamente com as rochas a eles associadas, devido à semelhança dos intervalos de variação de seus de valores.

No Domínio Cabo Frio as rochas que fazem limite leste com a linha de costa inserem-se no Complexo Região dos Lagos (Fonseca, 1989). Estas rochas são ortognaisses predominantemente félsicos, sua petrografia e geoquímica está detalhada em Viana *et al.* (2008). Este complexo é principalmente constituído por metagranitoides com metaquartzo dioritos e metatonalitos subordinados (Schmitt *et al.*, 2004), previamente inseridos no Grupo Serra dos Órgãos (Oliveira *et al.*, 1977) (Figura 23).

Intercaladas tectonicamente com o Complexo Região dos Lagos ocorrem as rochas da porção máfica agrupadas na Unidade Forte de São Mateus. Esta unidade máfica é constituída por gnaisses anfibolíticos bandados com mais de 50 m de espessura, os quais apresentam diques anfibolíticos que cortam os ortognaisses félsicos (Schmitt, *et al.*, 2004).

As supracrustais do DTCF estão intercaladas com a Unidade Forte São Mateus e o Complexo Região dos Lagos. Estas rochas foram subdivididas nas sucessões sedimentares Búzios (metapelitos aluminosos, rochas calcissilicáticas e anfibolitos) e Palmital (metassedimentos quartzo feldspáticos com metapelitos subordinados) (Schmitt, 2001; Schmitt *et al.*, 2004), pertencentes ao Complexo do Litoral Fluminense (Oliveira *et al.* (1977) (Figura 23).

As sucessões sedimentares Búzios e Palmital apresentam, em leucossomas dos ortognaisses e metapelitos, idades U-Pb em zircão no intercepto superior, entre ~525 e 520 Ma (Schmitt, 2001). Idades modelo Sm-Nd (TDM) em rocha total da sequência supracrustal variam entre ~1,75 e 1,0 Ga, as quais são interpretadas como idade máxima de formação da bacia (Schmitt *et al.*, 2004). Os dados isotópicos dos domínios tectônicos Arco Magmático Rio Negro e DTCF estão sintetizados na Tabela 6.

Tabela 6-Síntese dos dados isotópicos dos terrenos metamórficos de médio a alto grau e áreas adjacentes à costa no Estado do Rio de Janeiro.

Domínio	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	TDM (Ga)	$\text{E}_{\text{Nd}(0)}$	Referência
Arco Magmático Rio Negro							
Granitoides e rochas associadas							
Mínimo	0,7042	0,077	0,51144	0,0826	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012; Tupinambá, 2000
Máximo	0,7366	2,891	0,51257	0,1509	-	-	
Média	0,7134	0,782	0,51198	0,1141	-	-	
Nº de amostras	38	38	47	47	-	-	
Domínio Cabo Frio							
Ortognaisses							
Mínimo	0,7126	0,086	0,51064	0,0624	2,34	-38,9	Fonseca, 1993; Schmitt <i>et al.</i> , 2004
Máximo	0,7305	0,923	0,51118	0,8659	2,70	-28,7	
Média	0,7192	0,504	0,51090	0,1239	2,46	-33,9	
Nº de amostras	18	18	20	20	20	20	
Paragnaisses							
Mínimo	0,7296	2,156	0,51202	0,1064	1,45	-11,7	Fonseca, 1993; Schmitt <i>et al.</i> , 2004
Máximo	0,8035	12,49	0,51222	0,1276	1,65	-8,2	
Média	0,7718	7,902	0,51209	0,1187	1,52	-9,4	
Nº de amostras	3	3	10	10	10	10	

TDM-refere-se às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*).

5.1.4 Sedimentos

No tocante à sedimentação da plataforma continental brasileira, Cabo Frio marca a transição entre ambiente tropical (ao norte) e subtropical (ao sul). Nesta transição ocorrem diferentes condições oceanográficas, bem como diferenças na dinâmica sedimentar, a qual produz principalmente carbonatos ao norte e terrígenos mais ao sul da plataforma continental ao largo de Cabo Frio (Mahiques *et al.*, 2004).

A mineralogia de argilas, desde as proximidades da foz do RPS até regiões da plataforma ao largo de Cabo Frio, é composta predominantemente por caulinita (Figura 24). O predomínio de caulinita pode ser decorrente do carreamento fluvial de detritos finos maduros, provenientes de áreas fontes submetidas a intenso intemperismo químico, fruto da retenção deste material em horizonte de solos de áreas emersas (Milliman, 1975).

A área da plataforma entre Cabo Frio e aproximadamente 24°S caracteriza-se por uma heterogeneidade granulométrica com significativa deposição de argila em sua parte interna, onde se observa uma associação mineralógica de caulinita, illita e montmorilonita (argilomineral do grupo da esmectita) (Rocha *et al.*, 1975). A presença de minerais metamórficos nos sedimentos deste trecho evidencia o predomínio de rochas metamórficas, inseridas no Cinturão Ribeira, como fontes dos mesmos (Suguio *et al.*, 1972). A presença de augita sugere contribuições locais de rochas básicas e ultrabásicas, bem como lavas basálticas, componentes da Formação Serra Geral, do Mesozoico da Bacia do Paraná (Kowsmann e Costa, 1979). Cabe ressaltar, que os produtos de alteração de granulitos enriquecem os depósitos aluviais em argilominerais do grupo da esmectita (Moniz, 1972).

Os dados isotópicos de sedimentos atuais depositados na plataforma ao largo da região sudeste do Brasil foram compilados de Mahiques *et al.* (2008), entre os paralelos 24 e 23°S. Estes dados encontram-se sintetizados na Tabela 7.

Figura 24-Distribuição de argilominerais da plataforma continental em áreas de influência na sedimentação dos testemunhos CF e ST. Baseada em Kowsmann e Costa (1979).

Tabela 7-Síntese dos dados isotópicos de sedimentos da plataforma continental do sudeste do Brasil.

Plataforma	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\text{E}_{\text{Nd}(t)}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Referência
Sudeste do Brasil						
Sedimentos						Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Mínimo	0,512005	-17,1	18,066	15,598	38,042	
Máximo	0,512996	-9,9	18,633	15,618	38,633	
Média	0,512626	-13,0	18,3894	15,6064	38,4072	
Nº de amostras	18	18	5	5	5	

No Estado de São Paulo O Rio Paraíba do Sul incide na bacia de Taubaté. Parte da bacia de Resende ocorre na área do reservatório do Funil no Estado do Rio de Janeiro. Os sedimentos destas bacias são constituídos por conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos, ritimitos, folhelhos e, subordinadamente calcários. Riccomini (1989) compartimentou a bacia em quatro unidades estratigráficas: Resende, São Paulo; Pindamonhangaba e Tremembé. As idades modelo Sm-Nd (TDM) destes sedimentos variam entre ~1,8 a 2,2 Ga, e os valores de $E_{Nd(0)}$, entre, -6 e -19,5.

Roig *et al.* (2005) compararam as idades modelo Sm-Nd (TDM) e valores de $E_{Nd(0)}$ de sedimentos fluviais em suspensão, na parte alta da bacia do RPS, com rochas drenadas pela mesma. De acordo com os autores supracitados, as idades modelo Sm-Nd (TDM) destes sedimentos estariam entre 1,73 e 2,13 Ga, com valor médio de 1,9 Ga, indicando fontes paleoproterozoicas envolvidas no material sedimentar, e valor médio de $E_{Nd(0)}$ de -19,3. Os dados isotópicos dos sedimentos das sub-bacias analisadas e de suas áreas fontes estão dispostos na Tabela 8.

Tabela 8-Valores médios de idades modelos Sm/Nd (TDM) de sedimentos de sub-bacias do curso alto do Rio Paraíba do Sul, e de suas respectivas áreas fontes.

Sub-bacias	Idades modelo Sm-Nd TDM (Ga) sedimentos	Rochas fonte	Idades modelo Sm-Nd TDM (Ga) rochas fonte	Referência
Guaratinguetá	2,11	Mantiqueira/Andrelândia	-	Roig <i>et al.</i> , 2005
Piquete	2,13	Mantiqueira/Andrelândia	-	Roig <i>et al.</i> , 2005
Buquira	1,76	Complexo Embu (biotita gnaisses)	1,56-1,67	Roig <i>et al.</i> , 2005
Matos	1,78	Complexo Embu (biotita gnaisses)	1,56-1,67	Roig <i>et al.</i> , 2005
Una	1,96	Complexo Embu (paragneisses)	1,94	Roig <i>et al.</i> , 2005
Paratei	1,85	Bacia de Taubaté	1,9	Roig <i>et al.</i> , 2005
Divisa	1,85	Bacia de Taubaté	1,9	Roig <i>et al.</i> , 2005

5.2 Possíveis áreas de proveniência dos sedimentos do testemunho ST

As rochas consideradas como possíveis fontes de sedimentos para o testemunho ST estão inseridas nos terrenos drenados pela bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape (RBIG) e em áreas adjacentes inseridas nos compartimentos tectônicos do Cinturão Ribeira e Cráton Luís Alves, bem como na Bacia do Paraná. As áreas adjacentes correspondem àquelas que estão em parte, fora dos limites da bacia do RBIG, tendo seus limites orientais próximos à linha de costa (Figura 25).

Dados isotópicos de depósitos sedimentares também foram acrescentados a este estudo, com o intuito de disponibilizar valores que pudessem ser comparados com os resultados isotópicos obtidos para os sedimentos do testemunho ST. Características isotópicas de sedimentos depositados na bacia do Rio Mampituba (RS) e estuário do Rio La Plata (Uruguai), os quais recebem sedimentos de rochas vulcânicas e sedimentares da Bacia do Paraná, foram compiladas juntamente com dados isotópicos de sedimentos atuais depositados na plataforma continental interna e média das regiões sul e sudeste do Brasil e plataforma da Argentina.

As possíveis rochas fontes de sedimentos para o testemunho ST foram agrupadas da seguinte forma: terrenos metamórficos de baixo a médio grau, terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de SC, PR e SP, e rochas vulcânicas e sedimentares da Bacia do Paraná. Os dados do material detrítico foram agrupados como sedimentos.

Os terrenos metamórficos de baixo a médio grau compreendem as rochas inseridas nos domínios Apiaí e Curitiba (Figura 25). Nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de SC, PR e SP encontram-se as rochas inseridas nos domínios Luís Alves, Paranaguá, Iguape, Registro, Mongaguá e Costeiro, este último abrangendo desde a cidade de Guarujá até São Sebastião (Figura 25).

As rochas da Bacia do Paraná, consideradas na atual pesquisa, compreendem rochas vulcânicas, principalmente os basaltos toleíticos de baixo TiO_2 da porção sul da Província Magmática do Paraná, bem como as sequências sedimentares inseridas nas formações Iapó, Furnas, Teresina, Bauru, Santa Maria, Ponta Grossa e Itararé, as quais possuem dados isotópicos de interesse para este estudo.

Segundo Kowsmann e Costa (1979), os sedimentos da plataforma continental referidos no presente estudo estão inseridos na Província Sul, ao largo da costa sul-sudeste brasileira; bem como na Província Platina e ao largo do estuário do Rio La Plata (Figura 24).

Figura 25- Contexto tectônico regional da área de influência no testemunho ST. Compilado de Siga Jr. (1995); Campanha *et al.* (1999), Passarelli *et al.* (2004) e Dias Neto (2001).

5.2.1 Terrenos metamórficos de baixo a médio grau

Os terrenos metamórficos de baixo a médio grau compreendem as rochas dos domínios tectônicos Apiaí (Campanha *et al.*, 1999) e Curitiba (Siga Jr. *et al.*, 1993) (Figura 25). No Domínio Apiaí, ocorrem rochas metassedimentares de baixo a médio grau metamórfico do Supergrupo Açungui, estas foram intrudidas por complexos granitoides calcioalcalinos, dos quais se destacam os batólitos Cunhaporanga e Três Córregos, localizados na porção norte do Domínio Apiaí; bem como por rochas gnáissicas e migmatíticas do Núcleo Setuva (Siga Jr. *et al.*, 2007) (Figura 26a).

As coberturas metassedimentares do Domínio Apiaí são compostas por sequências carbonáticas que compreendem metassiltitos, metarritmitos, filitos, quartzitos, com níveis de estromatólitos, além de sequências constituídas por metaconglomerados polimíticos, principalmente por metarcóseos e metavulcânicas alcalinas, cujas idades U-Pb em zircão no intercepto superior, estão entre ~640 e 630 Ma (Siga Jr. *et al.*, 2003).

Em linhas gerais, as supracrustais de baixo a médio grau podem ser descritas em sequências mesoproterozoicas tais como a Formação Água Clara e o Grupo Setuva, e sequências neoproterozoicas, tais como: grupos Itaiacoca, Votuverava (Formação Perau, subgrupos Ribeira e Lajeado) e Formação Capiru. Estas sequências ao longo dos anos foram agrupadas em diversos grupos e formações.

As principais unidades do Grupo Itaiacoca no Estado do Paraná constituem sequências metadolomíticas da Formação Bairro dos Campos, metavulcânicas da Formação Abapã, e calcários intercalados com xistos e anfibolitos da Formação Águas Claras. Entre muitas formações e grupos do Domínio Tectônico Apiaí, estas sequências estão inseridas no contexto de áreas fontes do testemunho ST, por apresentarem dados isotópicos adquiridos por Reis Neto (1994).

A Formação Bairro dos Campos ocorre no topo do Grupo Itaiacoca, compreendendo metadolomiticos com estruturas estromatolíticas, intercalados com *sills* de diabásio. A Formação Abapã é constituída por sequências metavulcanosedimentares de alto potássio, intercaladas com metarcósios. A Formação Águas Claras é constituída predominantemente por uma sequência de rochas carbonáticas impuras, calciossilicáticas, mica e anfibolito xistos, quartzitos, *metacherts*, metabasitos e anfibolitos. O metamorfismo destas rochas é de fácies anfibolito. Estas sequências registram idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total, entre ~1,1 e 1,7 Ga (Reis Neto, 1994).

O Grupo Setuva (xistos de baixo a médio grau metamórfico no, do Paraná), a Formação Capiru (carbonatos e filitos de baixo grau metamórfico semelhante ao Grupo Itaiacoca) e o Complexo Turvo Cajati no Estado de São Paulo também compreendem sucessões carbonáticas plataformais intercaladas com depósitos psamopelíticos. Os xistos deste último complexo apresentam idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total de 728 ± 26 Ma (Campanha, 1991; Siga *et al.*, 2007).

Rochas supracrustais do Domínio Apiaí possuem idades modelo Sm-Nd (TDM) paleoproterozoicas (Basei *et al.*, 1997; Prazeres Filho, 2000; Ragatky *et al.*, 2003; Reis Neto, 1994).

Os complexos granitoides que ocorrem junto à faixa de supracrustais no Domínio Apiaí, incluindo os batólitos Cunhaporanga e Três Córregos, estão alojados principalmente na direção NE-SW, em contatos tectônicos e intrusivos com as supracrustais. Estes complexos são constituídos por ampla diversidade de litotipos graníticos, de composições predominantemente alcalinas e calcioalcalinas, o grau de deformação é variável: as rochas apresentam desde arranjos isotrópicos a texturas miloníticas (Campanha *et al.*, 1999). Comumente possuem fenocristais de feldspato potássico.

Datações em enclaves do Complexo Granítico Três Córregos no Domínio Curitiba, e em gnaisses no sul do Estado de São Paulo apresentam idades isocrônicas U-Pb em zircão, e Rb-Sr em rocha total situadas entre ~1,8 e 2,2 Ga (Siga, 1995; Siga *et al.*, 1995). Os valores de $E_{Nd(0)}$ destes complexos variam de -17 a -27, e as idades modelo Sm-Nd (TDM), de ~1,8 a 2,4 Ga (Prazeres Filho *et al.*, 2003). Os intervalos de variação do conjunto de dados das razões isotópicas das rochas dos complexos Três Córregos e Cunhaporanga permitiram agrupá-las como granitoides intrusivos.

O Núcleo Setuva ocorre em meio às supracrustais da Formação Capirú. É constituído por gnaisses migmatíticos e rochas sienograníticas heterogeneamente deformadas (protomiloníticas a miloníticas). Estas rochas apresentam idades U-Pb em zircão no intercepto superior arqueanas (~3,2-2,65 Ga), e paleoproterozoicas (~2,1 Ga), ambas com idades modelo Sm-Nd (TDM) arqueanas (Siga *et al.*, 2007).

O Domínio Curitiba limita-se a noroeste com as supracrustais dos grupos Setuva e Açungui e a sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves. Os principais grupos de rochas que ocorrem neste domínio estão inseridos no Complexo Atuba (Siga Jr. *et al.*, 1995) e Suíte Rio Piên (Machiavelli *et al.*, 1993) (Figura 26a).

No Complexo Atuba ocorrem principalmente rochas gnáissicas e migmatíticas constituídas predominantemente por biotita-anfibólio gnaisses, com leucossomas de composições variadas (tonalítica, granodiorítica e granítica), os quais registram metamorfismo de fácies anfibolito. Os gnaisses bandados são frequentemente leucocráticos, com termos mesocráticos. Ocorrem intercalações de rochas anfibolíticas e xistos magnesianos. As rochas

deste complexo apresentam idades paleoproterozoicas (~2,0 Ga), com idades de retrabalhamento no Neoproterozoico. Os gnaisses anfibolíticos que ocorrem nos arredores de Mandirituba (sul de Curitiba) possuem idades modelo Sm-Nd (TDM) de ~2,4 Ga.

A Suíte Rio Piên é constituída por granitoides cálcioalcalinos potássicos deformados. Estes granitoides apresentam granulação média a grossa, e são geralmente leucocráticos com megacristais de feldspatos, suas idades modelo Sm-Nd (TDM) são de ~2,0 Ga (Siga Jr., 1995).

Os dados isotópicos das rochas destes domínios estão sumarizados na Tabela 9.

Figura 26- Mapa esquemático das principais unidades geológicas inseridas nos terrenos metamórficos de baixo a médio grau (a) e nos terrenos metamórficos de médio a alto grau (b), definidos no presente estudo. Os quadrados pretos indicam as cidades próximas dos pontos amostrados com análises isotópicas. 1 - Cobertura Fanerozoica; 2 - Bacias eopaleozóicas; 3 - Bacias neoproterozóicas; 4 - *Stocks* graníticos: 1. Carambeí, 2. Joaquim Murtinho, 3. Cerne, 4. Piedade, 5. Morro Grande, 6. Varginha, 7. Itaóca, 8. Apiaí, 9. Espírito Santo, 10. Córreas, 11. Sguário, 12. Capão Bonito; 5 - Granitos alcalinos da Suíte Serra do Mar; 6 - Batólito Cunhaporanga; 7 - Batólito Três Córregos; 8 - Batólito Agudos Grandes; 9 - Batólito Piên-Mandirituba; 10 - Batólito Paranaguá; Domínio Apiaí - Supergrupo Açungui: 11 - Grupo Itaiacoca; 12 - Formação Água Clara; 13 - Subgrupo Lageado; 14 - Formação Votuverava; 15 - Formação Iporanga; 16 - Formação Perau; 17 - Núcleos graníticos e gnáissicos; Domínio Curitiba: 18 - Formação Capirú; 19 - Complexo Atuba; Domínio Luís Alves: 20 - Complexo Granulítico de Santa Catarina; Domínio Serra do Mar: 21 - Sequência Rio das Cobras; Domínio Juiz de Fora: 22 - Complexo Embu; 23 - Zonas de Cisalhamento (ZC): ZCMP - Mandirituba-Piraquara; ZCLC - Lancinha-Cubatão; ZCMA - Morro Agudo. Compilado de Campanha *et al.* (1999); Siga Jr. (1995); Basei *et al.* (1997); Campos Neto (2000); Harara (2001).

Tabela 9- Síntese dos dados isotópicos dos terrenos metamórficos de baixo a médio grau.

Domínio Apiaí	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd	TDM (Ga)	E _{Nd(0)}	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Referência
Formação												
Abapã												
Metavulcânicas												
Mínimo	0,71257	0,123	0,51110	0,088	2,25	-30,2	16,0668	15,3346	36,3991	0,84588	1,9985	Reis Neto, 1994
Máximo	0,79546	9,213	0,51128	0,117	2,67	-26,5	18,6569	15,6723	39,8462	0,96347	2,26112	
Média	0,75347	2,568	0,51118	0,106	2,48	-28,5	17,98281	15,5879	38,0164	0,8739	2,10750	
Nº de amostras	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	
Bairro												
dos Campos												
Metadoleritos												
Reis Neto, 1994												
Mínimo	0,70433	0,154	0,51228	0,159	2,01	-7,0	16,636	15,4846	34,4623	0,82556	2,0958	
Máximo	0,70758	0,473	0,51234	0,165	2,05	-5,8	18,884	15,6871	39,6804	0,89197	2,1555	
Média	0,70603	0,228	0,51231	0,162	2,04	-6,3	17,793	15,5566	37,8428	0,87024	2,1270	
Nº de amostras	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	
Formação												
Águas Claras												
Anfibolitos												
Reis Neto, 1994												
Mínimo	0,72306	0,085	0,51202	0,134	1,89	-12,1	17,060	15,4431	37,1539	0,89209	2,1600	
Máximo	0,72467	0,359	0,51255	0,192	2,82	-1,7	17,547	15,5880	38,4933	0,91653	2,2059	
Média	0,72377	0,177	0,51229	0,163	2,35	-6,9	17,683	15,5106	37,8130	0,90494	2,1882	
Nº de amostras	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	

TDM-refere-se às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*).

Continuação- Síntese dos dados isotópicos dos terrenos metamórficos de baixo a médio grau.

Domínio Apiaí	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd	TDM (Ga)	E _{Nd(t)}	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Referência
Granitoides												
intrusivos												Reis Neto, 1994;
Mínimo	0,7026	0,073	0,51122	0,087	1,40	-27,2	16,0280	15,3634	36,957	0,8355	2,0905	Prazeres Filho, 2000
Máximo	0,7324	2,193	0,51203	0,132	1,75	-11,8	18,8007	15,6630	39,678	0,9492	2,2577	
Média	0,7186	0,823	0,51157	0,104	2,78	-20,8	17,3800	15,5000	37,940	0,8980	2,1818	
Nº de amostras	38	38	38	38	38	38	38	38	38	38	38	
Riolitos												
Mínimo	0,7586	4,494	-	-	-	-	17,9897	15,5879	36,9568	0,8462	2,0393	Reis Neto, 1994
Máximo	0,8048	10,830	-	-	-	-	18,4337	15,6172	39,6779	0,8729	2,1296	
Média	0,7811	7,935	0,51175	0,512	2,12	-17,4	18,2862	15,6026	37,9404	0,8595	2,0844	
Nº de amostras	5	5	1	1	1	1	5	5	5	5	5	
Núcleo Setuva												
Gnaisses												Siga Jr. et al., 2007
migmatíticos												
Mínimo	-	-	0,51075	0,090	2,80	36,9	-	-	-	-	-	
Máximo	-	-	0,51084	0,095	2,95	35,2	-	-	-	-	-	
Média	-	-	0,51079	0,093	2,88	36,1	-	-	-	-	-	
Nº de amostras	-	-	3	3	3	3	-	-	-	-	-	

TDM-refere-se às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*).

Continuação-Síntese dos dados isotópicos dos terrenos metamórficos de baixo a médio grau.

Domínio	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	TDM (Ga)	$E_{\text{Nd}(0)}$	Referência
Curitiba							
Gnaisses e migmatitos							Siga Jr., 1995
Mínimo	0,7037	0,0342	0,511027	0,0786	2,28	-31,4	
Máximo	0,73352	1,263	0,511276	0,1156	2,8	-26,6	
Média	0,714177	0,352612	0,511137	0,100967	2,61	-29,3	
Nº de amostras	26	26	26	26	26	26	
Granitoides Piên							Siga Jr., 1995
Mínimo	-	-	0,511263	0,0917	2,5	-32,2	
Máximo	-	-	0,510988	0,1337	2,73	-22,4	
Média	-	-	0,510988	0,119467	2,65	-25	
Nº de amostras	-	-	3	3	3	3	
Metaultramáficas							Siga Jr., 1995
Mínimo	0,70243	0,0162	-	-	-	-	
Máximo	0,72037	2,0601	-	-	-	-	
Média	0,708001	0,2839	0,51124	0,1282	3,12	-27,3	
Nº de amostras	12	12	12	12	12	12	

5.2.2 Terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina

Os terrenos metamórficos de médio a alto grau compreendem rochas que em sua maioria não fazem parte do contexto das rochas banhadas pela bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape. A maior parte destas rochas também têm seus limites orientais próximos à linha de costa. Em linhas gerais, estendem-se desde o nordeste do Estado de Santa Catarina (SC) até as proximidades da Ilha de São Sebastião, no Estado de São Paulo. Estas rochas estão inseridas nos domínios Luís Alves, Paranaguá (Siga Jr. *et al.*, 1993); nos blocos Iguape, Registro e Mongaguá (Passarelli *et al.*, 2000); e no Complexo Costeiro (Dias Neto, 2001), este último referido na atual pesquisa como Domínio Costeiro entre Guarujá e São Sebastião (Figura 25).

As assinaturas isotópicas das rochas investigadas na porção nordeste de SC e porção sul-oriental do PR estão inseridas nos domínios Paranaguá e Luís Alves (Figura 25), cujas principais litologias estão esquematizadas na Figura 26b.

O Domínio Luís Alves (Siga Jr. *et al.*, 1993) limita-se com gnaisses migmatíticos do Domínio Curitiba, na porção setentrional, e em parte da porção oriental, com a costa brasileira. As principais rochas deste domínio são constituídas por ortognaisses granulíticos bandados a

maciços de composição tonalítica a granodiorítica, as quais apresentam alto grau metamórfico. Núcleos granulíticos antigos de natureza básica e principalmente ultrabásica constituem-se na litologia predominante em parte do Domínio Luís Alves.

Os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves apresentam idades modelo Sm-Nd (TDM) superiores a 3,5 Ga (Siga Jr., 1995). Os granulitos do embasamento que afloram no Domínio Luís Alves estão inseridos no Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartman *et al.*, 1979a), cujas idades U-Pb em zircão no intercepto superior indicam retrabalhamento em torno de 2,35 e 2,1 Ga.

A atividade plutônica representada pelos granitoides alcalinos e peralcalinos nos domínios Curitiba e Luís Alves, como exemplo do granito Palermo, apresentam idades modelo Sm-Nd (TDM) situadas entre ~2,1 e 1,85 Ga (Siga Jr., 1995). Observa-se que idades modelo Sm-Nd (TDM) de mesma ordem ocorrem nos corpos graníticos do Grupo Itaiacoca e Setuva.

O Domínio Paranaguá (Siga Jr., 1995) encontra-se limitado a leste pela linha de costa e a oeste pelos gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves. É representado principalmente por um complexo ígneo, já referido como Batólito Paranaguá (Basei *et al.*, 1990a), no qual ocorrem diversos tipos de rochas graníticas que se estendem desde a Ilha de São Francisco (SC) até o sul de Itatins (SP). As encaixantes destes granitoides são gnaisses, quartzitos, micaxistos e anfibolitos migmatizados em diferentes intensidades.

Próximos às zonas de cisalhamento Palmital e Serra Negra, onde o complexo ígneo está em contato com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves, os gnaisses do Domínio Paranaguá apresentam foliação N-NW, N-NE, e feições cataclásticas. Granitoides porfíricos, tipo Morro Inglês, apresentam idades modelo Sm-Nd (TDM) próximas de 2,2 e 1,9 Ga (Siga Jr., 1995).

Na porção sul-oriental do Estado de São Paulo as rochas do compartimento costeiro estão inseridas nos blocos Iguape (Domínio Paranaguá), Registro e Mongaguá (Passarelli *et al.*, 2000; 2004), os quais são limitados por expressivas zonas de cisalhamento, e constituídos por terrenos com características litológicas e isotópicas distintas (Figura 27).

Figura 27- Mapa geológico da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. 1. Sedimentos Quaternários. 2. Sedimentos terciários; 3. Complexo alcalino de Juquiá; 4. SCCI e ZCS: rochas miloníticas. Suíte Granítica Serra do Mar; 5. Granito Itapitangui; 6. Granito Serra do Cordeiro; 7. Granito Serra do Votupoca. Domínio Mongaguá: 8. Domínio granito-gnáissico-migmatítico; 9. Granito Areado; 10. Granito Ribeirão do Óleo. Domínio Iguape: 11. Granito Iguape; 12. Metassedimentos Iguape. Domínio Embu: 13. Granito Juquiá; 14. Granito Sete Barras; 15. Metassedimentos. Domínio Registro: 16. Domínio granito-gnáissico-migmatítico; 17. Domínio Gnáissico; 18. Complexo Itatins; 19. Maciço Juréia. 20. Zonas de cisalhamento transcorrentes; 21. Falhamento inferido; 22. Lineamentos; 23. Contato geológico gradacional; 24. Foliação milonítica; 25. Foliação principal. 26. Lineação mineral. 27. Cidades próximas às rochas com dados isotópicos utilizados no presente estudo. Simplificado de Passarelli *et al.* (2004).

O Domínio Iguape é constituído por rochas graníticas semelhantes à Suíte Granítica Serra do Mar e por rochas metassedimentares (Passarelli, 2001; Passarelli *et al.*, 2004). As rochas metassedimentares caracterizam-se pela intercalação de metarenitos com metassiltitos. Os granitos do Maciço de Iguape são peraluminosos. No compartimento gnáissico migmatítico ocorrem granitoides (monzogranitos a granodioritos) com estruturas migmatíticas heterogêneas (Passarelli *et al.*, 2004). Idades (paleoproterozoicas e neoproterozoicas) U-Pb em zircão no intercepto superior ocorrem em áreas caracterizadas pela presença de rochas híbridas (processos

de mistura entre dois magmas). Idades modelo Sm-Nd (TDM) em granitos do Bloco Iguape encontram-se em torno de 2,2 e 1,8 Ga (Passarelli *et al.*, 2004).

O Bloco Registro, inserido no Domínio Paranaguá, é delimitado ao norte pelo Sistema de Cisalhamento Cubatão Itariri (SCCI) e a sul pela Zona de Cisalhamento Serrinha (ZCS). Este domínio é constituído principalmente por rochas graníticas, gnáissicas e migmatíticas, abrangendo os paragneisses dos maciços da Juréia e de Itatins. No domínio gnáissico migmatítico ocorrem granitoides (monzogranitos a granodioritos) com estruturas migmatíticas heterogêneas.

O maciço de Itatins (Picanço *et al.*, 1998) é constituído por rochas da Sequência Cachoeira e Suíte Itatins. Este maciço está inserido no Bloco Registro. A Sequência Cachoeira é constituída por gnaisses kinzigíticos (sillimanita-biotita-granada gnaiss), anfibolitos, metabasitos e calssiocilicáticas. A migmatização e milonitização destas rochas aparecem de forma mais intensa próximo à Zona de Cisalhamento Itariri (ZCI).

A Suíte Itatins é representada pelos granulitos tipo Azeite de composição enderbítica a charnoenderbítica e pelos granulitos tipo Guaraú, este último de menor ocorrência. Charnoenderbitos do Complexo Itatins registram idades U/Pb de $2,173 \pm 18$ Ga e idades modelo Sm-Nd (TDM) em torno de 2,5 Ga (Picanço, 1994).

O Bloco Mongaguá está entre a Zona de Cisalhamento Cubatão (ZCC) e a ZCI. Este bloco refere-se aos terrenos gnáissicos e migmatíticos da Micro Placa Serra do Mar (Campos Neto e Figueiredo, 1995), bem como ao Cinturão Granítico Costeiro (Basei *et al.*, 1999; 2000). Nele ocorrem gnaisses migmatíticos e granitoides, estes subdivididos em tipo Itariri (monzogranitos, granodioritos e tonalitos); tipo Areado (monzogranitos e localmente tonalitos) e Ribeirão do Óleo (monzogranitos), definidos por Passarelli (2001). Os valores das idades modelo Sm-Nd (TDM) dos gnaisses migmatíticos e granitoides estão entre ~2,2 e 1,7 Ga (Passarelli *et al.*, 2004).

As rochas adjacentes à costa, na porção norte-oriental do Estado de São Paulo foram agrupadas, na presente pesquisa no Domínio Costeiro, situado entre o Falhamento de Cubatão e a linha de costa. Os dados isotópicos destas rochas referem-se, principalmente, ao Complexo Costeiro estudado por Dias Neto (2001). A litologia predominante é representada pelos metassedimentos que integram os costões rochosos situados entre as cidades de Guarujá e São

Sebastião. As rochas paraderivadas predominam na região de São Sebastião, enquanto as ortoderivadas situam-se entre Juqueí e Guarujá (Figura 28).

Os paragnaisses do Domínio Costeiro são comumente constituídos por plagioclásios sódicos, quartzo e biotita, com a presença de cordierita e porfiroblastos de granada associados à biotita. As condições de metamorfismo na geração destas rochas atingiram a fácies granulito. É comum a ocorrência de núcleos anfibolíticos do interior dos paragnaisses (metagabros, metadioritos). A maior ocorrência de rochas metabásicas associada às rochas paraderivadas encontra-se no Complexo Bairro do Marisco.

Os gnaisses kinzigíticos com idades em torno de 570 Ma mostram idades modelo Sm-Nd (TDM) de ~1,31 e 1,49 Ga para rochas com $E_{Nd(0)}$ menos negativos. Os paragnaisses com valores de $E_{Nd(0)}$ mais negativos apresentam idades modelo Sm-Nd (TDM) de 1,94 Ga (Dias Neto, 2001). Idades modelo Sm-Nd (TDM) dos gnaisses kinzigíticos do Domínio Costeiro do Estado de São Paulo, obtidas por Tassinari e Sato (1996), estão entre (~1,8-1,9 Ga) e (~1,2-1,4 Ga).

Na região do Guarujá (Ponta das Galhetas) ocorrem corpos graníticos denominados por Janasi e Ulbrich (1992) de biotita granito gnaiss porfiríticos. Estes granitoides com núcleos metadioríticos indicaram idades modelo Sm-Nd (TDM) próximas a 1,3 Ga, assim como as idades modelo Sm-Nd (TDM) do leucogranito de Piaçaguera (~1,45 Ga) e do leucognaiss de São Sebastião (~1,34 Ga) (Dias Neto, 2001).

Como exemplo de ortognaisses da região de São Sebastião pode-se citar o maciço granítico Guaecá de composição monzogranítica a monzodiorítica. Na região da Falha do Camburú gnaisses ortoderivados estão em contato tectônico com o granito porfirítico Pico do Papagaio de composição monzogranítica. O granitoide de Juqueí e outros na área de estudo apresentaram idades modelo Sm-Nd (TDM) em torno de 1,6 Ga. Os dados isotópicos das rochas dos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina estão sintetizados na Tabela 10.

Figura 28-Domínio Costeiro incluindo as rochas do Complexo Costeiro (Dias Neto, 2001) no Estado de São Paulo. Simplificado de Dias Neto, 2001.

Tabela 10- Síntese dos dados dos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Maciço Itatins	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd	TDM (Ga)	E_{Nd(0)}	Referência
Migmatitos e paragneisses							Picanço, 1994
Mínimo	0,714600	0,5620	-	-	-	-	
Máximo	0,749600	3,4910	-	-	-	-	
Média	0,728985	1,3979	-	-	-	-	
Nº de amostras	27	27					
Granulitos							Picanço, 1994
Mínimo	0,711700	0,7117	-	-	-	-	
Máximo	0,750000	0,7500	-	-	-	-	
Média	0,721886	0,7219	-	-	-	-	
Nº de amostras	22	22	-	-	-	-	
Bloco Iguape							
Granitoides							Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Mínimo	0,728321	1,797	0,51160	0,096	1,17	-20,2	
Máximo	0,733248	2,652	0,51209	0,137	2,26	-18,6	
Média	0,730785	2,225	0,51166	0,113	1,76	-19,5	
Nº de amostras	2	2	4	4	4	4	
Bloco Mongaguá							
Granitoides							Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Mínimo	0,709698	0,188	0,51139	0,069	1,68	-22,5	
Máximo	0,739020	2,511	0,51209	0,159	2,25	-12,9	
Média	0,724273	1,405	0,51179	0,136	1,90	-17,0	
Nº de amostras	8	8	9	9	9	9	
Domínio Costeiro (Guarujá- São sebastião)							
Granitoides,							
Gnaisses migmatíticos							Tassinari, 1988; Dias Neto, 2001
Mínimo	0,715202	0,0690	0,5118	0,081	1,30	-15,5	
Máximo	0,760800	5,025	0,512432	1,940	1,90	-5,7	
Média	0,728744	1,6797	0,51205943	0,561	1,59	-11,8	
Nº de amostras	60	60	18	18	18	18	
Anfibolitos							Dias Neto, 2001
Mínimo	0,704490	0,0236	0,511982	0,090	0,95	-12,8	
Máximo	0,721763	1,2200	0,512893	0,187	1,70	-3,1	
Média	0,710203	0,4625	0,512452	0,147	1,24	-7,7	
Nº de amostras	5	5	4	4	4	4	

TDM-refere-se às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*).

Continuação—Síntese do terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Domínio Luís Alves	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd	TDM (Ga)	E _{Nd(t)}	Referência
Granulitos							Siga Jr., 1995
Mínimo	0,70264	0,0100	0,510920	0,0970	2,27	-33,5	
Máximo	0,72000	0,4100	0,511571	0,1810	3,08	-20,8	
Média	0,70686	0,1305	0,511244	0,1196	2,69	-27,2	
Nº de amostras	25	25	25	25	25	25	
Migmatitos							Siga Jr., 1995
Mínimo	0,71040	0,1850	-	-	-	-	
Máximo	0,72130	0,6040	-	-	-	-	
Média	0,716100	0,3773	-	-	-	-	
Nº de amostras	11	11	-	-	-	-	
Domínio Paranaguá							
Rochas graníticas							Siga Jr., 1995
Mínimo	0,70628	0,130	-	-	-	-	
Máximo	0,73666	3,795	-	-	-	-	
Média	0,71616	1,130	-	-	-	-	
Nº de amostras	19	19	-	-	-	-	
Suite Granítica							
Serra do Mar							
Granitos							Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Mínimo	-	-	0,51118	0,098	2,32	-28,4	
Máximo	-	-	0,51160	0,155	2,32	-22,3	
Média	0,77203	6,460	0,51147	0,130	2,37	-24,5	
Nº de amostras	1	1	3	3	3	3	
Bloco Registro							
Gnaisses							Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Mínimo	0,70969	0,822	0,51095	0,085	2,40	-33,0	
Máximo	0,73482	1,296	0,51130	0,124	2,90	-26,1	
Média	0,72961	1,059	0,51115	0,104	2,62	-30,4	
Nº de amostras	2	2	4	4	4	4	

TDM-refere-se às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*).

5.2.3 Rochas da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná situada na porção centro-sudoeste da América Latina caracteriza-se como uma bacia intracratônica formada a partir do Paleozoico Inferior constituída por rochas sedimentares e vulcânicas (Figura 29). Sua dimensão é de cerca de 1.700.000 km². Esta bacia apresenta lineamentos na direção NW-SE, Arco Ponta-Grossa, NE-SW representados por zonas de cisalhamento e direção E-W.

Suas unidades estratigráficas foram correlacionadas regionalmente, em trabalho clássico (Schneider *et al.*, 1974). Uma das colunas estratigráficas mais utilizadas atualmente foi elaborada por Milani *et al.* (1996) (Figura 30), onde as unidades estratigráficas foram divididas em cinco sequências deposicionais: Neocretácia, Jurácica/Eocretácia, Neotriássica, Carbonífera/Eotriássica, Devoniana e Ordoviciana/Siluriana.

Figura 29- Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. Os pontos verdes indicam os arredores dos pontos amostrados com análises isotópicas. Abaixo do Alinhamento Uruguai (~26°S), encontram-se as rochas vulcânicas com dados isotópicos utilizados no atual estudo, inseridos na Província Magmática do Paraná (sub-província sul). Compilado de Marques *et al.* (1999) e Milani *et al.* (1996).

Figura 30- Carta estratigráfica da Bacia do Paraná. Fonte: Milani *et al.* (1996).

O Grupo Rio Ivaí (Assine *et al.*, 1994) de idade ordovício/siluriana compreende as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. Este grupo ocorre na Bacia do Paraná em ampla área e pouca espessura remanescente (Milani *et al.*, 1996). O Grupo Paraná de idades devonianas é constituído pelas formações Furnas e Ponta Grossa, ocorrendo nas porções centrais e norte da Bacia do Paraná. A supersequência Gondwana I (carbonífera/eotriássica) corresponde ao Grupo Itararé na porção sul da bacia e seu equivalente na porção norte denomina-se Formação Aquidauana. Esta sedimentação carbonífero/permiana assumiu características de mar restrito, como exemplo pode-se citar a Formação Irati, seguida de continentalização representada pelas formações Teresina, Rio do Rasto e Corumbataí. A supersequência Gondwana II (neotriássica) compreende as formações Pirambóia e Rosário do Sul. A Formação Botucatu foi depositada no Jurássico, representando um amplo campo de dunas. A Formação Serra Geral representa um pacote de ~2000 m de lavas basálticas derramadas sobre os sedimentos da Bacia do Paraná durante o Eocretácio. A supersequência Bauru foi depositada no Neocretácio.

Foram compilados dados isotópicos de rochas da região da bacia hidrográfica Paraná-La Plata incluindo as formações, Iapó, Ponta Grossa, Furnas; grupos Bauru e Itararé; formações Teresina, Santa Maria e Botucatu; e rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

A Formação Iapó integra a supersequência mais antiga da Bacia do Paraná (Neo-Ordoviciano), constituindo-se de diamictitos provavelmente relacionados a ambiente glacial. A fração argilosa da formação apresenta principalmente illita e caolinita (Silva, 2006).

A Formação Furnas apresenta-se bastante homogênea constituindo-se de arenitos claros (arcoseanos a caulínicos) de granulação predominante de média a grossa, com estratificações cruzadas, de ambiente predominantemente marinho, incluindo a presença de depósitos pelíticos no seu topo. Os dados isotópicos disponíveis na literatura para esta formação referem-se à parte interdunas, onde se concentra o material argiloso.

A Formação Ponta Grossa é predominantemente constituída por folhelhos, siltitos e arenitos finos com marcas onduladas e feições de bioturbação. Os argilominerais predominantes são illita/esmectita e illita/caulinita (Silva, 2006).

O Grupo Bauru (Fernandes, 1992) é representado por camadas de arenitos e conglomerados associados, com seixos de várias litologias, tais como vulcânicas, arenitos, argilitos, rochas ígneas e metamórficas.

O Grupo Itararé (carbonífero/eotriássico) é constituído principalmente por pacotes de diamictitos intercalados com arenitos vermelhos a claros de ampla distribuição através da bacia. As assinaturas isotópicas disponíveis deste grupo foram coletadas na posição estratigráfica mais superior da unidade, onde há o predomínio da fração argilosa constituída principalmente por esmectita (Silva, 2006).

A Formação Teresina (Permiano superior) é representada por pacotes de argilitos e siltitos acinzentados depositados sob a ação de ondas e marés, aparecendo em seu topo calcários oolíticos e bancos de coquina.

O Membro Santa Maria (pacote triássico) do Rio Grande do Sul pertence à Formação Rosário do Sul constituída por arenito avermelhado e esbranquiçado, de granulação média a fina, com níveis conglomeráticos e estratificação cruzada acanalada e planar, depositada por sistemas fluviais e lacustres. As amostras analisadas por Silva (2006), utilizadas na presente pesquisa, são caracterizadas como siltito maciço.

O depocentro da Formação Botucatu encontra-se na porção sul da Bacia do Paraná. É constituída por arenitos eólicos com estratificação cruzada e subordinadamente conglomerados e arenitos conglomeráticos. Os arenitos são quartzosos avermelhados, finos a médios. A espessura desta formação na porção SE da bacia chega a 100 m. A composição $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do material argiloso da formação varia entre 0,7186 e 0,7277 (Thomaz-Filho e Lima, 1979).

A Formação Serra Geral insere-se na Província Magmática do Paraná (PMP) (Melfi *et al.* 1988). Os derrames basálticos que ocorreram na época da abertura do oceano Atlântico constituem um dos maiores volumes de lavas basálticas continentais do mundo, cobrindo uma área de 1.200.000 km².

Estes derrames são representados por diferentes tipos de rochas, das quais 90% são basaltos toleíticos e andesíticos. Os basaltos toleíticos são divididos em dois grupos com diferentes composições químicas: basaltos com baixo conteúdo de titânio ($\text{TiO}_2 \leq 2\%$) e basaltos com alto conteúdo de titânio ($\text{TiO}_2 > 2\%$).

Marques *et al.* (1999) realizaram estudos isotópicos com a utilização da sistemática Sr-Nd-Pb para identificar as fontes mantélicas envolvidas na geração dos basaltos toleíticos da PMP. Outros estudos também realizados no contexto da gênese dos basaltos desta província magmática, também forneceram dados isotópicos de Sr, Nd e Pb (Cordani *et al.*, 1988; Hawksworth *et al.*, 1986; Mantovani *et al.*, 1985a; Peate and Hawkesworth, 1996; Petrini *et*

al. 1987; Piccirillo e Melfi, 1988; Piccirillo *et al.*, 1989). Dados isotópicos de basaltos toleíticos de baixo TiO₂ da porção sul da PMP e de riolitos tipo Palmas foram considerados no presente estudo.

As razões ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb dos riolitos tipo Palmas situam-se dentro do intervalo 19-19,5 (Soares, 2007). As composições ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr dos basaltos toleíticos variam entre 0,7046 e 0,7167; razões ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, entre, 18,4 e 19 (Peate *et al.*, 1992). Os dados isotópicos compilados da literatura referentes às rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná encontram-se sintetizados na Tabela 11.

Tabela 11-Síntese dos dados isotópicos de rochas da Bacia do Paraná

Bacia do Paraná	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd	TDM (Ga)	E _{Nd(t)}	Referência
Formações Iapó, Bauru e Santa Maria							
Rochas sedimentares							Silva, 2006
Mínimo	0,717260	0,6600	0,512168	0,18951	0,75	-9,2	
Máximo	0,731640	2,863	0,512593	0,20298	1,37	-1,4	
Média	0,721540	2,201	0,512276	0,195321	1,22	-7,7	
Nº de amostras	19	19	19	19	19	19	
Formações Furnas, Itararé, Teresina e Ponta Grossa							
Rochas sedimentares							Silva, 2006
Mínimo	0,73254	2,832	-	-	-	-	
Máximo	0,75603	7,5823	-	-	-	-	
Média	0,73241	4,5430	-	-	-	-	
Nº de amostras	18	18	-	-	-	-	
Formação Serra Geral			¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	
Basaltos toleíticos de baixo TiO₂							Petrini <i>et al.</i> , 1987; Marques <i>et al.</i> , 1999; Peate e Hawkesworth, 1996; Cordani <i>et al.</i> , 1988; Soares, 2007; Peate e Hawkesworth, 1996; Piccirillo <i>et al.</i> , 1989
Mínimo	0,70460	-	0,51221	18,3280	15,6000	38,5010	
Máximo	0,71670	-	0,52690	18,9040	15,6870	39,0290	
Média	0,70839	-	0,51390	18,6062	15,6421	38,7517	
Nº de amostras	37	-	39	41	41	41	
Riolitos (tipo Palmas)							Soares, 2007
Mínimo	0,71500	-	-	-	-	-	
Máximo	0,72500	-	-	-	-	-	
Média	0,72000	-	-	-	-	-	
Nº de amostras	2	-	-	-	-	-	

TDM-refere-se às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*).

5.2.4 Sedimentos

O testemunho ST encontra-se inserido no Embaiamento de São Paulo, cuja sedimentação é essencialmente terrígena, com predomínio de areias quartzosas e argilas. Ao sul da Ilha de São Sebastião ocorrem sedimentos com características granulométricas e mineralógicas distintas daqueles encontrados ao norte. Na área ao sul da Ilha ocorre um aumento gradual de argila em direção às regiões mais profundas da plataforma. A montmorillonita (grupo da esmectita) é o principal argilomineral que ocorre nesta porção da plataforma (Rocha *et al.*, 1975). Os processos deposicionais predominantes ao sul da Ilha de São Sebastião foram associados com a penetração da pluma do Rio La Plata (Moller *et al.*, 2008; Piola *et al.*, 2000).

Estudos relacionados com a proveniência de sedimentos da plataforma sul-americana (*e.g.* Carraro *et al.*, 1974; Campos *et al.*, 2008), vêm mostrando a influência marcante de rochas básicas, indicadas pela presença de augita e esmectita nos sedimentos da plataforma continental desde o Uruguai até regiões ao largo de Santos.

A carga sedimentar transportada pelo Rio La Plata caracteriza-se por abundância de augita (Urien, 1972). Milliman (1975) indica para este trecho, que os sedimentos seriam provenientes de rochas fontes drenadas pelo sistema fluvial do Rio Paraná. Segundo o autor supracitado, os detritos ao desembocarem no Rio La Plata teriam sido transportados para o norte, durante o último período de nível de mar mais baixo. O predomínio de esmectita nos sedimentos finos transportados pelo Rio La Plata podem indicar contribuição de rochas vulcânicas. (Campos *et al.*, 2008).

A contribuição de rochas de terrenos cristalinos e metamórficos de baixo grau também foi observada nos sedimentos transportados pelo Rio La Plata, indicada principalmente, pela presença de argilominerais do grupo da mica, clorita e caulinita, porém em quantidades muito menores que o conteúdo de argilominerais do grupo da esmectita (Campos *et al.*, 2008).

Dados isotópicos de sedimentos de fundo da bacia hidrográfica do Rio Mampituba, o qual faz limite entre os estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Figura 31), também foram incorporados à atual pesquisa. Esta bacia drena rochas vulcânicas básicas de composição toleítica de baixo TiO₂ da Bacia do Paraná, as quais estão inseridas no contexto geológico dos

derrames Serra Geral incluindo as formações Gramado, Esmeralda, Ribeira, vulcânicas ácidas tipo Palmas, bem como rochas sedimentares.

Figura 31- Mapa geológico simplificado das rochas drenadas pela bacia hidrográfica do Rio Mampituba. Fonte: Soares, 2007.

As razões $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ dos sedimentos de fundo do Rio Mampituba foram analisadas na fração $< 0,062$ mm (Soares, 2007) apresentando-se muito homogêneas, com valores variando entre 0,714 e 0,715. As razões isotópicas de Pb dos sedimentos da bacia de drenagem do rio foram analisadas na mesma fração. A síntese das assinaturas isotópicas dos sedimentos apresentados no presente item encontra-se na Tabela 12.

Tabela 12- Síntese dos dados isotópicos dos sedimentos da área de influência no testemunho ST.

Estuário do Rio La Plata	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\text{E}_{\text{Nd}}(\text{0})$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Referência
Sedimentos								Mahiques <i>et al.</i> , 2008
mínimo	0,512090	-11	18,618	15,637	38,637	-	-	
máximo	0,512218	-8	18,731	15,656	38,787	-	-	
média	0,512147	-10	18,667	15,645	38,700	-	-	
Nº de amostras	12	12	3	3	3	-	-	
Plataforma sul do Brasil								
sedimentos								Mahiques <i>et al.</i> , 2008
mínimo	0,512079	-11	18,451	15,620	38,047	-	-	
máximo	0,512252	-8	18,743	15,768	38,946	-	-	
média	0,5121673	-9,3	18,643	15,677	38,715	-	-	
Nº de amostras	18	18	15	15	15	-	-	
Plataforma sudeste do Brasil								
sedimentos								Mahiques <i>et al.</i> , 2008
mínimo	0,512013	-17	18,263	15,605	38,239	-	-	
máximo	0,512996	-10	18,633	15,618	38,584	-	-	
média	0,5127076	-14	18,440	15,612	38,454	-	-	
Nº de amostras	18	18	5	5	5	-	-	
Bacia do Rio Mampituba								
sedimentos								Soares, 2007
mínimo	-	-	18,70929	15,65784	38,7455	2,0577	0,81523	
máximo	-	-	18,86857	15,68773	38,8263	2,0709	0,83691	
média	-	-	18,79385	15,673715	38,7847	2,0637	0,83067	
Nº de amostras	-	-	6	6	6	6	6	

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Após a escolha das técnicas analíticas adequadas para o tratamento de sedimentos marinhos para análises isotópicas envolvendo as sistemáticas Pb-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr, a análise conjunta de dados isotópicos das sistemáticas acima referidas compiladas de trabalhos prévios, juntamente com os resultados deste trabalho, diagramas comparativos permitiram evidenciar as principais áreas fontes que estariam contribuindo com a maior proporção de sedimentos para os testemunhos CF e ST, bem como identificar mudanças nas proporções destas contribuições durante o Holoceno Médio e Superior, na tentativa de relacioná-las com estudos paleoclimáticos e paleoceanográficos. A delimitação das principais fontes de sedimentos para os testemunhos CF e ST foi o alvo do recente estudo, servindo de base para discussões sobre as diferenças entre as áreas fontes dos sedimentos dos testemunhos CF e ST, as quais mostraram-se distintas.

Observou-se no presente estudo que as variações isotópicas registradas ao longo dos testemunhos foram relativamente sutis, esta condição pode ser decorrente tanto da própria natureza dos isótopos radiogênicos em questão, como também devido às características dos valores isotópicos da mistura, os quais representam uma média que inclui todas as frações granulométricas da amostra. A fração granulométrica predominante nos testemunhos é o silte, com valores sempre superiores a 50%, refletindo a assinatura isotópica mais representativa do sedimento total. As oscilações em torno deste valor médio podem indicar a incorporação de sedimentos com assinaturas isotópicas distintas. Esta pesquisa teve o propósito de analisar as razões isotópicas do sedimento total, de acordo com Mahiques *et al.* (2008).

6.1 Pré-tratamento das amostras para as análises isotópicas

O intuito da primeira série de testes foi checar qual metodologia seria mais adequada para remover o conteúdo de Sr contido nos bioclastos, sem que este procedimento alterasse o conteúdo de Sr proveniente de fontes continentais, geogênico, bem como certificar que tal tratamento não afetaria, de forma relevante, as razões isotópicas de Nd. Foram medidas as razões isotópicas de Sr e Nd do sedimento total, ou seja, antes do pré-tratamento, bem como dos produtos resultantes do ataque químico: a solução e a fração sólida, tratados na presente pesquisa como lixiviado e resíduo, respectivamente. Desta forma, os comportamentos isotópicos de Sr e Nd foram avaliados a partir dos resultados obtidos nos testes.

6.1.1 Composições isotópicas de Sr resultantes do pré-tratamento

Os resultados obtidos no teste (Tabela 12) mostraram que nas duas amostras analisadas os valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos resíduos ficaram mais radiogênicos do que os do sedimento total (antes dos ataques com HCl e HOAc), e os lixiviados (soluções) apresentaram razões isotópicas semelhantes à da água do mar. Contudo, os valores das razões isotópicas das amostras lixiviadas com HCl ficaram um pouco mais radiogênicos do que das amostras lixiviadas com HOAc. Os valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ resultantes dos testes estão ilustrados na Figura 32.

Tabela 12- Resultados dos testes para as razões isotópicas de Sr do testemunho ST.

Amostra	Fração	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)
ST1	TOTAL	0,712380	0,000067
ST1	LIX HCl	0,709303	0,000057
ST1	LIX HOAc	0,709136	0,000012
ST1	RES HCl	0,717486	0,000058
ST1	RES HOAc	0,718177	0,000081
ST3	TOTAL	0,712031	0,000045
ST3	LIX HCl	0,709234	0,000049
ST3	LIX HOAc	0,709225	0,000054
ST3	RES HCl	0,716183	0,000040
ST3	RES HOAc	0,717710	0,000066

Valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas a partir das análises de duas amostras do testemunho ST, nas profundidades: 0-2 cm (ST1) e 2-4 cm (ST3); das seguintes frações: TOTAL, antes dos ataques ácidos; LIX HCl e LIX HOAc, lixiviados resultantes do ataque com ácido clorídrico e ácido acético, respectivamente; RES HCl e RES HOAc referem-se aos resíduos.

Figura 32- Comparação entre razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de duas amostras lixiviadas com HCl 0,24N em temperatura ambiente por uma hora, e com HOAc 10% vv em banho ultrassônico por quatro horas. As razões do sedimento total (TOTAL) estão representadas pelos losangos, os resíduos (RES) pelos quadrados e os lixiviados (LIX) pelos triângulos. Os números 1 e 2 dispostos no eixo x referem-se às amostras nas profundidades 0-2 cm e 2-4 cm, respectivamente.

6.1.2 Composições isotópicas de Nd resultantes do pré-tratamento

Os resultados dos testes de Nd (Tabela 13) mostraram que as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e os valores de $E_{\text{Nd}(0)}$ dos lixiviados, resíduos e sedimento total das amostras ficaram muito próximas entre si, com o uso de HOAc; porém, o ataque com HCl deixou o resíduo (B) (0,5) mais negativo, esta variação foi considerada relevante na atual pesquisa para o contexto de avaliação das mudanças isotópicas ao longo de cada testemunho. Os valores das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das amostras após serem lixiviadas com HCl e HOAc, segundo procedimento já descrito, estão dispostos na Figura 33.

Tabela 13-Resultados isotópicos de Nd do testemunho ST

Amostra	Fração	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	$E_{\text{Nd}(0)}$
ST1	TOTAL	0,512088	0,000010	-10,7
ST1	LIX HOAc	0,512095	0,000010	-10,6
ST1	RES HCl	0,512078	0,000011	-10,9
ST3	TOTAL	0,512102	0,000009	-10,5
ST3	LIX HOAc	0,512089	0,000010	-10,7
ST3	RES HCl	0,512075	0,000007	-11,0

Valores das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtidas a partir das análises de duas amostras do testemunho ST, nas profundidades: 0-2 cm (ST1) e 2-4 cm (ST3); das seguintes frações do sedimento: TOTAL, antes do ataque químico; LIX HOAc, lixiviados resultantes do ataque com ácido acético; RES HOAc, resíduos deixados após ataque com ácido acético; $E_{\text{Nd}(0)}$ das amostras analisadas.

Figura 33-Comparação entre razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de duas amostras lixiviadas com HCl (0,24 N) em temperatura ambiente por uma hora, e com HOAc (10% vv) em banho ultrassônico por quatro horas. As razões do sedimento total (TOTAL) estão representadas pelos losangos, os resíduos (RES) pelos quadrados e os lixiviados (LIX) pelos triângulos. Os números 1 e 2 dispostos no eixo x referem-se às amostras nas profundidades: 0-2 cm e 2-4 cm, respectivamente.

6.1.3 Composições isotópicas de Pb

Os resultados obtidos no teste, para checar possível contaminação antropogênica, (Tabela 14) mostraram, de modo geral, que as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos resíduos deixados após o ataque químico com HCl ficaram mais radiogênicas do que as do sedimento total.

Tabela 14- Resultados isotópicos de Pb de amostras do testemunho ST e CF

Amostra	Fração	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % padrão	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % padrão	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % padrão
ST03	LIX	18,589	0,015	15,648	0,016	38,733	0,016
ST03	RES	18,822	0,012	15,664	0,012	38,980	0,013
ST03	TOTAL	18,671	0,016	15,634	0,016	38,759	0,017
ST11	LIX	18,597	0,009	15,657	0,010	38,757	0,009

Valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidas a partir das análises de três amostras do testemunho ST, nas profundidades: 2-4 cm (ST03), 10-12 cm (ST11) e 22-24 cm (ST23); e do testemunho CF, nas profundidades: 2-4 cm (CF03), 8-10 cm (CF09) e 20-22 cm (CF21); das seguintes frações do sedimento: antes do ataque com HCl (1N) (TOTAL); lixiviado (LIX) e resíduo (RES).

Continuação- Resultados isotópicos de Pb de amostras do testemunho ST e CF

Amostra	Fração	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % padrão	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % padrão	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % padrão
ST11	RES	18,859	0,011	15,665	0,012	38,972	0,013
ST11	TOTAL	18,663	0,006	15,629	0,006	38,750	0,006
ST23	LIX	18,610	0,01	15,674	0,011	38,815	0,012
ST23	RES	18,824	0,019	15,666	0,02	38,970	0,02
ST23	TOTAL	18,674	0,017	15,640	0,018	38,784	0,019
CF03	LIX	18,414	0,01	15,653	0,01	38,689	0,01
CF03	RES	18,588	0,016	15,661	0,016	39,028	0,016
CF03	TOTAL	18,505	0,011	15,679	0,011	38,863	0,012
CF09	LIX	18,498	0,005	15,708	0,005	38,954	0,005
CF09	RES	18,557	0,009	15,676	0,009	39,029	0,009
CF09	TOTAL	18,617	0,008	15,690	0,008	39,092	0,008
CF21	LIX	18,546	0,008	15,688	0,008	38,999	0,008
CF21	RES	18,628	0,009	15,643	0,01	38,882	0,011
CF21	TOTAL	18,527	0,005	15,649	0,006	38,879	0,006

Valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidas a partir das análises de três amostras do testemunho ST, nas profundidades: 2-4 cm (ST03), 10-12 cm (ST11) e 22-24 cm (ST23); e do testemunho CF, nas profundidades: 2-4 cm (CF03), 8-10 cm (CF09) e 20-22 cm (CF21); das seguintes frações do sedimento: antes do ataque com HCl (1N) (TOTAL); lixiviado (LIX) e resíduo (RES).

O padrão das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ está ilustrado na Figura 34. Os valores isotópicos de Pb dos resíduos deixados após a extração parcial ficaram claramente mais radiogênicos no testemunho ST. No testemunho CF, esta diferenciação segue o mesmo padrão, porém de forma mais sutil, com exceção da amostra CF 9 que apresentou razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ do resíduo menos radiogênica do que do sedimento total (Figura 34).

Os valores das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos lixiviados, resíduos e sedimento total ficaram muito semelhantes entre si, principalmente no testemunho CF (Figura 35). As três amostras analisadas no testemunho ST apresentaram padrão semelhante, ou seja, as razões isotópicas de Pb dos resíduos ficaram um pouco mais radiogênicas do que as do sedimento total. No testemunho CF, a extração parcial tornou as razões isotópicas dos resíduos um pouco menos radiogênicas do que no sedimento total (Figura 35).

De acordo com o padrão geral observado para as assinaturas isotópicas de Pb acima apresentadas, as amostras apresentaram-se mais diferenciadas no testemunho ST; as razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos resíduos após o procedimento de extração parcial também ficaram mais radiogênicas do que as do sedimento total, com exceção da amostra CF 9 (Figura 36).

As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das amostras analisadas estão ilustradas na Figura 37. Os valores dos resíduos ficaram claramente mais baixos do que as do sedimento total, com exceção da amostra CF 9. Este padrão apresenta-se mais efetivo no testemunho ST.

As razões isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas estão ilustradas na Figura 38. No testemunho ST os valores dos resíduos deixados após o procedimento de extração parcial ficaram menores do que os do sedimento total. No testemunho CF os valores isotópicos de Pb dos lixiviados, resíduos e sedimento total das amostras CF3 e CF9 ficaram muito próximos entre si, já a amostra CF21 segue o mesmo padrão das amostras do testemunho ST.

Figura 34- Comparação entre razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos lixiviados (LIX), resíduos (RES) e sedimento total (TOTAL) de três amostras (ST 3, ST 11 e ST 23) do testemunho ST, e três amostras (CF 3, CF 9 e CF 21) do testemunho CF (LIX 2, RES 2 e TOTAL 2). As amostras foram lixiviadas com HCl (1N) por 22 horas em temperatura ambiente. As razões do sedimento total estão representadas pelos losangos, os resíduos pelos quadrados e os lixiviados pelos triângulos. Os números que acompanham as letras no eixo x representam a média das profundidades de coleta.

Figura 35- Comparação entre razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos lixiviados (LIX), resíduos (RES) e sedimento total (TOTAL) de três amostras (ST 3, ST 11 e ST 23) do testemunho ST, e três amostras (CF 3, CF 9 e CF 21) do testemunho CF (LIX 2, RES 2 e TOTAL 2). As amostras foram lixiviadas com HCl (1N) por 22 horas em temperatura ambiente. As razões do sedimento total estão representadas pelos losangos, os resíduos pelos quadrados e os lixiviados pelos triângulos. Os números que acompanham as letras no eixo x representam a média das profundidades de coleta.

Figura 36- Comparação entre razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dos lixiviados (LIX), resíduos (RES) e sedimento total (TOTAL) de três amostras (ST 3, ST 11 e ST 23) do testemunho ST, e três amostras (CF 3, CF 9 e CF 21) do testemunho CF (LIX 2, RES 2 e TOTAL 2). As amostras foram lixiviadas com HCl (1N) por 22 horas em temperatura ambiente. As razões do sedimento total estão representadas pelos losangos, os resíduos pelos quadrados e os lixiviados pelos triângulos. Os números que acompanham as letras no eixo x representam a média das profundidades de coleta.

Tabela 15- Resultados isotópicos de Pb dos testemunhos ST e CF

Amostra	Fração	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro % padrão	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro % padrão
CF21	LIX	0,846	0,008	2,103	0,001
CF21	RES	0,84	0,003	2,087	0,004
CF21	TOTAL	0,845	0,002	2,098	0,003
CF3	LIX	0,85	0,002	2,101	0,002
CF3	RES	0,843	0,003	2,100	0,002
CF3	TOTAL	0,847	0,002	2,100	0,004
CF9	LIX	0,849	0,001	2,106	0,001
CF9	RES	0,845	0,002	2,103	0,002
CF9	TOTAL	0,843	0,002	2,100	0,002
ST11	LIX	0,842	0,002	2,084	0,002
ST11	RES	0,831	0,002	2,066	0,003
ST11	TOTAL	0,837	0,001	2,076	0,001
ST23	LIX	0,842	0,003	2,086	0,005
ST23	RES	0,832	0,003	2,070	0,004
ST23	TOTAL	0,838	0,003	2,077	0,005
ST3	LIX	0,842	0,003	2,084	0,003
ST3	RES	0,832	0,002	2,071	0,002
ST3	TOTAL	0,837	0,003	2,076	0,003

Valores das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir das análises de três amostras do testemunho ST, nas profundidades: 2-4 cm (ST03), 10-12 cm (ST11) e 22-24 cm (ST23); e do testemunho CF, nas profundidades: 2-4 cm (CF03), 8-10 cm (CF09) e 20-22 cm (CF21); das seguintes frações do sedimento: (TOTAL) antes do ataque com HCl (1N); (LIX) lixiviados e (RES) resíduos.

Figura 37- Comparação entre razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos lixiviados (LIX), resíduos (RES) e sedimento total (TOTAL) de três amostras (ST 3, ST 11 e ST 23) do testemunho ST, e três amostras (CF 3, CF 9 e CF 21) do testemunho CF (LIX 2, RES 2 e TOTAL 2). As amostras foram lixiviadas com HCl (1N) por 22 horas, em temperatura ambiente. As razões do sedimento total estão representadas pelos losangos, os resíduos pelos quadrados e os lixiviados pelos triângulos. Os números que acompanham as letras no eixo x representam a média das profundidades de coleta.

Figura 38- Comparação entre razões $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos lixiviados (LIX), resíduos (RES) e sedimento total (TOTAL) de três amostras (ST 3, ST 11 e ST 23) do testemunho ST, e três amostras (CF 3, CF 9 e CF 21) do testemunho CF (LIX 2, RES 2 e TOTAL 2). As amostras foram lixiviadas com HCl (1N) por 22 horas em temperatura ambiente. As razões do sedimento total estão representadas pelos losangos, os resíduos pelos quadrados e os lixiviados pelos triângulos. Os números que acompanham as letras no eixo x representam a média das profundidades de coleta.

6.1.4 Composições isotópicas de Sr

No geral, os valores resultantes dos testes envolvendo os dois ácidos em questão foram semelhantes, porém as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para os lixiviados das amostras atacadas com HCl (média 0,7092685) apresentaram-se um pouco mais radiogênicas do que as resultantes do ataque com HOAc (média 0,7091805) (Tabela 12 e Figura 32). Este último resultou em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais próximas da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar atual.

Os resíduos deixados após o uso do ácido considerado mais forte (HCl) ficaram um pouco menos radiogênicos, se comparados com os valores obtidos para os resíduos após o uso de HOAc (Tabela 12 e Figura 32). Isto implica que, com o uso de HCl, o conteúdo de Sr radiogênico pode ter sido incorporado nas soluções (lixiviados). Desta forma, o uso de HCl (0,24 N) foi considerado forte suficiente para dissolver todo CaCO_3 presente na amostra, assim como o HOAc, visto que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do resíduo após ambos ataques químicos ficaram próximas. Porém, os valores dos lixiviados resultantes do uso de HOAc ficaram mais próximos ao valor da razão isotópica de Sr atual da água do mar. Por estas razões, o HOAc foi considerado eficaz na extração do CaCO_3 das amostras, e mais adequado na prevenção da remoção de material geogênico ao longo do procedimento de dissolução.

Em suma, recomenda-se a utilização de HCl na concentração 0,24 N e de HOAc diluído em 10% (v/v), para dissolver CaCO_3 de sedimentos marinhos, com base no presente estudo, e nos trabalhos de Asahara *et al.* (1995) e Bayon *et al.* (2002). Uma observação importante refere-se à fração granulométrica. O sedimento não deve ser pulverizado, *i.e.* as amostras devem ser apenas desagregadas.

6.1.5 Composições isotópicas de Nd

No presente trabalho, foram testados os efeitos do HOAc (10% v/v) e de HCl (0,24 N) nas razões isotópicas de Nd. Os valores das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dos resíduos deixados após os ataques químicos foram semelhantes às do sedimento total e dos lixiviados de HOAc (Tabela 13 e Figura 33). Porém, o uso do HCl modificou as assinaturas isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do sedimento, modificando os valores de $E_{\text{Nd}(0)}$ de forma considerada relevante para a presente pesquisa. Por tanto, o uso de HOAc mostrou-se mais adequado, permitindo a realização do pré-

tratamento para eliminação do CaCO_3 na mesma fração de amostra utilizada para as análises isotópicas de Sr e Nd.

6.1.6 Composições isotópicas de Pb

Considerando os dados obtidos no teste e os dados dos trabalhos que foram utilizados como parâmetro de comparações, optou-se pela descontaminação das amostras nos dois testemunhos, visto que as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidas nos lixiviados, resíduos e total das mesmas amostras apresentaram valores distintos, de acordo com as Tabelas 14 e 15 e Figuras 34, 35, 36, 37 e 38.

A diferença de grandeza dos valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidas antes e depois das amostras serem lixiviadas é importante para a comparação entre os dois testemunhos. Com o processo de descontaminação apareceu uma diferença maior entre os valores isotópicos dos resíduos do testemunho ST comparados com os do testemunho CF. Tal resultado deve ser decorrente da maior contaminação das amostras coletadas ao largo de Santos em relação às do Cabo Frio.

Resultados e discussões

6.2 Testemunho CF

6.2.1 Descrição granulométrica

A fração granulométrica predominante no testemunho CF é o silte, que ocorre em quantidades entre 70% e 80% (Tabela 16). Padrões granulométricos diferenciados na coluna sedimentar deste testemunho podem ser observados nos seguintes intervalos: (A) 6900-5100 anos cal. AP (323-255 cm), (B) 5100-2900 anos AP (255-155 cm), (C) 2900-2100 anos AP (155-111 cm), (D) 2100-1600 anos cal. AP (111-79 cm) e (E) 1600-400 anos AP (79-1 cm) (Figura 39). As taxas de sedimentação apresentam uma tendência de aumento da base para o topo do testemunho CF. Seus valores variam entre ~0,04 e 0,07.

No intervalo A, observa-se granocrescência ascendente (aumento na granulometria da fração silte, aumento da quantidade de areia, e diminuição da quantidade de argila) acompanhado de aumento do diâmetro médio. No mesmo intervalo, as porcentagens de areia, silte e argila variam entre 7,8-15,8%, 75,2-80,4% e 9-15,7%, respectivamente.

No intervalo B, observa-se da base para o topo do testemunho CF tendência geral de diminuição no diâmetro médio do sedimento, refletindo diminuição na quantidade de areia, aumento gradual nos valores das porcentagens de argila, e diminuição da granulometria da fração silte, em relação ao intervalo anterior. No mesmo intervalo, em torno de 4200 anos AP (215 cm) e 3600 anos cal. AP (191 cm), observam-se aumentos significativos na quantidade de areia. Ainda no intervalo B, as porcentagens de areia, silte e argila variam entre 4,5-17,6%, 72,1-80% e 9,5-16,5%, respectivamente.

No intervalo C, ocorre granocrescência ascendente (aumento do diâmetro médio) em função do aumento da granulometria da fração silte, diminuição na porcentagem de argila, e aumento da quantidade de areia em relação ao final do intervalo anterior. No mesmo intervalo, as porcentagens de areia, silte e argila variam entre 8,1-14,3%, 75,2-82,2% e 9,4-14,7%, respectivamente. Ainda no intervalo C, ocorre uma diminuição no diâmetro médio do sedimento e na granulometria da fração silte da base para o topo, bem como diminuição na quantidade de areia e aumento na quantidade de argila.

No intervalo D, as porcentagens de areia, silte e argila variam entre 4,5-17,6%, 72,1-80% e 9,5-16,5%, respectivamente. Em ~1600 anos AP (79 cm) observa-se uma diminuição nas quantidades de areia e silte, bem como o maior aumento na quantidade de argila do testemunho.

No intervalo E, observa-se granocrescência acendente, em função do aumento na quantidade de areia, diminuição da quantidade de argila e aumento da granulometria da fração silte. No mesmo intervalo, as porcentagens de areia, silte e argila variam entre 3,8-16,1%, 73,7-79,6% e 9,5-17,9%, respectivamente.

Tabela 16- Dados granulométricos do testemunho CF.

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Taxa de Sedimentação (cm/ano)	Diâmetro médio total (µm)
1,0	407	9,85	74,42	15,73	0,0645	16,57
3,0	438	10,40	74,61	14,99	0,0667	15,43
5,0	468	10,16	73,75	16,09	0,0645	16,10
7,0	499	11,11	77,33	11,57	0,0645	13,85
9,0	530	9,45	75,47	15,07	0,0645	16,55
11,0	561	10,22	78,02	11,76	0,0667	14,77
13,0	591	10,39	79,81	9,81	0,0645	13,71
15,0	622	13,21	77,35	9,44	0,0645	11,80
17,0	653	10,64	77,48	11,88	0,0645	14,30
19,0	684	9,98	78,76	11,26	0,0667	14,97
21,0	714	11,53	76,69	11,78	0,0645	13,69
23,0	745	13,67	78,00	8,32	0,0645	11,44
25,0	776	12,18	77,72	10,11	0,0645	13,09
27,0	807	12,20	75,43	12,37	0,0667	13,76
29,0	837	11,85	79,62	8,53	0,0645	12,86
31,0	868	10,55	74,95	14,50	0,0645	15,30
33,0	899	12,59	76,92	10,50	0,0645	12,71
35,0	930	13,40	77,32	9,27	0,0667	11,79
37,0	960	11,31	75,64	13,05	0,0645	14,28
39,0	991	12,90	74,02	13,07	0,0645	13,57
41,0	1022	9,94	74,96	15,09	0,0645	16,36
43,0	1053	10,48	78,51	11,01	0,0667	14,55
45,0	1083	13,30	75,24	11,46	0,0645	12,56
47,0	1114	15,06	75,90	9,04	0,0645	10,96
49,0	1145	14,41	77,25	8,34	0,0645	11,28
51,0	1176	13,36	77,42	9,22	0,0667	11,87
53,0	1206	10,40	76,99	12,61	0,0645	15,09
55,0	1237	12,17	75,21	12,62	0,0645	13,65
57,0	1268	12,84	74,19	12,97	0,0645	13,20
59,0	1299	11,03	75,24	13,72	0,0645	14,85
61,0	1330	10,63	77,24	12,13	0,0645	14,39
63,0	1361	10,80	78,42	10,78	0,0645	14,07
65,0	1392	13,01	77,01	9,98	0,0645	12,18
67,0	1423	12,44	77,05	10,51	0,0645	12,63
69,0	1454	12,70	77,91	9,39	0,0645	12,22
71,0	1485	12,06	77,43	10,51	0,0645	13,16
73,0	1516	12,97	76,97	10,06	0,0625	12,32
75,0	1548	12,29	76,42	11,29	0,0645	13,20
77,0	1579	17,88	78,35	3,77	0,0645	8,50

Continuação-Dados granulométricos do testemunho CF.

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Taxa de Sedimentação (cm/ano)	Diâmetro médio total (µm)
79,0	1610	12,79	74,77	12,44	0,0625	13,22
81,0	1642	12,68	79,39	7,93	0,0625	11,57
83,0	1674	11,91	79,32	8,77	0,0645	12,07
85,0	1705	11,08	80,51	8,41	0,0625	12,82
87,0	1737	11,83	79,97	8,21	0,0625	11,99
89,0	1769	11,07	79,14	9,80	0,0625	13,23
91,0	1801	11,80	78,99	9,22	0,0606	12,75
93,0	1834	11,20	79,13	9,67	0,0625	13,09
95,0	1866	11,84	77,80	10,36	0,0606	12,99
97,0	1899	10,96	78,03	11,01	0,0606	13,83
99,0	1932	10,97	78,56	10,47	0,0625	13,57
101,0	1964	12,97	76,12	10,91	0,0606	12,57
103,0	1997	11,16	78,74	10,10	0,0588	13,10
105,0	2031	10,79	79,27	9,94	0,0606	13,51
107,0	2064	9,82	78,80	11,38	0,0588	14,78
109,0	2098	10,68	77,62	11,70	0,0606	14,15
111,0	2131	9,33	82,20	8,47	0,0588	14,47
113,0	2165	10,52	77,44	12,04	0,0571	14,50
115,0	2200	10,41	75,24	14,35	0,0588	15,45
117,0	2234	9,43	76,59	13,98	0,0588	16,04
119,0	2268	10,58	80,41	9,00	0,0571	13,13
121,0	2303	9,96	81,16	8,88	0,0571	13,83
123,0	2338	12,22	78,39	9,39	0,0571	12,79
125,0	2373	13,55	76,69	9,76	0,0571	11,80
127,0	2408	10,56	76,58	12,86	0,0571	14,92
129,0	2443	11,39	79,08	9,52	0,0556	13,01
131,0	2479	11,51	80,28	8,21	0,0556	12,48
133,0	2515	11,36	78,68	9,96	0,0556	13,07
135,0	2551	12,85	77,06	10,10	0,0556	12,19
137,0	2587	10,26	77,73	12,00	0,0556	14,93
139,0	2623	11,86	76,34	11,80	0,0541	13,47
141,0	2660	14,70	77,15	8,15	0,0541	10,70
143,0	2697	10,89	79,66	9,45	0,0541	13,25
145,0	2734	12,16	78,81	9,03	0,0541	12,41
147,0	2771	9,82	75,88	14,29	0,0541	16,19
149,0	2808	11,61	75,68	12,71	0,0526	14,15
151,0	2846	12,84	76,24	10,92	0,0526	12,71
153,0	2884	13,67	76,52	9,81	0,0526	11,76

Continuação-Dados granulométricos do testemunho CF.

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Taxa de Sedimentação (cm/ano)	Diâmetro médio total (µm)
155,0	2922	13,98	81,49	4,53	0,0526	10,31
157,0	2960	10,42	78,69	10,88	0,0526	14,08
159,0	2998	10,21	77,11	12,68	0,0513	14,82
161,0	3037	13,00	79,04	7,96	0,0513	11,51
163,0	3076	14,22	77,25	8,53	0,0513	10,86
165,0	3115	13,32	78,18	8,50	0,0513	10,86
167,0	3154	15,65	76,30	8,05	0,0500	10,12
169,0	3194	11,94	80,11	7,95	0,0500	11,90
171,0	3234	12,73	81,63	5,64	0,0500	11,00
173,0	3274	14,57	79,46	5,97	0,0500	10,27
175,0	3314	11,97	78,80	9,23	0,0500	12,27
177,0	3354	11,78	79,43	8,79	0,0488	12,46
179,0	3395	12,73	77,75	9,52	0,0488	11,97
181,0	3436	14,74	77,51	7,75	0,0488	10,36
183,0	3477	13,52	78,79	7,69	0,0488	10,95
185,0	3518	12,83	80,03	7,15	0,0488	11,12
187,0	3559	11,60	77,66	10,75	0,0476	12,94
189,0	3601	11,58	79,71	8,71	0,0476	12,79
191,0	3643	10,37	74,57	15,06	0,0476	15,37
193,0	3685	14,62	75,36	10,02	0,0465	11,24
195,0	3728	12,56	75,95	11,48	0,0465	12,85
197,0	3771	12,51	77,88	9,61	0,0465	12,29
199,0	3814	11,07	78,13	10,80	0,0465	13,46
201,0	3857	12,52	78,04	9,44	0,0465	11,92
205,0	3944	12,18	77,88	9,94	0,0455	12,44
207,0	3988	14,72	77,05	8,23	0,0455	10,60
209,0	4032	16,53	74,48	9,00	0,0455	10,01
211,0	4076	13,42	78,48	8,10	0,0444	11,15
213,0	4121	12,07	76,74	11,18	0,0455	12,89
215,0	4165	10,50	72,16	17,34	0,0435	15,94
217,0	4211	11,88	75,93	12,19	0,0444	13,50
219,0	4256	11,71	78,35	9,94	0,0444	12,73
221,0	4301	12,73	77,45	9,82	0,0435	11,88
223,0	4347	11,67	79,26	9,07	0,0435	12,45
225,0	4393	12,26	77,35	10,39	0,0435	12,54
227,0	4439	10,95	78,11	10,94	0,0426	13,63
229,0	4486	11,61	77,61	10,79	0,0435	13,20
231,0	4532	11,87	77,37	10,76	0,0426	13,08
233,0	4579	11,45	79,21	9,34	0,0426	12,92
235,0	4626	11,22	77,02	11,76	0,0417	13,70
237,0	4674	11,25	77,10	11,65	0,0426	13,83

Continuação-Dados granulométricos do testemunho CF.

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Taxa de Sedimentação (cm/ano)	Diâmetro médio total (µm)
239,0	4721	11,33	77,50	11,16	0,0417	13,48
241,0	4769	11,38	76,57	12,06	0,0417	13,84
243,0	4817	10,22	75,54	14,24	0,0417	15,33
245,0	4865	9,60	75,22	15,19	0,0408	16,29
247,0	4914	10,45	75,20	14,35	0,0417	15,24
249,0	4962	10,72	78,33	10,95	0,0408	13,85
251,0	5011	11,95	75,33	12,72	0,0408	13,54
253,0	5060	9,50	72,93	17,57	0,0400	17,24
255,0	5110	9,66	75,35	14,99	0,0408	15,98
257,0	5159	11,89	78,63	9,48	0,0400	12,54
259,0	5209	10,32	76,49	13,20	0,0400	14,86
261,0	5259	11,69	78,17	10,14	0,0400	12,96
263,0	5309	10,58	76,44	12,98	0,0400	14,62
265,0	5359	10,98	75,62	13,40	0,0392	14,89
267,0	5410	9,94	78,07	11,99	0,0400	15,07
269,0	5460	9,01	75,18	15,81	0,0392	17,11
271,0	5511	9,73	77,35	12,92	0,0392	15,30
273,0	5562	10,05	79,46	10,49	0,0392	14,22
275,0	5613	10,58	78,24	11,18	0,0385	13,92
277,0	5665	10,06	76,75	13,19	0,0392	15,16
279,0	5716	10,51	78,84	10,65	0,0385	13,76
281,0	5768	12,24	79,18	8,58	0,0385	12,01
283,0	5820	11,85	77,92	10,23	0,0385	12,76
285,0	5872	11,08	79,69	9,23	0,0385	12,89
287,0	5924	12,64	79,53	7,83	0,0385	11,38
289,0	5976	9,76	77,83	12,42	0,0385	14,96
291,0	6028	11,14	77,97	10,89	0,0370	13,50
293,0	6082	10,94	77,30	11,76	0,0385	13,90
295,0	6134	11,32	77,80	10,88	0,0385	13,20
297,0	6186	15,71	75,32	8,97	0,0377	10,42
299,0	6239	13,80	76,18	10,02	0,0377	11,70
301,0	6292	12,46	77,63	9,91	0,0377	12,14
303,0	6345	12,39	79,68	7,93	0,0370	11,82
305,0	6399	14,18	76,22	9,60	0,0377	11,40
307,0	6452	15,10	76,21	8,69	0,0377	10,60
309,0	6505	14,09	75,52	10,39	0,0370	11,60
311,0	6559	12,38	77,31	10,32	0,0377	12,37
313,0	6612	12,45	78,92	8,64	0,0370	12,07
315,0	6666	11,87	79,56	8,58	0,0370	12,37
317,0	6720	13,11	78,25	8,64	0,0370	11,72
319,0	6774	11,13	80,39	8,49	0,0377	13,04
321,0	6827	12,01	78,71	9,28	0,0370	12,54
323,0	6881	10,59	78,36	11,05	0,0370	13,94

Figura 39- Variação granulométrica e taxas de sedimentação (Tx. Sed.) registradas ao longo do testemunho CF. Os intervalos (A), (B), (C), (D) e (E) representam o registro de diferentes padrões granulométricos; diâmetro médio em μm ; a profundidade de 323 cm representa o comprimento total do testemunho CF, correspondendo aproximadamente ao intervalo entre 400 e 7000 anos cal. AP.

6.2.2 Análises mineralógicas

A fração argila de quatro amostras do testemunho CF foi submetida à análise por difração de raios X. As amostras coletadas após duas, quatro e seis horas de agitação nas provetas não apresentaram variação significativa nos tipos de argilominerais presentes nas lâminas. Assim, optou-se por analisar as amostras coletadas após duas horas de agitação.

A fração argila dos sedimentos do testemunho CF é basicamente constituída por argilominerais dos grupos da caulinita, mica, esmectita, clorita e gibsita (Figuras anexadas), entre estes predomina a caulinita, indicada pelos picos ($\sim 7\text{\AA}$) destacados, como na amostra da profundidade média 167 cm (Figura 40).

O pico de $\sim 14\text{\AA}$ manteve-se quando glicolado, e persistiu, após aquecido, indicando a presença de clorita nas amostras analisadas (Figura 40).

Figura 40- Resultado da análise de difração de raios X da fração argila do testemunho CF na profundidade 167 cm. Amostra coletada com um passo de $(0,05)^\circ(2\theta)$ e um segundo / passo.

6.2.3 Análises químicas

As análises químicas foram realizadas por ICP-OES/MS em elementos maiores (Tabela 17), para o cálculo de razões utilizadas para fazer inferências sobre maior influência marinha e/ou continental na sedimentação da área de estudo (*e.g.* Fe/Ca, Ti/Ca) (Tabela 19).

Elementos menores e traços (Tabela 18) também foram analisados por ICP-OES/MS, para determinação das concentrações de Sm, Nd, Rb e Sr utilizadas nos cálculos das razões $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, idades modelo Sm-Nd (TDM) e razões $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$, bem como das concentrações de U, Th e Pb utilizadas como ferramenta auxiliar na interpretação dos dados isotópicos de Pb.

As razões Ba/Ti e Ba/Al apresentaram o mesmo padrão de variação, cujos valores estão dentro dos intervalos: ~0,039- 0,045 e ~0,0023- 0,002), respectivamente. Os valores das razões Al/Ti e V/Ti apresentaram intervalos de variação entre ~16,54-18,2 e ~0,008-0,01, respectivamente, este último mostrando uma tendência mais definida de aumento em direção ao topo do testemunho (Figura 41).

Os valores das razões Fe/Ca e Ti/Ca variaram entre ~3,7-8,6 e ~0,6-1,3, respectivamente. Ambas as razões mostraram aumento significativo em direção ao topo do testemunho (Figura 41).

As razões Sm/Nd e Rb/Sr apresentaram valores nos intervalos: ~1,723-1,785 e ~0,44-0,73, respectivamente. Os valores das razões Sm/Nd mostraram tendência de diminuição, relativamente contínua, após ~6500 anos cal AP (300 cm), até pelo menos cerca de 2200 anos cal. AP (113 cm), os valores de Rb/Sr, tendência, de aumento relativamente contínuo desde a base até pelo menos 1000 anos cal. AP (41 cm) (Figura 41).

Os valores médios das concentrações de Pb, Th e U em ppm foram respectivamente: ~24,9; 16,8 e 3,6 (Tabela 18). Os valores médios das concentrações em ppm de Sr, Rb, Nd e Sm apresentaram valores médios em torno de 140,25; 78,74; 35,2 e 6,2, respectivamente. Os valores referentes ao elemento Rb aumentaram da base para o topo do testemunho CF, enquanto os de Sr, Nd e Sm diminuíram.

Figura 41- Dispersão das razões químicas (Ba/Ti, Al/Ti, Ba/Al, Fe/Ca, Ti/Ca, V/Ti, Rb/Sr e Sm/Nd) do testemunho CF ao longo do período estudado.

Tabela 17- Resultados das análises químicas de elementos maiores dos sedimentos do testemunho CF.

Prof. (cm)	Idade cal. (anos AP)	%SiO ₂	%MgO	%Na ₂ O	%K ₂ O	Al (ppm)	Fe (ppm)	Ca (ppm)	Ti (ppm)
41	1022	60,38	1,35	0,83	1,77	168.600	66.200	9.200	9.270
77	1579	61,42	1,37	0,8	1,73	169.500	66.200	7.700	9.750
113	2165	62,08	1,41	0,85	1,79	168.900	65.600	8.800	9.790
155	2922	64,09	1,3	0,95	1,82	154.400	59.300	9.100	9.300
215	4165	63,28	1,36	1,01	1,86	164.900	61.600	9.400	9.410
253	5060	62,5	1,3	1,02	1,86	152.900	57.900	9.400	9.210
297	6186	62,52	1,36	1,02	1,84	154.700	58.100	13.500	9.250
323	6881	61,13	1,29	0,99	1,8	158.500	59.400	16.200	9.580

Prof.: Profundidade referente ao comprimento do testemunho CF.

Tabela 18- Resultados das análises químicas de elementos menores e traços dos sedimentos do testemunho CF.

Prof. (cm)	Idade cal. anos AP	Ba(ppm)	Sr(ppm)	V(ppm)	Rb(ppm)	Nd(ppm)	Sm(ppm)	Pb(ppm)	Th(ppm)	U(ppm)
41	1022	392	127	103	82,6	34,3	6,06	25,2	16,8	3,49
77	1579	386	121	78	83,2	32,5	5,7	24,8	15,4	3,46
113	2165	395	132	91	82,5	36,1	6,22	25,5	17,8	3,5
155	2922	416	136	81	76,8	33,8	5,98	24,6	16,4	3,26
215	4165	404	134	76	76,6	35,6	6,32	25,2	17,6	3,73
253	5060	418	140	73	77	35,3	6,25	24,5	16,7	3,68
297	6186	410	159	75	76,2	32,1	5,73	24	15	3,47
323	6881	413	173	79	75	42	7,34	26,1	18,7	4,46

Prof.: Profundidade referente ao comprimento do testemunho CF.

Tabela 19- Resultados das razões Ba/Ti, Al/Ti, Ba/Al, Fe/Ca, Ti/Ca, V/Ti, Rb/Sr e Sm/Nd do testemunho CF.

Prof. (cm)	Idade cal. (anos AP)	Ba/Ti	Al/Ti	Ba/Al	Fe/Ca	Ti/Ca	V/Ti	Rb/Sr	Sm/Nd
41	1022	0,042287	18,1877	0,002325	7,1957	1,0076	0,011	0,712069	0,17668
77	1579	0,03959	17,3846	0,002277	8,5974	1,26623	0,008	0,729825	0,17539
113	2165	0,040347	17,2523	0,002339	7,4545	1,1125	0,00923	0,670732	0,1723
155	2922	0,044731	16,60215	0,002694	6,5165	1,02198	0,00871	0,595349	0,17692
215	4165	0,042933	17,52391	0,00245	6,5531	1,00106	0,00808	0,57594	0,17753
253	5060	0,045385	16,601520	0,002734	6,1596	0,97979	0,00793	0,562044	0,17705
297	6186	0,044324	16,72432	0,002650	4,3037	0,68519	0,00811	0,47625	0,17851
323	6881	0,043111	16,54489	0,002606	3,6667	0,59136	0,00825	0,438596	0,17476

Prof.: Profundidade referente ao comprimento do testemunho CF.

6.2.4 Análises isotópicas

As razões $^{147}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ registraram valores entre 0,511743 e 0,511813, com média de 0,511779; os valores de $E_{\text{Nd}(0)}$ variaram de -17,5 a -16,08, com valor médio de -16,76; as distribuições das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, ao longo do testemunho, apresentam-se relativamente dispersas, variando de 0,105 a 0,108; as idades modelo Sm-Nd (TDM) variaram entre ~1,74 e 1,84 Ga, com valores médios em torno de 1,8 Ga, apresentando uma tendência geral de aumento da base para o topo (Tabela 20 e Figura 43).

De acordo com a Figura 43 existe tendência de diminuição nos valores de $E_{\text{Nd}(0)}$ da base para o topo, também observada nas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Os valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ficaram entre 0,7123 e 0,7169, com valor médio de 0,7152; as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ situaram-se entre 1,27 e 2,11, com valor médio em torno de 1,72, apresentando uma tendência de aumento da base para o topo do testemunho CF (Tabela 21 e Figura 44). O padrão de distribuição das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostrou-se disperso.

Tabela 20-Valores isotópicos obtidos pela sistemática Sm-Nd para o testemunho CF.

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	$E_{\text{Nd}(0)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2 σ)	TDM (Ga)	Erro	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro ¹
9	530	-17,5	0,511743	0,000008	-	-	-	-
23	775	-17,1	0,511759	0,000011	-	-	-	-
41	1022	-17,0	0,511766	0,000010	1,820	0,093	0,107	0,006
77	1579	-17,4	0,511746	0,000011	1,840	0,093	0,106	0,006
79	1610	-16,8	0,511778	0,000008	-	-	-	-
113	2165	-16,9	0,511774	0,000006	1,770	0,087	0,105	0,006
135	2551	-17,0	0,511765	0,000007	-	-	-	-
155	2922	-16,8	0,511776	0,000010	1,820	0,094	0,108	0,006
183	3477	-17,0	0,511768	0,000006	-	-	-	-
215	4165	-16,7	0,511780	0,000007	1,810	0,093	0,107	0,006
235	4626	-16,6	0,511788	0,000008	-	-	-	-
253	5060	-16,5	0,511794	0,000011	1,780	0,092	0,107	0,006
275	5613	-16,1	0,511813	0,000007	-	-	-	-
297	6186	-16,3	0,511804	0,000010	1,780	0,093	0,108	0,006
309	6505	-16,3	0,511801	0,000009	-	-	-	-
323	6881	-16,2	0,511809	0,000013	1,740	0,088	0,106	0,006

1: Erro estimado no cálculo das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$: Sm = 4,44% e para Nd = 3,3%.
TDM refere-se às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*) De Paolo, 1981.

Figura 43- Dispersão das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e valores de $E_{\text{Nd}(0)}$ do testemunho CF ao longo do período estudado. $E(0)$ refere-se ao valor de $E_{\text{Nd}(0)}$ negativo; TDM, às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*).

Tabela 21- Resultados das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ do testemunho CF.

Profundidade (cm)	Idade cal. anos AP	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Erro ¹
9	530	0,716885	0,000061	-	-
23	775	0,716835	0,000066	-	-
41	1022	0,714650	0,000066	2,062	0,098
77	1579	0,712333	0,000078	2,113	0,100
79	1610	0,716311	0,000076	-	-
113	2165	0,714353	0,000081	1,922	0,096
135	2551	0,716194	0,000037	-	-
155	2922	0,714415	0,000060	1,724	0,086
183	3477	0,715853	0,000059	-	-
215	4165	0,7143270	0,000073	1,668	0,086
235	4626	0,715875	0,000049	-	-
253	5060	0,714491	0,000067	1,628	0,085
275	5613	0,716037	0,000068	-	-
297	6186	0,714206	0,000039	1,379	0,082
309	6505	0,715926	0,000087	-	-
323	6881	0,714606	0,000048	1,270	0,079

1: Erro estimado para Rb = 3,37% e para Sr = 3,3%.

Figura 44-Dispersão dos valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ do testemunho CF ao longo do período estudado.

Os valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variaram dentro dos seguintes intervalos: ~18,59-18,9, ~15,65- 15,71 e ~38,8- 40,0, respectivamente (Tabela 22). Os valores das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ficaram entre 0,827 e 0,845; as razões $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variaram de ~2,087 a 2,12. As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostraram um padrão de variação semelhante ao longo do testemunho CF, oposto ao das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A distribuição dos valores das razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mostrou-se dispersa (Figura 45).

Tabela 22-Resultados das razões isotópicas de Pb para o testemunho CF.

Prof. (cm)	Idade cal. (anos AP)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % padrão	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % padrão	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % padrão	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro % padrão	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro % padrão
3	438	18,588	0,016	15,661	0,016	39,028	0,016	0,843	0,003	2,100	0,002
9	530	18,557	0,009	15,676	0,009	39,029	0,009	0,845	0,002	2,103	0,002
21	714	18,628	0,009	15,643	0,010	38,882	0,011	0,840	0,003	2,087	0,004
23	775	18,666	0,007	15,677	0,007	39,290	0,007	0,840	0,002	2,105	0,002
41	1022	18,803	0,027	15,697	0,027	39,729	0,027	0,835	0,003	2,113	0,003
77	1579	18,784	0,011	15,692	0,011	39,848	0,012	0,835	0,002	2,121	0,002
79	1610	18,812	0,025	15,686	0,026	39,821	0,026	0,834	0,004	2,117	0,004
113	2165	18,725	0,019	15,671	0,020	39,463	0,019	0,837	0,003	2,108	0,003
135	2551	18,673	0,006	15,651	0,007	39,079	0,007	0,838	0,002	2,093	0,002
155	2922	18,703	0,026	15,689	0,026	39,409	0,026	0,839	0,004	2,107	0,003
183	3477	18,727	0,006	15,675	0,006	39,320	0,006	0,837	0,001	2,100	0,002
215	4165	18,843	0,020	15,698	0,020	39,627	0,020	0,833	0,003	2,103	0,003
235	4626	18,806	0,013	15,688	0,014	39,448	0,015	0,834	0,003	2,098	0,004
253	5060	18,906	0,026	15,703	0,026	39,699	0,027	0,831	0,003	2,100	0,003
275	5613	18,878	0,011	15,676	0,011	39,574	0,011	0,830	0,002	2,096	0,002
297	6186	18,793	0,027	15,677	0,028	39,581	0,027	0,834	0,004	2,106	0,003
309	6505	18,971	0,006	15,694	0,007	40,033	0,007	0,827	0,002	2,110	0,002
323	6881	18,866	0,021	15,709	0,021	39,931	0,021	0,833	0,004	2,117	0,005

Diagramas isotópicos de Pb

Figura 45-Dispersão das razões isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) do testemunho CF em relação à idade calendário, em mil anos AP.

6.2.5 Avaliação das áreas fontes dos sedimentos do testemunho CF

Sistemática Sm-Nd

Os valores de $E_{Nd(0)}$ compilados da literatura, comparados com o intervalo de variação dos valores de $E_{Nd(0)}$ dos sedimentos do testemunho CF, apontam para maior proporção de material proveniente de rochas banhadas pela bacia hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (RPS), tais como metapelitos do Grupo Paraíba do Sul e Domínio Juiz de Fora; metassedimentos e granitoides do Domínio Embu (correlato do Paraíba do Sul); granulitos e granitos do Domínio Costeiro na região de São Fidélis (Figura 45).

Dados de $E_{Nd(0)}$ adquiridos por Mahiques *et al.* (2008), em sedimentos atuais da plataforma sudeste do Brasil ao largo de Cabo Frio, apresentam valores semelhantes aos registrados próximos ao topo do testemunho CF.

As idades modelo Sm-Nd do testemunho CF são compatíveis com as das rochas da bacia hidrográfica do RPS, como também com idades modelo Sm-Nd de paragneisses do Domínio Cabo Frio, indicando-as também, como possíveis fontes contribuintes de material detrítico para o testemunho CF (Figura 46).

Figura 45- Variação dos valores de $E_{Nd(0)}$ das áreas fontes de sedimentos investigadas para o testemunho CF.

Figura 46-Variação das idades modelo Sm-Nd (TDM) das áreas fontes de sedimentos investigadas para o testemunho CF.

Sistemática Rb-Sr

As razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas disponíveis na literatura não apresentaram diferenças marcantes na avaliação das fontes consideradas, desta forma considerou-se a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ representativa do padrão da sistemática Rb-Sr, considerando que estas possuem maior número de análises tanto no testemunho CF, quanto nos trabalhos compilados da literatura.

De acordo com a Figura 47, pode-se observar maior ou menor homogeneidade nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em certos litotipos. Observa-se, mesmo no caso de rochas com número limitado de dados, como os paragnaisses do Domínio Cabo Frio, a heterogeneidade de suas assinaturas isotópicas de Sr. Apesar do maior número de dados isotópicos dos basaltos toleíticos, estes variam dentro de um intervalo relativamente menor.

As assinaturas isotópicas de Sr indicam que as rochas do Domínio Embu, cujos dados foram obtidos majoritariamente por Tassinari (1988) em rochas ortoderivadas, são muito radiogênicas e heterogêneas, para ser fonte de sedimentos do testemunho CF, em contraste com os dados isotópicos da sistemática Sm-Nd obtidos em metassedimentos do mesmo domínio (Figuras 45 e 47).

Dados isotópicos de Sr dos basaltos toleíticos da Formação Serra Geral e de rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram plotadas com as possíveis rochas fontes do testemunho CF (Figura 47). Observa-se divergência entre os dados isotópicos de Nd e Sr das rochas sedimentares da Bacia do Paraná, as quais apresentam valores de $E_{Nd(0)}$ bem mais positivos do que os observados no testemunho CF.

Os dados isotópicos de Sr dos granulitos, charnoquitos e granitos do Domínio Costeiro da Região de São Fidélis- Santo Antônio de Pádua mostram-se compatíveis com as assinaturas isotópicas do testemunho CF. Estas rochas localizam-se relativamente próximas à foz do RPS, desta forma, mesmo sendo litologias relativamente mais resistentes ao intemperismo, podem ser consideradas fontes contribuintes de sedimentos para o testemunho CF.

Figura 47- Variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das possíveis áreas fontes dos sedimentos do testemunho CF.

Sistemática Pb-Pb

De acordo com os resultados da sistemática Pb-Pb, aplicada no testemunho CF, as razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mostraram-se mais adequadas para interpretações (Figura 45). Os dados isotópicos de Pb das rochas investigadas como fontes dos sedimentos do testemunho CF comumente aparecem em estudos que envolvem contaminação, nos quais são utilizadas as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, principalmente em sedimentos da Bahia de Guanabara e Sepetiba (RJ) (Geraldes *et al.*, 2006; Cunha *et al.*, 2009). No presente item, a avaliação das rochas fontes é abordada com base nas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, com cautela, devido a quantidade restrita de dados isotópicos de Pb disponíveis para o setor do RPS e áreas adjacentes no Estado do Rio de Janeiro.

Os dados isotópicos de Pb das rochas da crosta continental (supracrustais e ortoderivadas) têm valores menos radiogênicos que os valores isotópicos do testemunho CF, assim as composições isotópicas de Pb dos sedimentos analisados na atual pesquisa indicam contribuição de fontes mais radiogênicas do que as rochas continentais disponíveis na literatura para comparações (Figura 48).

Sabe-se que, desde a década de 70, vem sendo sugerida a influência de rochas básicas pré-cambrianas, diques e *sills*, associados com as lavas basálticas da Formação Serra Geral na sedimentação da plataforma continental sudeste do Brasil. Esta influência é indicada pela presença de augita (Kowsmann e Costa, 1979), inclusive no setor da plataforma denominado Província Rio de Janeiro, no qual se localiza o testemunho CF. Observa-se valores mais radiogênicos associados às rochas básicas de baixo TiO_2 da Bacia do Paraná (Figura 48).

Figura 48- Razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das áreas fontes investigadas para o testemunho CF.

6.2.6 Implicações sobre as variações isotópicas no testemunho CF do Holoceno Médio ao Superior

Sistemática Sm-Nd

A tendência geral dos valores de $E_{Nd(0)}$ desde a base do testemunho CF até seu topo é de decréscimo, indicando aumento na proporção da contribuição de fontes com assinaturas isotópicas características de crosta continental, com uma oscilação acima da média em ~5600 (275 cm), e variações mais frequentes, abaixo e acima da média, após ~3000 anos cal AP (155 cm) (Figura 50).

Os sedimentos da base do testemunho CF estariam recebendo alguma contribuição de fontes com assinaturas isotópicas de Nd mais radiogênicas, valores de $E_{Nd(0)}$ mais positivos, e idades modelo Sm-Nd (TDM) mais jovens de todo testemunho. Entre as rochas fontes compatíveis com tais características destacam-se os paragnaisses do Domínio Cabo Frio, bem como os charnoquitos e rochas a eles associadas localizadas na porção NE do Cinturão Ribeira, as quais poderiam estar contribuindo localmente com sedimentos para a região da plataforma ao largo de Cabo Frio.

O presente estudo expõe, com base nos resultados da sistemática Sm-Nd, juntamente com os resultados isotópicos de Pb do testemunho CF, os quais indicaram contribuição de fontes mais radiogênicas do que as rochas predominantes nos terrenos metamórficos de médio a alto grau do Cinturão Ribeira, a possibilidade da influência de rochas básicas continentais, principalmente nos sedimentos da base do testemunho, corroborando com estudos prévios de proveniência já citados, que sugerem alguma contribuição de rochas básicas relacionadas com os basaltos da Formação Serra Geral na plataforma continental, onde o testemunho CF está inserido. Estes sedimentos poderiam ter sido erodidos e transportados de outras regiões, em épocas favoráveis, até o paralelo 23°S, e retrabalhados durante o Holoceno. Ocorre ainda a possibilidade de corpos anfibolíticos costeiros também estarem contribuindo com maior proporção de sedimentos, em períodos quando condições climáticas favoráveis poderiam facilitar a erosão destes. A indisponibilidade de dados isotópicos de Pb destes anfibolitos restringe o avanço destas interpretações, contudo os dados de $E_{Nd(0)}$ e idades modelo Sm-Nd dos corpos anfibolíticos do Domínio Cabo Frio corroboram com tal suposição (Figura 45 e 46) .

Após ~6200 (297 cm) até ~5100 anos cal. AP (253 cm) os sedimentos apresentam gronocrescência ascendente (Figura 49). Neste intervalo, o pico de engrossamento é coincidente com o período aproximado de máximo NRM (3 m acima do atual) e com valores $E_{Nd(0)}$ relativamente mais positivos. Se comparado ao topo do testemunho CF, este aumento relativo nos valores de $E_{Nd(0)}$ pode ser decorrente da menor proporção da contribuição de sedimentos provenientes do RPS (Figura 50).

Em linhas gerais, um dos fatores que poderia estar influenciando esta tendência de diminuição dos valores de $E_{Nd(0)}$ e aumento nas idades modelo Sm-Nd (TDM) da base para o topo do testemunho CF (Figuras 50 e 51), seria a queda de NRM e consequente aumento da contribuição de sedimentos provenientes do RPS.

Contudo, a partir de ~2900 anos cal. AP a tendência de diminuição dos valores de $E_{Nd(0)}$ é interrompida nas profundidades 155, 79 e 41 cm, correspondentes a ~2000, 1600 e 1000 anos cal. AP (Figura 50).

A partir de ~3000 anos cal. AP, é observado um aumento na amplitude de variação dos valores de $E_{Nd(0)}$ (Figura 50), que poderia estar associado com mudanças climáticas. Valores relativamente mais negativos (positivos) poderiam estar associados com períodos mais úmidos (secos) indicados pelo aumento (diminuição) na contribuição de sedimentos do RPS. Os intervalos de aumento nos valores de $E_{Nd(0)}$ estariam registrados no testemunho CF como oscilações secundárias, impostas sobre a tendência geral. A resolução do registro isotópico da atual pesquisa, ao longo do testemunho CF, não permite inferências pontuais, relativas a eventos climáticos que poderiam ter afetado a região, mas viabiliza possibilidades promissoras de um estudo isotópico mais sistematizado visando confirmar tais associações.

A comparação dos dados isotópicos da sistemática Sm-Nd das possíveis rochas fontes com os dados isotópicos do testemunho CF, registrados do Holoceno Médio ao Superior, permite dizer que a contribuição das rochas banhadas pela bacia do RPS é o fator que tem maior influência na sedimentação da região testemunhada ao largo de Cabo Frio.

Figura 49-Variação granulométrica indicada pelo diâmetro médio total (DM) em μm dos sedimentos do testemunho CF ao longo do período estudado. Os números que acompanham os pontos referem-se às profundidades.

Figura 50- Variação dos valores de $E_{Nd(0)}$ dos sedimentos do testemunho CF, ao longo do período estudado. Os números que acompanham os pontos referem-se às profundidades.

Figura 51- Variação dos valores das idades modelo Sm-Nd (TDM) dos sedimentos do testemunho CF, ao longo do período estudado. Os números que acompanham os pontos referem-se às profundidades.

Sistemática Rb-Sr

De acordo com os resultados das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 44), o padrão de distribuição dos valores isotópicos apresentou-se muito disperso. Desta forma, foram utilizadas para as interpretações referentes à sistemática Rb-Sr as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, as quais registram um comportamento esperado, oposto à sistemática Sm-Nd (Figura 52).

Figura 52- Variação das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ do testemunho CF, ao longo do período estudado.

Teoricamente espera-se que sedimentos provenientes de rochas da crosta continental tenham razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mais radiogênicas e assinaturas isotópicas de Nd menos radiogênicas, se comparados com aqueles provenientes da crosta inferior ou do manto. Assim, a tendência geral de ocorrência de razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas no topo do testemunho apontam para aumento na contribuição de rochas da crosta continental superior, da base para o topo do testemunho CF.

No geral, os valores dos dados isotópicos da sistemática Rb-Sr têm um campo de variação relativamente maior, devido à heterogeneidade dos complexos gnáissicos e migmatíticos envolvidos nas possíveis áreas fontes, tornando imprecisa a indicação de contribuição de determinado litotipo na sedimentação ao longo do testemunho CF, apenas por este parâmetro.

Cabe valorizar a tendência geral no comportamento das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ como um complemento de controle dos dados isotópicos, indicando, junto com a sistemática Sm-Nd, aumento de contribuição de rochas com características de crosta continental na sedimentação da base para o topo do testemunho CF.

Sistemática Pb-Pb

Nos diagramas uranogênicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 53) todas as composições isotópicas de Pb estão acima da curva orogênica (B), indicando maior proporção na contribuição de fontes com composição isotópica de crosta superior para os sedimentos analisados. A definição de uma tendência geral a partir do posicionamento das profundidades em relação às curvas torna-se difícil devido à dispersão dos dados.

As amostras da base do testemunho possuem composições isotópicas de Pb mais radiogênicas (Figura 54a), indicando juntamente com os valores de $E_{\text{Nd}(0)}$ mais positivos (Figura 50) uma diminuição na proporção da contribuição de fontes, como as rochas banhadas pela bacia do RPS, em relação ao topo do testemunho. Os valores isotópicos de Pb mostram boa correlação com os valores de $E_{\text{Nd}(0)}$ (Figura 54b).

Contudo, é registrado um aumento significativo nas razões isotópicas de Pb na profundidade 77-79 cm (~1600 anos cal. AP) e 41 cm (~1000 anos cal. AP) (Figura 54a). Próximo a estes intervalos também ocorrem variações acentuadas nos valores de $E_{\text{Nd}(0)}$,

corroborando com os indícios de mudança na proporção da contribuição de rochas fontes, nestas profundidades.

Os dados de Pb dos terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pela bacia do RPS estão restritos às rochas dos domínios Embu (correlato do Paraíba do Sul) e Juiz de Fora, os quais apresentam assinaturas isotópicas menos radiogênicas do que rochas básicas da Bacia do Paraná. Desta forma, supõe-se, com cautela, que as assinaturas isotópicas de Pb, menos radiogênicas, registradas no testemunho CF, poderiam estar associadas ao aumento na proporção da contribuição de ortogranulitos e ortognaisses drenados pela bacia do RPS, em períodos de maior aporte do rio. Valores mais radiogênicos registrados nas profundidades 41 e 79 cm confirmam a suposição de aumento na contribuição de rochas básicas e/ou menor contribuição de sedimentos provenientes do RPS.

Figura 53- (a) Diagrama isotópico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os sedimentos do testemunho CF. (b) Detalhe da Fig. 53 (a). (C) refere-se à curva da crosta superior; (B) refere-se à curva orogênica. Os números que acompanham os pontos referem-se às profundidades.

Figura 54- Diagramas mostrando: (a) variação das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ do testemunho CF ao longo do tempo; (b): correlação entre os dados isotópicos de Pb e valores de $E \text{Nd}(0)$. Os números que acompanham os pontos referem-se às profundidades.

6.3 Testemunho ST

6.3.1 Descrição granulométrica

A fração granulométrica predominante no testemunho ST é o silte, em quantidades que variam entre 70% e 90%, com exceção de sua base onde a fração areia atinge porcentagens de até 45% (Tabela 23). As variações granulométricas podem ser divididas nos seguintes intervalos: (A) 6970-5550 anos cal. AP (303-245 cm), (B) 5550-3470 anos AP (245-145 cm), (C) 3470-2050 anos cal. AP (145-61 cm), (D) 2050-900 anos cal. AP (61-1cm) (Figura 55). As taxas de sedimentação variam entre ~ 0,04 e 0,06, mostrando um aumento suave por volta de 2500 anos cal. AP.

No intervalo A, observa-se granodecrescência ascendente, diminuição acentuada na quantidade de areia, tendência de diminuição na granulometria da fração silte e no diâmetro médio do sedimento. Ainda no intervalo A, ocorre em ~6200 anos cal. AP (271 cm) um pico de aumento na quantidade de areia. No mesmo intervalo, as porcentagens de areia, silte e argila variam entre: 45,3-7,6%, 49,2-86,5% e 5,3-12%, respectivamente.

No intervalo B, ocorre um padrão homogêneo com o predomínio da fração silte (acima de 90%). Ainda no intervalo B, as porcentagens de areia, silte e argila variam entre: 0,5-6,8%, 83,4-90,7% e 8,3-13%, respectivamente.

No intervalo C, observa-se granocrescência ascendente, aumento da granulometria da fração silte, acompanhado de aumento na quantidade de silte e no diâmetro médio do sedimento. No mesmo intervalo, as porcentagens de areia, silte e argila variam entre: 1-5,8%, 70,5-91% e 5-10,7%, respectivamente. Ainda no Intervalo C, observa-se um aumento abrupto na quantidade de areia (24%) em ~2900 anos cal. AP (111 cm).

No intervalo D, ocorre um aumento significativo na quantidade de argila em relação aos intervalos anteriores, bem como um aumento relevante na granulometria da fração silte a partir de ~2000 anos cal. AP (59 cm) até ~1700 anos cal. AP (41 cm), seguida de uma ligeira tendência de engrossamento até o topo do testemunho. No mesmo intervalo, as porcentagens de areia, silte e argila variam entre: 1,1-7,7%, 76,6-84,4% e 12,2-21,3%, respectivamente.

Tabela 23-Dados granulométricos do testemunho ST.

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	Argila %	Silte %	Areia %	Taxa de Sedimentação (cm/ano)	Diâmetro médio total (µm)
1	925	12,17	80,16	7,67		13,77
3	964	13,37	82,50	4,13	0,0520	11,81
5	1002	14,17	82,32	3,50	0,0520	10,94
7	1040	13,74	81,99	4,28	0,0520	11,15
9	1079	14,71	81,58	3,70	0,0520	10,53
11	1117	13,19	83,17	3,64	0,0521	11,35
13	1156	15,72	81,42	2,86	0,0521	9,85
15	1194	13,58	83,77	2,65	0,0522	10,46
17	1232	15,24	82,03	2,73	0,0522	9,97
19	1271	14,44	82,86	2,71	0,0523	9,76
21	1309	16,53	81,81	1,66	0,0524	9,09
23	1347	15,78	81,73	2,48	0,0525	9,47
25	1385	14,80	82,23	2,98	0,0526	10,09
27	1423	16,70	79,99	3,32	0,0527	9,30
29	1461	16,00	81,20	2,80	0,0529	9,44
31	1498	14,49	84,37	1,14	0,0530	9,67
33	1536	16,01	79,34	4,65	0,0532	9,99
35	1573	15,37	80,74	3,89	0,0533	10,25
37	1611	16,12	78,71	5,17	0,0535	9,61
39	1648	16,79	77,83	5,39	0,0537	9,17
41	1685	16,73	81,16	2,12	0,0539	9,02
43	1722	16,82	82,72	0,46	0,0541	8,37
45	1759	16,38	77,77	5,85	0,0543	9,43
47	1796	19,12	74,32	6,56	0,0546	8,46
49	1832	21,34	77,26	1,39	0,0548	7,09
51	1868	17,52	78,21	4,27	0,0551	8,79
53	1904	16,99	79,41	3,60	0,0554	9,00
55	1940	18,68	77,71	3,61	0,0556	8,45
57	1976	18,75	76,61	4,64	0,0559	8,06
59	2012	17,29	78,79	3,93	0,0562	9,39
61	2047	6,34	89,83	3,84	0,0564	14,80
63	2082	5,97	89,34	4,69	0,0567	15,66
65	2118	6,93	90,11	2,95	0,0569	13,73
67	2153	5,04	86,44	8,52	0,0571	18,78
69	2187	6,27	88,56	5,17	0,0574	15,56
71	2222	8,08	86,94	4,98	0,0576	13,97

Continuação-Dados granulométricos do testemunho ST.

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	Argila %	Silte %	Areia %	Taxa de Sedimentação (cm/ano)	Diâmetro médio total (μm)
73	2257	6,23	90,71	3,06	0,0578	14,83
75	2291	5,96	90,54	3,51	0,0580	15,33
77	2326	5,75	90,77	3,48	0,0582	15,55
79	2360	7,15	88,71	4,14	0,0584	14,58
81	2394	7,30	88,24	4,45	0,0586	14,51
83	2428	6,90	87,09	6,01	0,0588	15,40
85	2462	7,33	89,81	2,86	0,0589	13,94
87	2496	6,49	91,01	2,50	0,0591	14,30
89	2530	7,09	87,73	5,19	0,0592	15,26
91	2563	7,66	88,38	3,97	0,0594	13,89
93	2597	7,62	87,46	4,93	0,0595	14,38
95	2630	9,05	88,23	2,72	0,0596	12,20
97	2664	6,51	90,34	3,16	0,0597	14,50
99	2697	6,61	90,37	3,02	0,0598	14,23
101	2731	7,56	90,83	1,61	0,0599	12,99
103	2764	7,95	88,49	3,56	0,0600	13,40
105	2797	10,36	87,83	1,81	0,0601	10,92
107	2831	9,64	87,75	2,61	0,0601	11,66
109	2864	9,77	87,79	2,45	0,0601	11,76
111	2897	5,56	70,51	23,92	0,0601	25,02
113	2930	8,99	87,35	3,66	0,0601	12,66
115	2964	9,69	87,56	2,76	0,0601	11,86
117	2997	8,78	87,10	4,12	0,0600	12,70
119	3030	9,49	88,07	2,43	0,0599	11,80
121	3064	8,25	85,95	5,81	0,0598	13,87
123	3097	6,96	79,53	13,52	0,0597	18,36
125	3131	7,47	85,25	7,28	0,0596	15,39
127	3165	9,96	88,04	2,00	0,0594	11,13
129	3198	7,65	86,94	5,41	0,0592	14,38
131	3232	8,85	87,18	3,97	0,0590	12,64
133	3266	9,01	87,40	3,59	0,0588	12,36
135	3300	8,58	88,08	3,34	0,0586	12,62
137	3335	8,92	87,61	3,47	0,0584	12,46
139	3369	9,11	87,19	3,70	0,0581	12,43
141	3404	9,82	88,66	1,52	0,0578	10,61
143	3438	9,12	85,76	5,12	0,0575	12,12
145	3473	10,70	88,36	0,94	0,0572	9,91
147	3509	10,74	86,98	2,28	0,0569	10,17
149	3544	10,37	87,12	2,51	0,0565	10,64

Continuação-Dados granulométricos do testemunho ST.

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	Argila %	Silte %	Areia %	Taxa de Sedimentação (cm/ano)	Diâmetro médio total (μm)
151	3580	10,04	88,99	0,97	0,0562	10,27
153	3615	9,43	88,21	2,36	0,0558	11,20
155	3651	9,54	88,27	2,19	0,0554	11,17
157	3688	9,97	87,37	2,66	0,0551	11,15
159	3724	9,26	85,02	5,72	0,0547	12,63
161	3761	10,81	87,40	1,79	0,0543	10,24
163	3798	8,80	88,31	2,89	0,0540	12,15
165	3836	10,23	88,09	1,69	0,0536	10,63
167	3873	8,83	84,92	6,25	0,0532	13,43
169	3911	10,76	87,07	2,17	0,0529	10,52
171	3949	11,00	86,99	2,02	0,0525	10,30
173	3987	9,89	87,01	3,11	0,0522	11,38
175	4026	8,73	90,68	0,60	0,0518	11,01
177	4065	11,80	86,77	1,43	0,0514	9,53
179	4104	9,04	89,10	1,86	0,0511	11,27
181	4143	9,51	87,73	2,76	0,0507	11,55
183	4183	8,70	84,49	6,81	0,0504	13,43
185	4223	10,00	87,42	2,57	0,0500	10,95
187	4263	10,62	87,66	1,72	0,0497	10,19
189	4304	9,61	88,19	2,20	0,0493	11,18
191	4345	9,91	87,35	2,74	0,0490	11,19
193	4386	9,45	86,88	3,66	0,0487	11,86
195	4427	10,98	86,03	2,99	0,0483	10,63
197	4469	10,27	87,83	1,90	0,0480	10,66
199	4511	10,80	84,47	4,74	0,0476	11,18
201	4553	10,17	87,03	2,80	0,0473	10,97
203	4596	9,74	88,20	2,06	0,0470	10,94
205	4639	10,21	84,65	5,14	0,0466	11,57
207	4682	10,04	84,10	5,86	0,0463	12,12
209	4725	10,00	87,54	2,46	0,0460	11,06
211	4769	10,50	84,35	5,15	0,0457	11,38
213	4813	10,23	85,64	4,13	0,0455	11,31
215	4857	8,29	88,93	2,78	0,0452	11,38
217	4902	9,41	84,83	5,76	0,0449	12,51
219	4946	8,72	89,16	2,13	0,0447	11,43
221	4991	10,07	88,01	1,92	0,0444	10,32
223	5037	11,32	87,01	1,66	0,0442	9,92
225	5082	11,83	85,94	2,24	0,0440	9,98
227	5128	10,45	87,39	2,16	0,0438	10,53
229	5174	12,66	83,72	3,63	0,0436	9,77
231	5220	12,15	82,90	4,95	0,0434	10,15
233	5266	13,02	82,30	4,69	0,0432	9,78
235	5313	12,32	81,11	6,56	0,0430	10,66
237	5359	9,12	90,38	0,50	0,0428	10,47
239	5406	11,08	83,78	5,14	0,0427	10,74
241	5453	9,98	85,08	4,93	0,0425	11,57
243	5501	9,58	83,37	7,05	0,0423	12,58

Continuação-Dados granulométricos do testemunho ST.

Profundidade	(cm)	Idade cal. (anos AP)	Argila %	Silte %	Areia %	Taxa de Sedimentação (cm/ano)	Diâmetro médio total (µm)
245		5548	9,32	73,79	16,89	0,0422	16,56
247		5596	9,98	80,19	9,83	0,0420	13,02
249		5643	9,00	83,21	7,78	0,0419	13,42
251		5691	7,00	86,55	6,46	0,0418	13,76
253		5739	9,77	72,81	17,42	0,0417	16,02
255		5787	10,43	80,70	8,87	0,0416	12,39
257		5836	10,16	81,96	7,88	0,0414	12,36
259		5884	10,24	77,96	11,80	0,0413	13,48
261		5932	9,80	79,39	10,82	0,0412	13,76
263		5981	10,23	76,24	13,52	0,0411	14,44
265		6030	10,43	79,59	9,98	0,0411	12,93
267		6079	11,63	80,47	7,90	0,0410	11,43
269		6127	11,08	80,36	8,56	0,0409	11,81
271		6176	8,17	74,09	17,74	0,0408	18,88
273		6226	11,18	77,48	11,34	0,0407	12,83
275		6275	10,99	76,13	12,88	0,0407	13,43
277		6324	10,62	81,78	7,60	0,0406	11,72
279		6373	10,94	81,50	7,56	0,0406	11,60
281		6423	11,13	74,07	14,81	0,0405	13,92
283		6472	12,05	86,27	1,68	0,0405	9,63
285		6522	11,19	78,61	10,19	0,0404	12,52
287		6571	11,67	76,04	12,29	0,0404	12,90
289		6621	10,95	73,71	15,34	0,0404	14,13
291		6670	10,41	68,93	20,66	0,0403	16,79
293		6720	10,70	76,31	13,00	0,0403	13,47
295		6769	10,18	70,51	19,31	0,0403	16,40
297		6819	10,69	72,61	16,71	0,0403	14,93
299		6869	5,33	63,94	30,73	0,0403	27,95
301		6918	6,20	59,25	34,55	0,0403	30,44
303		6968	5,49	49,22	45,28	0,0403	39,50

Figura 55- Variação granulométrica e taxas de sedimentação (Tx. Sed.) registradas ao longo do testemunho ST. Os intervalos (A), (B), (C) e (D) representam o registro de diferentes padrões granulométricos; diâmetro médio em µm; a profundidade de 303 cm representa o comprimento total do testemunho ST, correspondendo aproximadamente ao intervalo entre 900 e 7000 anos cal. AP.

6.3.2 Análises mineralógicas

A fração argila dos sedimentos do testemunho ST, coletada após duas horas de agitação na proveta, é basicamente constituída por argilominerais dos grupos da esmectita, caulinita e mica (Figuras do Anexo B), entre estes predomina a esmectita.

O pico de $\sim 14 \text{ \AA}$ manteve-se, quando glicolado, e persistiu, após aquecido (Figura 56), indicando a presença de clorita em duas amostras nas profundidades 71 e 43 cm, correspondentes a idade aproximada de 1800 anos cal. AP.

Figura 56-Resultados da análise de difração de raios X na fração argila do testemunho ST, na profundidade 43 cm. Amostra coletada com um passo de $(0,05)^\circ(2 \text{ teta})$ e um segundo / passo.

6.3.3 Análises químicas

No testemunho ST, as análises químicas foram realizadas por ICP-OES/MS em elementos maiores (Tabela 24) como: Ca, Ba, Al, Ti, Fe e V, para o cálculo de razões utilizadas para inferir maior influência marinha e/ou continental na sedimentação da área estudada (Tabela 26).

Elementos menores e traços (Tabela 25) também foram analisados por ICP-OES/MS, para determinação das concentrações de Sm, Nd, Rb e Sr utilizadas nos cálculos das razões $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, idades modelo Sm-Nd (TDM) e razões $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$, bem como das concentrações de U, Th e Pb utilizadas como ferramenta auxiliar na interpretação dos dados isotópicos de Pb.

As razões Ba/Ti e Ba/Al apresentaram o mesmo padrão de variação, cujos valores ficaram dentro dos intervalos: ~0,033-0,036 e ~0,0018 -0,0025, respectivamente (Figura 57). Os valores das razões Al/Ti e V/Ti variaram entre aproximadamente: 15,9-18,55 e 0,011-0,042, respectivamente, este último exibindo na profundidade 57 cm, por volta de 2000 anos cal. AP, pico de aumento (Figura 57).

Os valores das razões Fe/Ca e Ti/Ca variaram entre ~4,42-5,18 e ~0,61-0,73, respectivamente. Ambas as razões mostraram aumento de seus valores por volta de 2000 anos cal. AP.

As razões Sm/Nd e Rb/Sr apresentaram valores dentro dos intervalos: ~0,181308-0,193311 e ~0,716239- 0,977792, respectivamente. Os valores das razões Sm/Nd apresentam uma tendência relativamente contínua de aumento da base para o topo do testemunho ST, interrompida na profundidade 57 cm (~2000 anos cal. AP). As razões Rb/Sr registraram uma tendência de aumento relativamente contínuo da base para o topo do testemunho ST (Figura 57).

Os valores das concentrações de Pb, Th e U, cujas médias em ppm ficaram em torno de 18,7; 11,7 e 3,5, respectivamente, aumentaram significativamente da base para o topo do testemunho ST, com valores relativamente mais baixos que os registrados no testemunho CF (Tabela 25). As concentrações em ppm de Sr, Rb, Nd e Sm mostraram valores médios de ~133,1; 111,7; 27,3 e 5,17, respectivamente, os quais aumentaram da base para o topo do testemunho ST.

Tabela 24- Resultados das análises químicas de elementos maiores nos sedimentos do testemunho ST.

Prof. (cm)	Idade cal. (anos AP)	% SiO ₂	% MgO	% Na ₂ O	% K ₂ O	Al (ppm)	Fe (ppm)	Ca (ppm)	Ti (ppm)
9	1079	57,95	2,13	0,98	2,42	172.700	69.400	15.000	9.310
57	1976	59,39	2,15	1,15	2,39	169.600	67.000	13.100	9.200
65	2118	58,26	2,16	1,11	2,40	166.800	66.600	13.300	9.340
111	2897	61,89	2,06	1,2	2,23	158.600	64.300	14.700	8.940
175	4026	60,78	2,04	1,26	2,32	157.200	62.300	13.200	8.990
223	5037	61,1	2,14	1,17	2,36	168.100	64.700	12.500	9.110
271	6176	72,17	1,33	0,92	1,86	113.600	44.200	10.000	7.110
299	6869	66,06	1,65	1,12	2,12	142.500	56.000	11.700	8.270

Prof.: Profundidade referente ao comprimento do testemunho ST.

Tabela 25- Resultados das análises químicas dos elementos menores e traços nos sedimentos do testemunho ST.

Prof. (cm)	Idade cal. (anos AP)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	V(ppm)	Rb(ppm)	Nd(ppm)	Sm(ppm)	Pb(ppm)	Th(ppm)	U(ppm)
9	1079	318	127	130	124	31,6	6,1	20,9	12,6	3,82
57	1976	306	133	384	121	28,3	5,36	20,1	12,1	3,5
65	2118	306	141	122	125	29,9	5,78	21,2	12,5	3,29
111	2897	298	143	106	114	28,4	5,44	18,9	12,3	3,88
175	4026	310	145	105	115	27	5,11	18,5	11,9	3,79
223	5037	308	132	122	113	27,3	5,15	19,3	12,1	3,53
271	6176	286	127	78	98,1	24,5	4,56	16,4	10,4	3,25
299	6869	300	117	104	83,8	21,4	3,88	14	9,66	2,74

Prof.: Profundidade referente ao comprimento do testemunho ST.

Tabela 26- Resultados das razões Ba/Ti, Al/Ti, Ba/Al, Fe/Ca, Ti/Ca, V/Ti, Rb/Sr e Sm/Nd do testemunho ST.

Prof. (cm)	Idade cal. (anos AP)	Ba/Ti	Al/Ti	Ba/Al	Fe/Ca	Ti/Ca	V/Ti	Rb/Sr	Sm/Nd
9	1079	0,0342	18,55	0,00184	4,63	0,6207	0,014	0,98	0,193
57	1976	0,0333	18,45	0,00180	5,12	0,702	0,042	0,91	0,189
65	2118	0,0328	17,86	0,00184	5,01	0,7023	0,0131	0,887	0,193
111	2897	0,0333	17,41	0,00188	4,37	0,608	0,0119	0,797	0,192
175	4026	0,0345	17,49	0,00197	4,72	0,6811	0,012	0,790	0,189
223	5037	0,0338	18,452	0,00183	5,18	0,73	0,0134	0,856	0,189
271	6176	0,0328	15,978	0,00252	4,42	0,711	0,011	0,773	0,186
299	6869	0,0363	17,231	0,00211	4,79	0,707	0,0126	0,716	0,181

Prof.: Profundidade referente ao comprimento do testemunho ST.

Figura 57-Dispersão das razões químicas Ba/Ti, Al/Ti, Ba/Al, Fe/Ca, Ti/Ca, V/Ti, Rb/Sr e Sm/Nd do testemunho ST ao longo do período estudado.

6.3.4 Análises isotópicas

No testemunho ST os valores de $E_{Nd(0)}$ variaram de -11 até -9,6, com média de -9,65; as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ variaram de 0,110 a 0,117; as idades modelo Sm-Nd (TDM) ficaram entre ~1,32 e 1,48 Ga com média de ~1,42 Ga (Tabela 27).

De acordo com a Figura 58, observam-se padrões semelhantes na distribuição das razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ e valores de $E_{Nd(0)}$ ao longo do testemunho ST. As idades modelo Sm-Nd apresentaram tendência de aumento em direção ao topo do testemunho ST.

Os valores das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ situaram-se entre 0,71296 e 0,718177, com média de 0,7147 e valores máximos próximos do topo do testemunho ST. As razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ variaram de ~1,75 a 2,8, com valor médio de ~2,26 e tendência geral de aumento dos valores da base para o topo do testemunho ST. Observa-se tendência de aumento nas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ da principalmente a partir de ~2000 anos cal. AP, neste intervalo ocorrem as idades modelo Sm-Nd mais antigas do testemunho ST (Figuras 58 e 59). As razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ apresentaram padrão de variação similar às razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ ao longo da maior parte do testemunho ST.

Os valores das razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ variaram dentro dos seguintes intervalos: ~18,70-18,9, ~15,64- 15,68 e ~38,8- 39,0, respectivamente (Tabela 29). Os valores das razões $^{207}Pb/^{206}Pb$ ficaram entre 0,828 e 0,836; as razões $^{208}Pb/^{206}Pb$ variaram de ~2,066 até 2,104 (Tabela 29).

As razões $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ apresentaram padrões dispersos. As razões $^{207}Pb/^{206}Pb$ e $^{208}Pb/^{206}Pb$ mostraram tendência geral de diminuição de seus valores da base para o topo do testemunho ST, enquanto as razões $^{208}Pb/^{204}Pb$ evidenciaram padrão geral de valores mais radiogênicos em direção ao topo do testemunho ST (Figura 60).

Aproximadamente em 2900 anos cal. AP foi registrada quebra no padrão das assinaturas isotópicas de Pb, na mesma idade que se observa quebra nas assinaturas isotópicas de Nd e nos valores de $E_{Nd(0)}$, bem como diminuição nas idades modelo Sm-Nd (TDM). Esta oscilação secundária, de diminuição dos valores isotópicos de Pb até próximo ao topo do testemunho ST, apresenta-se mais clara nas razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Figura 60).

Tabela 27- Valores isotópicos obtidos pela sistemática Sm-Nd no testemunho ST

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	$E_{Nd(0)}$	TDM (Ga)	Erro	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Erro (2)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	Erro ¹
1	925	-10,7	-	-	0,512078	0,000011	-	-
3	964	-10,4	-	-	0,512075	0,000007	-	-
9	1079	-10,6	1,48	0,092	0,512094	0,000012	0,116	0,006
27	1423	-10,6	-	-	0,512093	0,000009	-	-
49	1832	-11	-	-	0,512076	0,000004	-	-
57	1976	-10,3	1,43	0,086	0,512109	0,000010	0,115	0,006
65	2118	-10,1	1,46	0,090	0,512117	0,000007	0,117	0,006
87	2496	-10,4	-	-	0,512105	0,000007	-	-
109	2864	-10,7	-	-	0,512091	0,000008	-	-
111	2897	-9,8	1,41	0,087	0,512134	0,000011	0,116	0,006
113	2930	-10,2	-	-	0,512113	0,000007	-	-
123	3097	-10,3	-	-	0,512109	0,000008	-	-
145	3473	-10,4	-	-	0,512105	0,000004	-	-
175	4026	-10,3	1,46	0,092	0,512106	0,000011	0,116	0,006
199	4511	-10,8	-	-	0,512085	0,000008	-	-
223	5037	-10,2	1,42	0,084	0,512113	0,000010	0,114	0,006
245	5548	-10,5	-	-	0,512100	0,000006	-	-
271	6176	-9,9	1,38	0,081	0,512125	0,000010	0,113	0,006
283	6472	-10,6	-	-	0,512095	0,000006	-	-
299	6869	-9,6	1,32	0,072	0,512143	0,000008	0,110	0,006

¹: Erro estimado no cálculo das razões $^{147}Sm/^{144}Nd$: Sm = 4,44% e para Nd = 3,3%.

TDM refere-se à idade modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*) De Paolo, 1981.

Figura 58- Dispersão das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e valores de $E_{\text{Nd}(0)}$ do testemunho ST ao longo do período estudado. $E(0)$ refere-se ao valor de $E_{\text{Nd}(0)}$ negativo; TDM, às idades modelo Sm-Nd (*Manto Empobrecido*).

Figura 59- Dispersão dos valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ do testemunho ST ao longo do período estudado.

Tabela 28- Resultados das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ do testemunho ST.

Profundidade (cm)	Idade cal. (anos AP)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2σ)	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Erro ¹
1	925	0,718177	0,000012	-	-
3	964	0,71771	0,000054	-	-
9	1079	0,716396	0,000078	2,832	0,169
27	1423	0,716832	0,000053	-	-
49	1832	0,71551	0,000066	-	-
57	1976	0,71454	0,000067	2,365	0,159
87	2496	0,714626	0,000052	-	-
109	2864	0,713799	0,000043	-	-
111	2897	0,713536	0,000055	2,309	0,141
113	2930	0,714339	0,000062	-	-
123	3097	0,713799	0,000043	-	-
145	3473	0,714339	0,000062	-	-
175	4026	0,712984	0,000068	-	-
199	4511	0,713913	0,000055	-	-
245	5548	0,713695	0,000070	-	-
271	6176	0,71296	0,000061	2,237	0,120
283	6472	0,714035	0,000064	-	-
299	6869	0,713416	0,000062	2,074	0,100

1: Erro estimado para Rb = 3,37% e para Sr = 3,33%.

Tabela 29- Resultados das análises isotópicas de Pb do testemunho ST.

Prof. (cm)	Idade cal. (anos AP)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro(%) padrão	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (%) padrão	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro(%) padrão	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (%) padrão	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (%) padrão
3	964	18,822	0,012	15,664	0,012	38,980	0,013	0,832	0,002	2,071	0,002
9	1079	18,914	0,053	15,656	0,055	39,211	0,053	0,828	0,006	2,073	0,005
11	1117	18,859	0,011	15,665	0,012	38,972	0,013	0,831	0,002	2,066	0,003
23	1347	18,824	0,019	15,666	0,020	38,970	0,020	0,832	0,003	2,070	0,004
27	1423	18,844	0,008	15,639	0,010	39,078	0,014	0,830	0,003	2,074	0,006
49	1832	18,840	0,011	15,669	0,012	39,094	0,012	0,832	0,002	2,075	0,002
57	1976	18,863	0,048	15,669	0,047	39,075	0,048	0,831	0,006	2,072	0,006
65	2118	18,870	0,031	15,660	0,030	39,112	0,030	0,830	0,004	2,073	0,004
87	2496	18,862	0,008	15,641	0,007	39,127	0,008	0,829	0,001	2,074	0,002
109	2864	18,882	0,027	15,676	0,030	39,107	0,034	0,830	0,006	2,071	0,010
111	2897	18,824	0,027	15,642	0,027	39,141	0,027	0,831	0,003	2,079	0,003
113	2930	18,813	0,009	15,649	0,009	38,964	0,009	0,832	0,002	2,071	0,002
123	3097	18,829	0,015	15,653	0,015	38,958	0,015	0,831	0,003	2,069	0,003
145	3473	18,822	0,017	15,669	0,017	39,023	0,017	0,832	0,002	2,073	0,003
175	4026	18,793	0,016	15,647	0,016	39,046	0,016	0,833	0,003	2,078	0,003
199	4511	18,802	0,007	15,658	0,008	38,996	0,009	0,833	0,002	2,074	0,002
223	5037	18,831	0,029	15,679	0,029	39,227	0,030	0,833	0,005	2,083	0,007
271	6176	18,784	0,024	15,650	0,024	39,055	0,025	0,833	0,004	2,079	0,006
283	6472	18,701	0,007	15,638	0,008	39,352	0,009	0,836	0,002	2,104	0,004
299	6869	18,783	0,054	15,661	0,054	38,876	0,054	0,834	0,005	2,070	0,005

Diagramas isotópicos de Pb

Figura 60- Dispersão das razões isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) do testemunho ST plotadas em relação à idade calendário, em mil anos AP.

6.3.5 Avaliação das áreas fontes dos sedimentos do testemunho ST

Sistemática Sm-Nd

Assinaturas isotópicas de rochas e sedimentos, compiladas de trabalhos da literatura, envolvendo a sistemática Sm-Nd foram comparadas com as obtidas na presente pesquisa para os sedimentos do testemunho ST, através de diagramas, os quais indicaram maiores semelhanças destes, com composições isotópicas dos sedimentos do estuário do Rio La Plata e com rochas sedimentares da Bacia do Paraná, bem como com valores de $E_{Nd(0)}$ das rochas do Domínio Costeiro (Figuras 61 e 62).

No geral, as assinaturas de $E_{Nd(0)}$ do topo do testemunho ST mostraram-se de acordo com os valores obtidos por Mahiques *et al.* (2008), em sedimentos atuais da plataforma continental, distribuídos próximos da área de coleta do testemunho ST.

Percebe-se que os valores de $E_{Nd(0)}$ de granitoides, gnaisses migmatíticos e granulitos provenientes de rochas antigas, paleoproterozoicas e até mesmo arqueanas, tendem a diminuir consideravelmente a partir de Mongaguá em direção ao sul de Santa Catarina. As idades modelo Sm-Nd (TDM) chegam próximas a 3,5 Ga nos granitoides do núcleo Setuva, e valores de $E_{Nd(0)}$ situam-se em torno de -38, indicando que tais rochas não são as principais fontes de sedimentos para o testemunho ST (Figuras 61 e 62).

Figura 61-Variação dos valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ das áreas fontes de sedimentos investigadas para o testemunho ST.

Figura 62- Variação dos valores das idades modelo Sm-Nd (TDM) das áreas fontes de sedimentos investigadas para o testemunho ST.

Sistemática Rb-Sr

Os intervalos de variação dos valores das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas disponíveis na literatura não apresentaram diferenças marcantes entre si. Desta forma, foram consideradas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ representativas da sistemática Rb-Sr, na avaliação das rochas fontes, considerando também que tais razões isotópicas possuem maior número de análises tanto no testemunho ST, quanto nos trabalhos compilados da literatura.

O esquema geral da Figura 63 mostra que, a maioria dos valores das composições isotópicas de Sr das rochas analisadas apresenta-se relativamente heterogêneo, dificultando as interpretações decorrentes deste parâmetro. Valores menos radiogênicos e relativamente mais homogêneos são observados nas rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, nos metadoleritos do Domínio Apiaí, nos sedimentos da bacia do Rio Mampituba, bem como nos anfíbolitos do Domínio Costeiro, indicando que a mistura de material detrítico destas rochas seria mais representativa dos sedimentos do testemunho ST.

Em relação às rochas sedimentares da Bacia do Paraná, os dados isotópicos de Sr das formações Santa Maria e Bauru mostraram-se relativamente mais homogêneos, corroborando com as indicações de rochas da Bacia do Paraná como possíveis fontes de sedimentos para o testemunho ST; e/ou, que os sedimentos da plataforma marinha ao largo de Santos, bem como as rochas sedimentares da Bacia do Paraná poderiam ser provenientes das mesmas fontes.

As características isotópicas de Sr dos sedimentos da bacia hidrográfica do Rio Mampituba também contribuem para indicar que as rochas da Formação Serra Geral são fontes potenciais para o testemunho ST (Figura 63).

Figura 63- Variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das possíveis áreas fontes do testemunho ST.

Sistemática Pb-Pb

As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das rochas disponíveis na literatura não apresentaram diferenças marcantes na avaliação das fontes consideradas, desta forma considerou-se a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ representativa do padrão geral dos isótopos de Pb do testemunho ST.

De acordo com a Figura 64, rochas drenadas pela bacia hidrográfica do Rio La Plata (vulcânicas e sedimentares), bem como sedimentos provenientes dos rios La Plata e Mampituba apresentam assinaturas isotópicas de Pb compatíveis com as assinaturas isotópicas de Pb dos sedimentos do testemunho ST.

Mesmo sem dados isotópicos de Pb de grande variedade de rochas, devido à limitação da disponibilidade destes nas áreas investigadas, torna-se evidente que as rochas que deram

origem aos sedimentos do estuário do Rio Mampituba (situado em ~29,2°S) podem ser as mesmas que contribuíram com a maior proporção de sedimentos para o testemunho ST.

A ideia já apresentada anteriormente baseada em dados da sistemática Sm-Nd torna-se mais clara com os resultados da sistemática Pb-Pb, evidenciando a possibilidade dos sedimentos depositados na Bacia de Santos serem provenientes da mistura de rochas dos terrenos metamórficos do Cinturão Ribeira, principalmente das supracrustais mais friáveis, com basaltos toleíticos de baixo TiO₂. Assim, os dados isotópicos de Pb, principalmente as razões ²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pb, mostraram-se como excelentes traçadores de fontes de sedimentos marinhos no presente item do contexto da atual pesquisa.

A bacia hidrográfica do Rio Mampituba drena rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná. A Bacia Bauru formou-se, em parte, a partir da contribuição de sedimentos da mistura do material detrítico erodido de rochas dos domínios tectônicos do Cinturão Ribeira com rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, gerando rochas sedimentares com assinaturas isotópicas médias da mistura destes dois grandes compartimentos litológicos. Observa-se que os sedimentos do testemunho ST apresentam características isotópicas semelhantes às da Formação Bauru e aos sedimentos do Rio Mampituba. Provavelmente, os sedimentos do Rio Mampituba registram características isotópicas que refletem situação similar àquela que poderia ter ocorrido durante o Cretáceo (Senoniano), quando o recuo erosivo da Serra do Mar providenciou grande quantidade de sedimentos provenientes dos domínios tectônicos do Cinturão Ribeira e dos basaltos da Formação Serra Geral, para as bacias marginais, incluindo suas bordas, bem como para bacias intracratônicas, a exemplo das bacias de Santos e Bauru, respectivamente.

No geral, os dados isotópicos de Pb das rochas do Domínio Apiaí não apresentam semelhanças com os do testemunho ST. Observa-se que os sedimentos atuais da plataforma sudeste brasileira apresentam assinaturas isotópicas de Pb menos radiogênicas (Mahiques *et al.*, 2008) do que as registradas no testemunho ST, principalmente ao largo do estuário do Rio Ribeira de Iguape. Isto pode ser decorrente de contaminação, pois os valores isotópicos de Pb, segundo os testes realizados na atual pesquisa, tornaram-se menos radiogênicos quando contaminados, e/ou resultado de contribuição de metadoleritos do Domínio Apiaí, cujas assinaturas isotópicas apresentam-se menos radiogênicas (Figura 64).

Figura 64- Variação das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das áreas fontes investigadas para o testemunho ST.

6.3.6 Implicações sobre as variações isotópicas no testemunho ST do Holoceno Médio ao Superior

Sistemática Sm-Nd

A figura 65 mostra a semelhança do comportamento dos parâmetros $E_{Nd(0)}$ e diâmetro médio total no testemunho ST, do Holoceno Médio ao Superior. Observam-se quebras mais acentuadas nos valores dos diâmetros médios e $E_{Nd(0)}$ em aproximadamente 2000, 3000 e entre 6500 e 7000 anos cal. AP (Figuras 66 e 67). Em linhas gerais, o aumento granulométrico dos sedimentos ao longo do testemunho é concordante com o aumento dos valores de $E_{Nd(0)}$ observados principalmente nas profundidades 299, 245, 111 e 65 cm. As mudanças relativamente repentinas registradas a partir de ~3000 anos cal. AP associam-se à ocorrência de valores de $E_{Nd(0)}$ mais positivos (negativos) com o engrossamento (afinamento) granulométrico, nas profundidades 111 (109 cm) e 65 (49 cm), ocorridos em torno de 3000 e 2000 anos cal AP, respectivamente. Na figura 66, observa-se padrão diferenciado de distribuição dos pontos antes e depois de aproximadamente 3000 anos cal. AP (123 cm), tal padrão não se mostra tão claro na figura 67, mas observa-se nesta, duas tendências principais: uma da base até ~4000 anos cal. AP (175 cm) e a outra a partir de ~3000 anos cal. AP (113 cm).

O padrão geral das idades modelo Sm-Nd (TDM) apresenta tendência sutil de aumento da base para o topo do testemunho ST (Figura 68). Estas idades mostram boa correlação com a variação do diâmetro médio total (Figura 69). No geral, o aumento das idades modelo Sm-Nd (TDM) é concordante com a tendência geral de afinamento dos sedimentos da base para o topo do testemunho ST.

Observa-se na base do testemunho, por volta de 7000 anos cal. AP, o maior aumento granulométrico registrado ao longo do testemunho ST, o valor mais positivo de $E_{Nd(0)}$ (-9,8), bem como a idade modelo Sm-Nd (TDM) mais jovem. Estes valores são compatíveis com contribuição de sedimentos provenientes de rochas da Bacia do Paraná, as quais apresentam valores de $E_{Nd(0)}$ entre -1,37 e -9,2 com média de -7,7, e idades modelo Sm-Nd (TDM) entre ~1,37 e 0,75 Ga.

Em ~6500 (283 cm) a quantidade de areia chegou próxima de 0%. Nesta profundidade, o valor de $E_{Nd(0)}$ do sedimento total ficou mais negativo, dando a ideia que o afinamento dos

sedimentos está relacionado com o aumento na proporção da contribuição de rochas com características de crosta continental.

Em ~5000 anos cal. AP (223 cm) não houve registro de picos de deposição de areia. Estas condições granulométricas são observadas até ~3000 anos cal. AP (125 cm). De ~5500 até ~5000 anos cal. AP (245-223 cm) houve um ligeiro afinamento com leve aumento nos valores de $E_{Nd(0)}$ (padrão oposto ao comumente observado no testemunho ST).

Em ~ 2800 (109 cm) observa-se quebra acentuada nos valores granulométricos e isotópicos. As quantidades de areia passam de ~24% para ~2%, os valores de $E_{Nd(0)}$ de -9,8 para -10,8. Padrão semelhante repete-se na profundidade 49 cm, correspondente à idade aproximada de 2000 anos cal. AP, quando ocorre o afinamento mais pronunciado do testemunho (17% de argila), a queda mais acentuada nos valores de $E_{Nd(0)}$ (-11), e as idades modelo Sm-Nd (TDM) mais antigas.

A variação nas assinaturas isotópicas dos sedimentos do testemunho ST indica mudanças na proporção de contribuição de suas fontes ao longo do período estudado. O aumento das características de crosta continental no registro isotópico, em direção ao topo do testemunho ST pode ser resultado de maior contribuição de paragneises do Domínio Costeiro, e/ou de sedimentos, mais finos, provenientes da plataforma ao largo do Estado do Rio de Janeiro, os quais apresentam características marcantes de contribuição de rochas com assinaturas isotópicas de crosta continental.

A tendência geral de aumento na proporção de sedimentos provenientes de fontes com características de crosta continental, observada desde ~3000 anos cal AP no testemunho ST, é interrompida por quebras onde são registradas maior variabilidade dos valores de $E_{Nd(0)}$ em intervalos relativamente curtos (decadais). Neste intervalo, os valores mais positivos de $E_{Nd(0)}$ estão associados com engrossamento do sedimento, restringindo a possibilidade de aumento na contribuição de sedimentos finos provenientes do Rio La Plata, visto que a capacidade hidrodinâmica de transporte de sedimentos arenosos provenientes de regiões ao sul do paralelo 33°S é assunto de discussão na literatura (*e.g.* Piola *et al.*, 2008), durante o Holoceno. Admitindo-se que os sedimentos depositados no testemunho ST são, em parte, provenientes do estuário do Rio La Plata, pode-se dizer que ocorre diminuição de sua influência nos intervalos de afinamento pronunciado, registrados a partir de ~3000 anos cal. AP no testemunho ST.

No presente trabalho, sugere-se que parte das areias da base do testemunho ST seria proveniente das mesmas fontes das rochas sedimentares da Bacia do Paraná, principalmente da Formação Bauru, dada a semelhança nas assinaturas isotópicas das mesmas. Tais areias poderiam ter sido erodidas e depositadas na plataforma continental, em época favorável, e retrabalhadas durante o Holoceno Médio e Superior. A ocorrência de condições favoráveis, durante o Holoceno, para o transporte de areias provenientes da erosão de rochas da Bacia do Paraná, pela bacia do Rio La Plata é hidrodinamicamente improvável. Porém, os indícios isotópicos e mineralógicos destas rochas como fontes de sedimentos para a plataforma continental do sudeste do Brasil são evidenciados pelas semelhanças nas assinaturas isotópicas dos sedimentos transportados pelo Rio La Plata, com os valores médios do testemunho ST, principalmente em direção à sua base.

Grandes quantidades de sedimentos provenientes da erosão de rochas constituintes de uma proto-Serra do Mar (*e.g.* Pereira e Feijó, 1994) foram depositados nas bordas da Bacia de Santos e na Bacia Bauru. Esta sedimentação estaria, segundo a literatura, associada ao recuo erosivo da Serra do Mar, na época de formação de amplas superfícies de aplanamento. Estas informações poderiam explicar as semelhanças das assinaturas isotópicas do testemunho ST, com as das rochas da Formação Bauru. Contudo, não excluem a possibilidade, de que pelo menos os sedimentos mais finos provenientes do Rio La Plata poderiam contribuir como uma das fontes para o testemunho ST.

Figura 65- Diagrama ilustrando a correlação entre os valores de $E_{Nd(0)}$ e o diâmetro total em (μm), dos sedimentos do testemunho ST.

Figura 66- Variação granulométrica indicada pelo diâmetro médio total em (μm), dos sedimentos do testemunho ST, ao longo do período estudado. Os números que acompanham os pontos referem-se às profundidades.

Figura 67- Variação dos valores de $E_{Nd(0)}$ dos sedimentos do testemunho ST, ao longo do período estudado. Os números que acompanham os pontos referem-se às profundidades.

Figura 67- Variação dos valores das idades modelo Sm-Nd (TDM) dos sedimentos do testemunho ST, ao longo do período estudado.

Figura 69- Diagrama ilustrando a relação dos valores de $E_{Nd(0)}$ e as idades modelo Sm-Nd (TDM) dos sedimentos do testemunho ST.

Sistemática Rb-Sr

Os resultados das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, os quais mostram tendência geral de valores mais radiogênicos em direção ao topo do testemunho ST, indicam aumento na contribuição de rochas com características de crosta continental superior após cerca de 3000 anos cal. AP (113 cm) (Figura 70), quando se observa quebra nos valores das idades modelo Sm-Nd (TDM) (Figura 68), evidenciando a existência de variações na proporção da contribuição de sedimentos de fontes distintas para o testemunho ST, durante o Holoceno Médio e Superior.

Figura 70- Variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no testemunho ST, ao longo do período estudado. O número 113 corresponde à profundidade aproximada, a partir da qual ocorre mudanças no padrão de distribuição dos pontos.

Sistemática Pb-Pb

No diagrama uranogênico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para o testemunho ST (Figura 71) todas as composições isotópicas de Pb ficaram no intervalo entre as curvas orogênicas (B) e da crosta continental (C), indicando maior proporção na contribuição de rochas fontes com composição isotópica de crosta continental superior para os sedimentos analisados, porém em menor proporção, se comparadas com as razões isotópicas de Pb do testemunho CF, evidenciando diferentes áreas fontes na sedimentação de cada testemunho. A definição de uma

tendência geral a partir do posicionamento das profundidades em relação às curvas não se mostrou clara.

De acordo com a figura 60, as variações das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ao longo do testemunho ST apresentam diferenças no tocante à dispersão dos pontos. As razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ encontram-se muito dispersas, não apresentando padrão característico para as amostras analisadas. O mesmo ocorre com as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no período anterior a 3000 anos cal. AP. As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mostraram-se mais adequadas para representar a variação isotópica de Pb ao longo do testemunho ST.

Destaca-se a maior variabilidade nos valores das composições isotópicas de Pb, no intervalo anterior a ~6000 anos cal. AP (271 cm), bem como após ~3000 anos cal. AP, nas profundidades 87, 11 e 3 cm (Figura 72). Observa-se uma tendência geral de valores mais radiogênicos em direção ao topo do testemunho ST.

A explicação de tal tendência, em conjunto com os dados isotópicos das sistemáticas Rb-Sr e Sm-Nd na variação da proporção de sedimentos provenientes de distintas áreas fontes não é tão direta. Os dados isotópicos da sistemática Pb-Pb apontam para o aumento na contribuição de fontes mais radiogênicas, e desta forma, mais compatíveis com aumento da influência de basaltos toleíticos de baixo TiO_2 , porém, nas oscilações secundárias com o afinamento do sedimento, as razões isotópicas de Pb tornam-se menos radiogênicas. Isto pode significar a imposição de assinaturas isotópicas de fontes com características de crosta continental, pois observa-se que rochas dos domínios do Cinturão Ribeira possuem assinaturas isotópicas de Pb menos radiogênicas que os basaltos toleíticos de baixo TiO_2 .

Figura 71- (a) Diagrama isotópico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os sedimentos do testemunho ST. (b) Detalhe da Fig. 71 (a). (C) refere-se à curva da crosta superior; (B) refere-se à curva orogênica. Os números que acompanham os pontos referem-se às profundidades.

Figura 72- Diagrama mostrando a variação das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ do testemunho ST, ao longo do período estudado. Os números que acompanham os pontos referem-se às profundidades.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A tendência geral das variações na composição isotópica dos sedimentos dos testemunhos CF e ST apresentou relação com a escala milenar da insolação de precessão, nos últimos 7000 anos cal. AP (Figuras 73 e 75). No geral, considerando os sistemas isotópicos e os dados geoquímicos analisados, as interrupções no padrão desta tendência principal foram observadas mais acentuadamente após ~3000 anos cal. AP entre ~7000 e 5500 anos cal. AP. Estas mudanças poderiam estar respondendo a eventos climáticos que ocorreram durante estes Intervalos. Dentre os parâmetros analisados, algumas destas variações secundárias podem ser observadas ao longo do Holoceno Superior, nos testemunhos CF e ST (Figuras 73 e 74). Nas idades modelos Sm-Nd (TDM), foi registrada maior variabilidade entre ~2000 e 1000 anos cal. AP, com menor frequência, provavelmente devido ao número restrito de análises realizadas para este parâmetro.

A maior variabilidade nos valores dos parâmetros analisados, observada após ~3000 anos cal. AP no testemunho CF (Figura 73), poderia ser reflexo de eventos climáticos que induziram mudanças na intensidade da descarga dos rios da bacia hidrográfica do RPS, refletindo no aporte de sedimentos com características isotópicas distintas. De modo geral, as assinaturas isotópicas e parâmetros geoquímicos dos sedimentos do testemunho CF são concordantes com aumento da precipitação na América do Sul refletido no aumento da descarga do RPS, durante o Holoceno Superior.

No testemunho ST, características isotópicas destas variações secundárias, que poderiam estar registrando eventos climáticos, corroboram o aumento na contribuição de sedimentos provenientes de rochas da crosta continental. As oscilações secundárias registram diminuição das razões isotópicas de Pb, diminuição nos valores de $E_{Nd(0)}$, entre ~3000 e 1000 anos cal. AP (Figura 74), e consequente menor influência na proporção de sedimentos com características semelhantes aos provenientes do Rio La Plata, ao contrário do que se afirma nos estudos realizados por Gyllencreutz *et al.* (2010).

Figura 73- Comparação entre os valores de $E_{\text{Nd}(0)}$, razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, idades modelo Sm/Nd (TDM) do testemunho CF, e dados de insolação de precessão na escala de tempo milenar compilados de Berger, 1978.

Figura 74- Comparação entre os valores de $E_{Nd(0)}$, razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, idades modelo Sm-Nd (TDM) do testemunho ST, e dados de insolação de precessão na escala de tempo milenar compilados de Berger, 1978.

Por volta de 2000 anos cal. AP, uma tendência marcante de afinamento e assinaturas isotópicas com características mais acentuadas de crosta continental (valores de $E_{Nd(0)}$ mais negativos, idades modelo Sm-Nd (TDM) mais antigas) caracterizam o registro sedimentar do testemunho ST. O fortalecimento do SMAS poderia favorecer o fornecimento de sedimentos mais finos provenientes do RPS para o testemunho ST. Neste intervalo, a configuração da ASAS e o padrão de movimentação da ACAS, nos meses de verão, estariam facilitando este transporte.

A possibilidade de que sedimentos provenientes da região da plataforma continental ao norte da Ilha de São Sebastião possam alcançar a plataforma ao largo de Santos é um ponto que contraria o padrão geral da sedimentação da plataforma sudeste, até agora relatado. Porém, não elimina as possibilidades de oscilações secundárias, provocadas por eventos paleoclimáticos globais, imporem seus registros sobre o padrão de sedimentação regional da plataforma.

Nos meses de verão o padrão de circulação atmosférica, vinculado à Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), apresenta deslocamento para sudoeste, favorecendo a circulação de ventos de NE, e consequente aumento de umidade, próximos à costa de Cabo Frio e Santos (Figura 16). Esta configuração de campo de ventos deve ser levada em consideração no estudo do padrão de sedimentação da plataforma sudeste do Brasil, pelo menos na área sob sua influência. De acordo com a literatura, os padrões hidrodinâmicos marinhos, ligados ao regime de ventos, registrados a partir de ~3000 anos cal. AP, tornam-se cada vez mais semelhantes ao atual, como no caso do fortalecimento da ressurgência pela intensificação dos ventos de NE (Mahiques *et al.*, 2005).

É viável considerar a hipótese que os sistemas de circulação atmosférica e oceânica, fortalecidos em determinados intervalos de tempo, dentro da configuração do campo de ventos exemplificada na Figura 16, poderiam facilitar o transporte de sedimentos, pelo menos das frações mais finas, de regiões da plataforma ao norte da Ilha de São Sebastião, para latitudes próximas à 25°S. No caso do testemunho ST, sugere-se que este mecanismo poderia ser considerado uma forçante, responsável pelas mudanças nas características isotópicas e granulométricas registradas no testemunho ST por volta de 2000 anos cal. AP. Os sedimentos finos predominantes nas áreas mais externas da plataforma seriam transportados para áreas mais próximas à costa, favorecidos pela configuração da ASAS e penetração da ACAS, durante os meses de verão. Os dados isotópicos resultantes da presente pesquisa não

permitem uma interpretação conclusiva para tais suposições. Contudo, o presente estudo indica uma possibilidade coerente de investigação mais detalhada para comprovar estas relações.

As características mineralógicas da fração argila dos testemunhos também mostraram indícios de que uma avaliação mineralógica mais detalhada da fração argila poderia contribuir na confirmação das relações expostas no presente item. Na amostra mais próxima da base do testemunho ST, a esmectita foi o grupo de argilominerais predominante, corroborando com os resultados de trabalhos prévios. Porém, os sedimentos argilosos do testemunho ST registraram a presença de clorita, em intervalos próximos a 2000 anos cal. AP.

Na fração argila dos sedimentos do testemunho CF a clorita foi detectada em todas as amostras analisadas. A presença deste argilomineral pode estar vinculada à sedimentação proveniente dos processos físicos de erosão de rochas de terrenos cristalinos (Lamy *et al.*, 1999). Maiores proporções de esmectita seriam características de um aumento relativo no aporte de sedimentos de origem vulcânica, como colocado nos estudos de Campos *et al.* (2008), no qual os autores associaram o conteúdo mineralógico das argilas com a proveniência dos sedimentos depositados na plataforma continental ao largo do estuário do Rio La Plata e Província Platina.

Até agora os trabalhos que caracterizam a mineralogia das argilas na plataforma marinha do sudeste brasileiro, apresentam o padrão geral que divide os depósitos sedimentares ao sul e ao norte da Ilha de São Sebastião (Rocha, 1975). A presença de clorita, nas profundidades (71 e 43 cm), após ~3000 anos cal. AP, no testemunho ST poderia estar associada aos sedimentos provenientes de regiões, ao norte de 24°S. Porém, um estudo mineralógico da fração argilosa, mais sistematizado, deve ser realizado para que esta suposição possa ser confirmada. Pode-se dizer que a presença de clorita, detectada após 3000 anos cal. AP, no testemunho ST, indica fontes distintas das relacionadas com os sedimentos provenientes do Rio La Plata, pois nestes predominam a esmectita.

Os resultados obtidos na atual pesquisa apontam para uma linha promissora na investigação das áreas fontes, com a utilização sistemática de isótopos radiogênicos e análise mineralógica da fração argila de sedimentos da plataforma continental. As variações isotópicas registradas nos testemunhos CF e ST mostram indícios de relações entre sedimentação, variações climáticas e hidrodinâmica marinha, registradas ao longo do Holoceno Médio a

Considerações finais

Superior, porém para que tais relações possam ser validadas, há necessidade de estudos isotópicos e mineralógicos de maior resolução.

A utilização dos isótopos radiogênicos mostrou-se muito promissora, na identificação de áreas fontes; e seu registro na sedimentação marinha, um indicador, que pode ser relacionado com mudanças paleoclimáticas e circulação oceânica.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOUCHAMI, W.; ZABEL, M. Climate forcing of the Pb isotope record of terrigenous input into the Equatorial Atlantic, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 213, p. 221-234, 2003.
- AGEMIAN, H.; CHAU, A. Evaluation of extraction techniques for the determination of metals in aquatic sediments, **The Analyst**, v.101, p.761-767, 1976.
- ALLÉGRE, C.J.; DUPRÉ, B.; GAILLARDE, J.; NÉGREL, P. Sr-Nd-Pb isotopes systematics in Amazon and Congo rivers systems, constraints about erosion processes, **Chemical geology**, v. 131, p. 93-112, 1996.
- ALMEIDA, F.F.M. Considerações sobre a geomorfogenese da Serra de Cubatão, **Boletim Paulista de Geografia**, v. 15, p. 3-17, 1953.
- ALMEIDA, F.F.M. DE; AMARAL G.; CORDANI U.G.KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of Douth American cratonic margin south of Amazon River. In: NAIRN, A.E.; STEHLI, F.G. (eds.). **The oceans basins and margins**. New York: Plenum Press, 1973. p.441-446.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n.2, p. 135-150, 1998.
- ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO SILVA, L.G.;VALADARES, C.S. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitoides na região de Bananal-SP e Rio Claro-RJ: uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: SBG, 1993. p. 155-160.
- ANDRADE, P.C. **Variações de paleoprodutividade na plataforma continental interna ao largo de Itajaí-SC (26°59'16.8''S – 048°04'33''W) durante o Holoceno**: uma abordagem de múltiplos indicadores. 2011. 127 f. (Dissertação de Mestrado) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.
- ANDRÉ, J.L.F. **Complexo Juiz de Fora na Região de Três Rios (RJ): Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb (LA-ICPMS), geoquímica Isotópica de Nd e Sr**. 2009, Tese (Mestrado) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2009.
- ANGULO, R.J.; GIANINI, P.C.F.; SUGUIO, K.;PESSENDA, L.C.R. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southeastern Brazil (Laguna Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermitids ¹⁴C ages), **Marine Geology**, v. 159, p. 323-339, 1999.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions, **Marine Geology**, v. 140, p. 141-166, 1997.

- ANZEC/ARMCAZ. Australian and New Zealand guidelines for fresh and marine water quality. Australian and New Zealand environment and conservation council/Agriculture and resource management council of Australia and New Zealand. Canberra: ACT, Australia, 2000.
- ARZ, H.W.; PÄTZOLD, J.; WEPFER, G. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil, **Quaternary Research**, v. 50, p. 157-166, 1998.
- ASAHARA, Y. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variation in north Pacific sediments: a Record of the Milankovitch cycle in the past 3 million years, **Earth and Planet Science Letters**, v. 171, p. 453-464, 1999.
- ASAHARA, Y.; TANAKA, T.; KAMIOKA, H.; NISHIMURA, A. Asian continental nature of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in north central Pacific sediments, **Earth Planet Science Letters**, v. 133, p. 105-116, 1995.
- ASAHARA, Y.; TANAKA, T.; KAMIOKA, H.; NISHIMURA, A.; YAMAZAKI, T. Provenance of the north Pacific sediments and process of source material transport as derived from Rb-Sr isotopic systematics, **Chemical Geology**, v. 158, p. 271-291, 1999.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozoicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil, **Revista Brasileira de Geociências**, v.24, n.2, 77-89, 1994.
- BANNER, J.L. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface process and chemical stratigraphy, **Earth-Science Reviews**, v. 65, p. 141-194, 2004.
- BASEI, M.A.S.; CITRONI, S.B.V.; SIGA JR. O. Stratigraphy and age of Fini-Proterozoic basins of Parana and Santa Catarina States, Southern Brazil. In: ASMUS, A.J.; ROCHA-CAMPOS, A.R.; GAMUNDI, O.L. (Eds.). **Sedimentary Basins of South America**. Amsterdam: Elsevier Science, 1997.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; REIS NETO, J. M. O Batólito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990a. Natal. **Anais...**Natal: SBG, v. 36, p. 1684-1699.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JÚNIOR, O.; MASQUELIN, H.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M.; PRECIOZZI, P. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguai and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D.A. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 2000. p. 311-334.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JÚNIOR, O.; REIS NETO, J.M.; PASSARELI, C.R.; PRAZERES, H.J.; KAULFUSS, G.; SATO, K.; LIMA, P.S. Paleoproterozoic granulitic belts of the Brazilian Southern Region (PR-SC). In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, Córdoba. **Extended Abstracts**. Córdoba: 1999. p. 291-294.
- BASILE, I.; GROUSSET, F.E.; REVEL, M.; PETIT, J.R.; BISCAYE, P.E.; BARKOV, N.I. Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C), during glacial stages 2, 4 and 6, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 146, p. 573-589, 1997.

- BASTOS, C.C.; FERREIRA, N.J. Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15, 2008, São Paulo. **Anais**. São Paulo: SBMET, 2008. p. 612-619.
- BAYON, G.; GERMAN, C.R.; BOELLA, R.M.; MILTON J.A.; TAYLOR, R.N.; NESBITT, R.W. An Improved Method for extracting marine sediment fractions and its implication to Sr and Nd isotopic analysis, **Chemical Geology**, v. 187, p. 179-199, 2002.
- BEHLING, H. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil, **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 99, p. 143-156, 1998.
- BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis, **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 19-27, 2002.
- BENGTSSON, H.; STEVENS, R. L. Source and grain size influences upon the clay mineral distribution in the Skagerrak and northern Kattegat, **Clay Minerals**, v. 33, p. 3-13, 1998.
- BENTAHILA, Y.; OTHMAN, D.B.; LUCK J.M. Strontium, lead and zinc isotopes in marine cores as tracers of sedimentary provenance: A case study around Taiwan orogen, **Chemical Geology**, v. 248, p. 62-82, 2008.
- BENTO DOS SANTOS, T.M.; MUNHÁ, J.M.; TASSINARI, C.C.G.; FONSECA, P.E. The link between partial melting, granitization and granulite development in central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: New evidence from elemental and Sr e Nd isotopic geochemistry, **Journal of South American Earth Sciences**, n. 31, p. 262-278, 2011.
- BERGER, A. Long term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes, **Journal of Atmospheric Science**, v. 35, n. 12, p. 2362-2367, 1978.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S., FLEXOR, G.S. Quaternary marine formation of state of Bahia, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. **Proceedings**, São Paulo, 1978. p. 232-253.
- BÖHNECKE, G. **Temperature, salinity and density of the surface waters of the Atlantic Ocean. In: Scientific Results of the German Atlantic expedition of the Research Vessel Meteor, 1925-1927.** v. 5. Washington: National Science Foundation, 1936. 172 p.
- BRAUN, O.P.G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central, **Revista Brasileira de Geografia**, v. 32, p. 3-39, 1971.
- CALADO, A.; GANGOPADHYAY, I.C.A.; SILVEIRA, A. Parametric model for the Brazil current meanders and eddies off southeastern Brazil, **Geophysical Research Letters**, v.33, n. 12, 2006.
- CALADO, B.O. **Geoquímica elemental e isotópica (Sr e Nd) como traçadores de poluentes antrópicos, caso de estudo: Fosfogesso de Cubatão (SP).** 2008. 114 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

- CAMERON, A.E.; SMITH, D.M.; WALKER, R.L. Mass spectrometry of nanogram-size samples of Pb, **Analytical Chemistry**, v. 41, n.3, p. 525-526, 1969.
- CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná**. 1991. 296 f. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- CAMPANHA, G.A.C.; SADOWSKI, G. R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain), **Precambrian Research**, v.98, n.1, p. 31-51, 1999.
- CAMPOS NETO, M.C. Orogenic systems from southwestern Gondwana—an approach to Brasiliano-Panafrican cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds.). **Tectonic Evolution of South America**. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. p. 335-365.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil, **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 2, p. 143-162, 1995.
- CAMPOS, E. J.; MULKHERJEE, S.; PIOLA, A. R.; DE CARVALHO, F. A note on a mineralogical analysis of the sediments associated with the Plata River and Patos Lagoon outflows, **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1687-1691, 2008.
- CAMPOS, E. J.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders, **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 6, p. 751-754, 2000.
- CAMPOS, E.J.; GONÇALVES, J.E.; IKEDA, Y. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: Summer of 1991, **Journal of Geophysical Research: Oceans** (1978–2012), v. 100, n. C9, p. 18537-18550, 1995.
- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTULUZZI, C.A.; JOST, H.; PINTO, J.F. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. (Mapa n. 8), Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, 1974.
- CASTANHEIRA, M.V.S. Evolução da rede de drenagem controlada por nível de base regional e evidências do processo de captura fluvial, no médio vale do Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 6., 2006, Goiânia. **Anais**. Goiânia: UFG, 2006, p.1-10.
- CHESTER, R; KUDOJA, W.M.; THOMAS, A.; TOWNER, J. Pollution reconnaissance in stream sediments using non-residual trace metals, **Environmental Pollution Series B, Chemical and Physical**, v. 10, n. 3, p. 213–238, 1985.
- CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. How different proxies record precipitation variability over southeastern South America. In: **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, IOP Publishing, v. 9, n. 1, p. 012007, 2010.
- CHIODI FILHO, C.; CHIEREGATI, L.A.; THEODOROVICZ, A.M.G.; MENEZES, R.G.; RAMALHO, R.; BATOLLA JR., F. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Natividade da

Referências bibliográficas

- Serra e Caraguatatuba. 1^a Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000, **Pró-Minério**, p. 8-26, 1983.
- CLAUER, N.; CHAUDHURI, S.; KRALIK, M.; BONNOT-COURTOIS, C. Effects of experimental leaching on Rb-Sr and K-Ar isotopic systems and REE contents of diagenetic illite, **Chemical Geology**, v. 103, p. 1-16, 1993.
- CONTI, L.A.; FURTADO, V.V. Geomorfologia da plataforma continental do Estado de São Paulo, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, 2006.
- CORDANI, U.G.; CIVETTA, L.; MANTOVANI, M.S.M.; PETRINI, R.; KAWASHITA, K.; HAWKESWORTH, C.J.; TAYLOR, P.; LONGINELLI, A.; CAVAZZINI, G.; PICCIRILLO, E.M. Isotope geochemistry of flood volcanics from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI A.J. (Eds.), **The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, 1988. p. 157-178.
- CORDANI, U.G.; COUTINHO, J.M.; NUTMAN, A. Geochronological constrains for the age of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstract Volume**. Rio de Janeiro: CPRM, 2000.
- CORDANI, U.G.; COUTINHO, J.M.; NUTMAN, A. Geochronological constrains for the age of the Embu Complex, São Paulo, Brazil, **South American Earth Sciences**, v. 14, p. 903-910, 2002.
- CORDANI, U.G.; MIZUSAKI, A.M.; KAWASHITA, K.; THOMAZ-FILHO, A. Rb-Sr systematics of Holocene pelitic sediments and their bearing on whole-rock dating. **Geological Magazine**, v. 141, n. 2, p. 233-244, 2004.
- CRUCES, A.; FREITAS, M.C.; ANDRADE, C.; MUNHÁ, J.; TASSINARI, C.; VALE, C.; JOUANNEAUS, J.M. The importance of geochemistry in multidisciplinary studies of lagoonal environments at different time scales: the case of Santo André lagoon (SW Portugal), **Journal of Coastal Research**, v. 39, p. 1716-1722, 2004.
- CRUZ, F.W.; BURNS, S.J.; JERCINOVIC, M. Evidence of rainfall variations in southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite, **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, n. 9, p. 2250-2263, 2007.
- CRUZ, F.W.; BURNS, S.J.; KARMANN, I. Reconstruction of regional atmosphere circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 248, p. 494-506, 2006.
- CRUZ, F.W.; STEPHEN, J.; BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; VUILLE, M.; CARDOSO, A.O.; FERRARI, J.A.; SILVA DIAS, P.L.; VIANA, O.JR. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil, **Nature**, v. 434, p. 63-66, 2005.
- CRUZ, F.W.; VUILLE, M.; BURNS, S.J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation, **Nature Geoscience**, v. 2, p. 210-214, 2009.

- CRUZ, F.W.; WANG, X.; AULER, A.; VUILLE, M.; BURNS, S.J.; EDWARDS, R.L.; KARMANN, I.; CHENG, H. Orbital and millennial scale precipitation changes in Brazil from speleothem records. In: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRI, M. (eds.). **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, Developments in Paleoenvironmental Research**. 14. França: Springer, 2009. p. 29-60.
- CUNHA, B.C.A.; ROCHA, D.; PEREIRE, S.D.; ALMEIDA, A.C. Pb isotopic signatures in sediments of a sub-tropical coastal lagoon: Anthropogenic sources for metal contamination in the Sepetiba Bay (SE- Brazil). **Journal of Coastal Research**, v.56, p. 791-801, 2009.
- DANTAS, E.L.; HACKSPACKER, P.C.; FETTER, A.H.; SATO, K.; PIMENTEL, M.M.; GODOY, A.M. Nd isotope systematics related to Proterozoic evolution of the Central Ribeira Belt in the state of São Paulo, SE Brazil, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 2, p. 140- 143, 2000.
- DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 1, n. 4, p. 523-550, 1943.
- DEPAOLO, D. J. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)**, v. 86, n. B11, p. 10470-10488, 1981.
- DEPAOLO, D.J.; WASSERBURG, G.J. Nd Isotopic variations and petrogenetic models. **Geophysical Research Letters**, v. 3, p. 249-252, 1976.
- DIAS NETO, C. M. (2001). **Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo**. 2001. 160 f. Tese (Doutoramento)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- DICKIN, A.P. (Ed.). **Radiogenic Isotope Geology**. London: Cambridge University Press, 1995. 452 p.
- DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin, **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, p. D14, 2008.
- DYMOND, J.R.; SUESS, F.; LYLE, M. Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity, **Paleoceanography**, v. 7, p. 163-181, 1992.
- FAGEL, N.; DEBRABANT, P.; ANDRÉ, L. Clay supplies in the Central Indian Basin since the Late Miocene: climatic or tectonic control?, **Marine Geology**, v. 122, p. 151-172, 1994.
- FAGEL, N.; HILLAIRE-MARCEL, C.; HUMBLET, M.; BRASSEUR, R.; WEIS, D.; STEVENSON, R. Nd and Pb isotope signatures of the clay-size fraction of Labrador Sea sediments during the Holocene: Implications for the inception of the modern deep circulation pattern, **Paleoceanography**, v. 19, n. 3, PA3002, 2004.

Referências bibliográficas

- FAURE, G.; MENSING, T.M. The Common-Lead Method. In:_____. **Isotopes: Principles and Applications**. 3. ed. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2005. p. 256-283.
- FAURE, G.; MENSING, T.M. The Rb-Sr Method. In:_____. **Isotopes: Principles and Applications**. 3. ed. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2005. p. 75-112.
- FAURE, G.; MENSING, T.M. The Sm-Nd Method. In:_____. **Isotopes: Principles and Applications**. 3. ed. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2005. p. 194-213.
- FAURE, G.; MENSING, T.M. The U-Pb, Th-Pb, and Pb-Pb Methods. In:_____. **Isotopes: Principles and Applications**. 3. ed. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2005. p. 214-255.
- FERNANDES, L.A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks Brasil)**. 1992. 216 f. Tese (Doutoramento) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.
- FISCHEL, D. P. **Geologia e dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Mantiqueira e do Cinturão Ribeira na região de Abre Campo, Minas Gerais**. 1998. 99 f. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- FONSECA, M.J.C. O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1989. **Atas**. 1989, p. 132-133.
- FREITAS, M.C.; ANDRADE, C.; ROCHA, F.; TASSINARI, C.C.G.; MUNHÁ, J.M.; CRUCES, A.; VIDINHA, J.; SILVA, C.M. Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area, **The Holocene**, v. 13, n. 3, p. 433-446, 2003.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data, **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. 18, p. 117-145, 1994.
- GARREAUD, R.D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day South American climate, **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, p. 180-195, 2009.
- GERALDES, M. C.; PAULA, A. H.; GODOY, J. M.; VALERIANO, C. M. (Pb isotope signatures of sediments from Guanabara Bay, SE Brazil: evidence for multiple anthropogenic
- GYLLENCREUTZ, R.; MAHIQUES, M. M.; ALVES, D. V. P.; WAINER, I. K. C. Mid-to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records, **The Holocene**, v. 20, n. 6, p. 863-875, 2010.
- HARARA, O. M.M. **Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da região do Alto Rio Negro (PR-SC): um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III**. 2001. 206 f. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

Referências bibliográficas

- HARTMANN, L. A.; SELVA, L.; ORLANDI FILHO, V. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas, **Acta Geológica Leopoldensia**, v. 3, n. 6, p. 93-112, 1979.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. O Embasamento Pré-cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Pró-Minério/PROMOCET**, 1981, v. 1, p. 12-45.
- HAUG, G.H.; HUGHEN, K.A.; SIGMAN, D.M.; PETERSON, L.C.; RÖHL, U. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene, **Science**, v. 293, p. 1304-1308, 2001.
- HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; TAYLOR, P.N.; PALACZ, Z. Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts, **Nature**, v. 322, p. 356-359, 1986.
- HEILBRON M.; PEDROSA-SOARES A.C.; CAMPOS NETO M.; SILVA L.C.; TROUW R.A.J.; JANASI, V. A Província Mantiqueira. In: V. MANTESSO- NETO, A. BARTORELLI, C.D.R. CARNEIRO, B.B. BRITO-NEVES (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004, p. 203-234.
- HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil), **Precambrian Research**, v. 125, p. 87-112, 2003.
- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.J.; ALEMIDA, J.; TUBINAMBÁ, M. From Collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.; TALWANI, M. **Atlantic Rifts and Continental Margins**. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 2000. v. 115, p. 1-31.
- INNOCENT, C.; FAGEL, N.; HILLAIRES-MARCEL, C. Sm-Nd isotope systematics in deep-sea sediments: clay-size versus coarser fractions, **Marine Geology**, v. 168, p. 79-87, 2000.
- JANASI, V. A.; ANDRADE, S.; ULBRICH, H. H. A correção do drift instrumental em ICP-OES com espectrômetro sequencial e a análise de elementos maiores, menores e traços em rochas. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 26, p. 45-58, 1997.
- JANASI, V. A.; ULBRICH, H. H. G. J. Inventário bibliográfico nde Granitos do Estado de São Paulo. **Boletim IG-USP. Publicação Especial**, n. 11, p. 1- 253, 1992.
- KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A. Paleolinhas de costa na Plataforma Continental das regiões sul e norte brasileira, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4, p. 215-222, 1974.
- LAMY, F.; HEBBELN, D.; WEFER, G. High-resolution marine record of climatic change in Mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters, **Quaternary Research**, v. 51, p. 83-93, 1999.

- LEDRU, M.P.; MOURGUIART, P.; RICCOMINI, C. Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial, **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 271, p. 140–152, 2009.
- LOUVAT, P.; ALLÈGRE, C.J. Present denudation rates on the island of Reunion determined by river geochemistry: Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions, **Geochimica Cosmochimica Acta**, v. 61, p. 3645-3669, 1997.
- MACHADO, H.T. **Evolução geológica do Complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira, com base em dados isotópicos de Sm-Nd e Sr**. 2010. 165 f. Dissertação de Mestrado – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.
- MACHIAVELLI, A.; BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O. Suite Granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozoico Superior na Microplaca Curitiba, **Geochimica Brasiliensis**, v. 7, p. 113-129, 1993.
- MAHIQUES, M.M.; BÍCEGO, M.C.; SILVEIRA, I.C.A.; SOUSA, S.H.M.; LOURENÇO, R.A.; FUKUMOTO, M.M. Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n. 3, p. 535–548, 2005.
- MAHIQUES, M.M.; SILVEIRA, I.C.A.; SOUZA, S.H.M.; RODRÍGUEZ, M. Post-LGM sedimentation on the outer shelf/upper part of the northernmost part of the São Paulo Bight, southeastern Brazil, **Marine Geology**, v. 181, p. 387-400, 2002.
- MAHIQUES, M.M.; SOUSA, S.H.M.S.; BURONE, L.; NAGAI, R.H.; SILVEIRA, I.C.A.; FIGUEIRA, R.C.L.; SOUTELINO, F.G.; PONSONI, L.; KLEIN, D.A. Radiocarbon geochronology of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 83, n. 3, p. 817-834, 2011.
- MAHIQUES, M.M.; TASSINARI, C.C.G.; MARCOLINI, S.; VIOLANTE, R.A.; FIGUEIRA, R.C.L.; SILVEIRA, I.C.A.; BURONE, L.; SOUSA, S.H.M. Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American upper margin: Implications for sediment transport and source rocks, **Marine Geology**, v. 350, p. 51-63, 2008.
- MAHIQUES, M.M.; TESSLER, M.G.; CIOTTI, A.M.; SILVEIRA, I.C.A.; FIGUEIRA, S.R.C.L.; TASSINARI, C.C.G.; FURTADO, V.V.; PASSOS, R.F. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil, **Continental Shelf Research**, v. 24, p.1685-1697, 2004.
- MAHIQUES, M.M.; WAINER, I.K.C.; BURONE, L.; NAGAI, R.; SOUSA, S.H.M.; FIGUEIRA, R.C.L.; SILVEIRA, I.C.A.; BÍCEGO, M.C.; ALVES, D.P.V.; HAMMER, Ø. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications, **Quaternary International**, v. 206, n. 1, p. 52-61, 2009.

- MANTOVANI, M.S.M.; CORDANI, U.G.; ROISENBERG, A. Geochimica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paranfi e implicações genéticas associadas, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 61-65, 1985.
- MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; SOUSA, M.A.; ATALLA, L.T.; CIVETTA, L.; INNOCENTI, F. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (southern Brazil), **Journal of Petrology**, n. 26, p. 187-209, 1985.
- MARENGO, J.A.; WAGNER, R.; SOARES, W.R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability, **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.
- MARQUES, L.S.; DUPRÉ, B.; PICCIRILO, E.M. Mantle source compositions of Paraná Magmatic Province (Southern Brazil): evidence from trace element and Sr, Nd, Pb isotope geochemistry, **J. Geodyn**, v. 28, p. 439–458, 1999.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.L.; BLITZKOW, D.; SUGUIO, K. Geoid changes indication along the Brazilian coast. In: INTERNATIONAL CORAL REEF CONGRESS, 5., 1985, Tahiti, French Polynesia. **Proceedings...**, 1985, p. 85-90.
- MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; VILAS-BOAS, G.S.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; GUIMARÃES, M.M.M. Coube de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur um secteur homogéne do littoral brésilien (nord de Salvador – Bahia.) In: SUGUIO, K., FAIRCHILD, T.R., MARTIN, L., FLEXOR, J.M. (eds.) INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUARTENARY, 1979, São Paulo. **Proceedings...**, São Paulo, 1979. p. 264-295.
- MASCARENHAS JR., A.D.S.; MIRANDA, L.D.; ROCK, N.J. A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio, **Fertility of the sea**, v.1, p. 285-308, 1971.
- MEARNS, E.W. Samarium=neodymium isotopic constrains on the provenance of Brent Group. In: MORTON, A.C.; HASZELDINE, R.S.; GILES, M.R.; BROWN, S. (Eds.), **Geology of the Brent Group**. Geological Society Special Publication, 1992. v. 61, p. 213-255.
- MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. Geological and magmatic aspects of the Parana Basin an introduction, In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. (eds.). **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paranfi Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: IAG-USP Press, 1988. p. 1-13.
- MENDES, J.C.; MEDEIROS, S.R.; CHAVES, E.A. Assinatura isotópica de Sr e Nd do magmatismo cálcio-alcalino de alto-K na Faixa Ribeira central: o exemplo do Granito São Pedro em Lumiar, RJ, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 408-419, 2011.
- MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. Tese (Doutoramento), Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

Referências bibliográficas

- MILANI, E.J.; ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; DAEMON, R. F. A seqüência ordovício-siluriana da Bacia do Paraná, **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 2/4, p. 257-273, 1996.
- MILIMAN, J. D. A synthesis, **Contributions to Sedimentology**, v. 4, p. 151 – 175, 1975.
- MÖLLER JR, O.O.; PIOLA, A.R.; FREITAS, A.C.; CAMPOS, E.J. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America, **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1607-1624, 2008.
- MONIZ, A.C.; CONCEIÇÃO. T.M.L.; OLIVEIRA, J.J.; SIEFFERMANN, G. Haloisita e montmorilonita em solos provenientes da alteração de granulitos na área Ilhéus-Jitaúna, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais**. São Paulo: SBG, 1972. v. 1, p. 215-220.
- MORAES, R.P.; FIGUEIREDO, B.R.; LAFON, J.M. Pb-Isotopic tracing of metal-pollution sources in the Ribeira Valley, Southeastern Brazil, **Terra**, v. 1, n. 1, p. 26-33, 2004.
- NAGAI, R.H.; SOUSA, S.H.M.; BURONE, L.; MAHIQUES, M.M. Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies, *Quaternary International*, v. 206, n. 1, p. 62-71, 2009.
- NASCIMENTO, R.S.; OLIVEIRA, E.P.; BABINSKI, M. Nd and Pb isotope constraints on sediment provenance in the Canindé Domain, Sergipe orogenic belt (NE Brazil). In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., Salvador. **Short papers**. Salvador, 2003, p. 229-232.
- NAVARRO, M.S.; ANDRADE, S.; ULBRICH, H.; GOMES, C.B.; GIRARDI, V.A. The Direct Determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICPMS: Testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures, **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 32, n. 2, p. 167-180, 2008.
- NÉGREL, P.; ALLÈGRE, C.J.; DUPRÉ, B.; LEWIN, E. Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river water: The Congo Basin case, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 120, p. 59-76, 1993.
- NELSON, B.K.; DEPAOLO, D.J. Application of Sm-Nd and Rb-Sr isotopes systematic to studies of provenance and basins analysis, **Journal of Sedimentology and Petrology**, v. 58, p. 348-357, 1988.
- NOCE, C.; PEDROSA-SOARES, A.; SILVA, L.; ARMSTRONG, R.; PIUZANA, D. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen based on U e Pb SHRIMP data: implications for Brazil and Africa links in Paleoproterozoic time, **Precambrian Research**, v. 159, n. 1 e 2, p. 60-78, 2007.
- O'NIONS, R.K.; HAMILTON, P.J.; HOOKER P.J. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the Britch Isles, **Earth and Planetary Science Letters**, v. 63, p. 229-240, 1983.

Referências bibliográficas

- OLIVEIRA, J.A.D.; FILHO, L.M.; RIBEIRO, M.W.; LIU, C.C.; MENESES, P.R. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro: IBGE, 1977.
- PARRA, M.; FAUGÈRES, J.C.; GROUSSET, F.; PUJOL, C. Sr-Nd isotopes as tracers of fine-grained detrital sediments: the South-Barbados accretionary prism during the last 150 kyr, **Marine Geology**, v. 136, p. 225-243, 1997.
- PASSARELLI, C.R. **Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo**, 2001, 254p. Tese (Ph.D.) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2001.
- PASSARELLI, C.R.; BASEI M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; SIGA, J.R.O.; PRAZERES FILHO, H.J. Geocronologia e geologia isotópica dos terrenos Pré-Cambrianos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo, **Geologia USP Série Científica**, v. 4, p. 55-74, 2004.
- PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; SIGA JUNIOR, O.; PRAZERES FILHO, H.J. Geology and U/Pb geochronology of precambrian terrains of southeastern São Paulo State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000. Rio de Janeiro. **Abstract Volume**. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD-ROM.
- PEATE, D.; HAWKESWORTH, C.J. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil, **Chemical Geology**, p.127, p. 1-24, 1996.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; M.S.M. MANTOVANI, Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution, **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p. 119-139, 1992.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C.; CARVALHO, M.V.A.; REIS, A.C. **Geologic map of Minas Gerais**. Belo Horizonte, 1994.
- PEREIRA, M.J.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Santos, **Boletim Geociências Petrobrás**, v. 8, n.1, p. 219-234, 1994.
- PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E.M.; ARAVENA, R.; BOULETC, R.; VALENCIA, E.E.G. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary International**, v. 114, p. 95-43, 2004.
- PESSENDA, L.C.R.; OLIVEIRA, E.G.; MOFATTO, M.; MEDEIROS, V.B.; GARCIA, R.J.F.; RAMON ARAVENA, R.; BENDASSOLI, J.A.; LEITE, A.Z; SAAD, A.R.; ETCHEBEHERE, M.L. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ¹⁴C yr BP based on carbon isotopes and pollen records, **Quaternary research**, v. 71, p. 437-452, 2009.
- PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E.M., BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence, **Journal of Petrology**, v. 28, p. 701-726, 1987.

Referências bibliográficas

- PICANÇO, J.; TASSINARI, C.G.C.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P. Idades U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd e Rb-Sr em rochas do Maciço de Itatins (SP): Evidências de Evolução Policíclica. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 70, n. 1, p. 139-150, 1998.
- PICANÇO, J.L. **Aplicação das sistemáticas Sm/Nd e Rb/Sr no Maciço de Itatins (SP)**. 1994, 140 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- PICCIRILLO, E.M.; CIVETTA, L.; PETRINI, R.; LONGINELLI, A.; BELLINI, G.; COMINCHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination, **Chemical Geology**, v. 75, p. 103-122, 1989.
- PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. (eds.) **The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: IAG-USP Press, 1988. p. 25-47.
- PIOLA, A.R.; CAMPOS, E.J.D.; MÖLLER, O.; CHARO, M.; MARTINEZ, C. Subtropical Shelf Front of eastern South America, **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C3, p. 6565-6578, 2000.
- PIOLA, A.R.; MÖLLER JR, O.O.; GUERRERO, R.A.; CAMPOS, E.J. Variability of the Subtropical Shelf front off eastern South America: winter 2003 and summer 2004, **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p.1639-1648, 2008.
- PRAZERES FILHO, H.J. **Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná**. 2000. 180 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.
- RAGATKY, D.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.P. Sm/Nd data of metasedimentary rocks from the central segment of Ribeira Belt, southeastern Brazil, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 165-168, 2000.
- RAGATKY, D.; TUPINAMBÁ, M.; MARINS, G.S.; DUARTE, B.P. Chemical characterization of metabasites from the Itava Group at the central Ribeira belt and its tectonic implications. In: SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios. **Boletim de Resumos**. Búzios, 2003. p. 40-42.
- RAY, S.; GAULT, H.R.; DODD, C.G. The separation of clay minerals from carbonate rocks, **American Mineralogist**, v. 42, p. 681-686, 1957.
- REBOITA, M.S.; GAN, M.A.; ROCHA, R.P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.
- REIS NETO, J.M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico**. 1994. 253f. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

Referências bibliográficas

- REVEL, M.; SINKO, J.A.; GROUSSET, F.E. Sr and Nd isotopes as tracers of North Atlantic lithic particles: paleoclimatic implications, **Paleoceanography**, v. 11, p. 95-113, 1996a.
- RICCOMINNI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. 1989. 256f. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- ROCHA, J.; MILLIMAN, J.D.; SANTANA, C.I.; VICALVI, M.A. Continental margin sedimentation off Brazil, **Contribution Sedimentology**, v. 4, p. 117-150, 1975.
- ROIG, H.L.; MORAES REGO, A.P.; DANTAS, E.L.; MENESES, P.R.; WALD, D.G.; GOIA, S.M.L.C. Assinatura isotópica Sm-Nd de sedimentos em suspensão: implicações na caracterização da proveniência dos sedimentos do Rio Paraíba do sul-SP, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 4, p. 503-514, 2005.
- ROY, S.; GAILLARDET, J.; ALLÈGRE, C.J. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine river France: Anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering, **Geochemistry Cosmochemistry**, v. 3 p. 1277-1292, 1999.
- SCHEEL-YBERT, R. Vegetation stability in the southeastern Brazilian coastal area from 5500 to 1400 ¹⁴C yr BP deduced from charcoal analysis, **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 110, p. 111-138, 2000.
- SCHEEL-YBERT, R.; GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; COUTINHO, L.M.; BOULETC, R. Holocene palaeoenvironmental evolution in the São Paulo State (Brazil), based on anthracology and soil $\delta^{13}C$ analysis. **The Holocene**, v. 13, p. 73-81, 2003.
- SCHMITT, R.S. **A Orogenia Búzios: um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira-Sudeste do Brasil**, 2001, 273p. Tese (Ph.D.). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2001.
- SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W.R.; PIMENTEL, M.M. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: New geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil), **Precambrian Research**, v. 133, p. 29-61, 2004.
- SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre: SBG , 1974. v. 1, p.41-65.
- SIFEDDINE, A.; WIRRMANN, D.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; TURCQ, B.; CORDEIRO, R.C.; GURGEL, M.H.C.; ABRÃO, J.J. Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa, **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 214, n. 1, p. 41-53, 2004.
- SIGA JR, O.; BASEI, M.A.S.; SATO, K.; PRAZERES FILHO, H.J.; CURY, L.F.; WEBER, W.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M. U-Pb (Zircon) Ages of Metavolcanic Rocks From the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. **Geologia USP-Série Científica**, v.3, n.1, p.39-49, 2003.

Referências bibliográficas

- SIGA JR., O. Domínios tectônicos da região sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina. Geocronologia e Evolução Crustal. 1995. 290 f. Tese (**Ph.D**) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 215-223, 1993.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; SATO, K.; CURY, L. F.; PRAZERES FILHO, H.J. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 1, 2007.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico, **Revista Geologia da Universidade de São Paulo. Série Científica**, v. 26, p. 69-98, 1995.
- SILVA, D. R. A. **Aplicação de métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd) na análise de bacias sedimentares – o exemplo da Bacia do Paraná**. 2006. 134f. Dissertação de mestrado – Instituto de Geociências - Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul, Porto Alegre, 2006.
- SILVEIRA, I.; LIMA, J.; SCHMIDT, A.; CECCOPIERI, W.; SARTORI, A.; FRANCISCO, C.; FONTES, R. Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? **Dynamics of Atmospheres and Ocean**, v. 45, p. 187–207, 2008.
- SOARES, M.C.C. **Aplicação de geoindicadores e isótopos de Sr e Pb no escudo geoquímico de sistemas fluviais: o exemplo do Rio Mampituba (RS/SC)**. 2007. Tese (Doutoramento). 232 f. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Rio Grande do Sul. 2007.
- SOUZA, A. M. **Caracterização ambiental da bacia hidrográfica do rio São Domingos a partir da análise geoquímica e isotópica Pb/Pb**. 2011. 122 f. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.
- SUGUIO, K.; COIMBRA, A. M.; CATTO, A. J. Estudo comparativo dos sedimentos e rochas cristalinas circundantes da Bacia de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais...**, Belém: SBG, 1972, p. 141-152.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and Southern Rio de Janeiro. In: SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, SÃO PAULO. **Special Publications**, São Paulo, IGCP, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1978, v. 1, p. 1-55.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 273-286, 1985

- TASSINARI, C.C.G. **As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal**. 1988. 236 f. Tese (Doutoramento) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.
- TASSINARI, C.C.G.; SATO, K., 1996, Idades de formação de crosta continental na parte sudeste do Estado de São Paulo, com base em dados Sm-Nd. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. **Actas**. Salvador, 1996. v. 6, p. 489– 491.
- TASSINARI, C.C.G.; TAILOR, P.N.; KAWASHITA, K. Sr and Pb isotope evolution of granitoids in the São Paulo region, Brazil, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 4, p. 519-523, 1988.
- THOMAZ FILHO, A.; LIMA, V. Q. **Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb/Sr** (Relatório interno). Rio de Janeiro: PETROBRAS/Cenpes, 1979, p. 32.
- TRICCA, A.; STILLE, P.; STEINMANN, M.; KIEFEL, B.; SAMUEL, J.; EIKENBERG, J. Rare earth elements and Sr and Nd isotopic compositions of dissolved and suspended loads from small river systems in the Vosges mountains France, the Rhine and groundwater, **Chemical Geology**, v. 160, p. 139-158, 1999.
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; Porto Júnior, R.; DIOS, F.B.; MACHADO, N.; SILVA, L.G.E.; Almeida, J.C.H. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation, **Gondwana Research**. n. 21, p. 422-438, 2012.
- TUPINAMBA, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic western gondwana assembly and subduction-related plutonism: The role of the Rio Negro complex in the Ribeira Belt, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 300, p. 7-11, 2000.
- TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A.L.S.; CORDEIRO, R.C.; SIFEDDINE, A.; SIMOES FILHO, F.F.L.; SOUZA, A.G.; ABRÃO, J.J.; OLIVEIRA, F.B.L.; SILVA, A.O.; J. CAPITÂNEO, J. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene, **Sedimentary Geology**, v. 148, n. 1, p. 319–342, 2002.
- VALADÃO, R.C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil oriental, **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, 2010.
- VALLADARES, C. S. **Evolução geológica do complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb**. 1996. 147f. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- VALLADARES, C.S.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; GAUTHIER, G. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICPMS ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon ages, **Gondwana Research**, v. 13, p. 516-526, 2008.
- VIANA, S.M.; VALLADARES, C.S.; DUARTE, B.P. Geoquímica dos ortognáisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 488-500, 2008.

Referências bibliográficas

- VIEIRA, S.R.S.S.; TASSINARI, C.G.C. Estudo petrológico e geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Sociedade Brasileira de Geologia**. 1988. v. 3, p. 1391-1399.
- VILWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.Z.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASSA, J, **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, 1986, v. 4, p. 79-97.
- VUILLE, M.; BURNS, S. J.; TAYLOR, B. L.; CRUZ, F. W.; BIRD, B. W. ; ABBOTT, M. B.; KANNER, L. C.; CHENG, H.; NOVELLO, V. F. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia, **Climate of the past**, v. 8, p. 1309-1321, 2012.
- WANG, X.; AULER, A.S.; EDWARDS, R.L.; CHENG, H.; ITO, E.; WANG, Y.; KONG, X.; SOLHEID, M. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years, **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 23, p. L23701, 2007.
- WANG, X.; CRUZ, F.W.; AULER, A.S. Millennial-scale climate variability recorded in Brazilian speleothems, **Pages News**, v. 16, n. 3, p. 31-32, 2008.
- WEALDEAB, S.; EMEIS, K.C.; HEMLEBEN, C.; SIEBEL, W. Provenance of lithogenic surface sediments and pathways of riverine suspended matter in the eastern Mediterranean Sea: evidence from $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios, **Chemistry Geology**, v. 186 p. 139-149, 2002.
- YAN, Y.; XIA, B.; LIN, G.; CARTER, A.; HU, X.; CUI, X.; LIU, B.; YAN, P.; SONG, Z. Geochemical and Nd isotope composition of detrital sediments on the north margin of the South China Sea: provenance and tectonic implications, **Sedimentology**, v. 54, p. 1-17, 2007.
- ZEMBRUSKI, S.G. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: CHAVES, H.A.F. (ed.): **Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. Rio de Janeiro, Série Projeto REMAC, 1979, n. 7., p. 129-177
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a Monsoon Climate Exist Over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020-1040, 1998.

Sítios da rede eletrônica:

- <<http://www.hidro.ufrj.br/pqaceivap/ceivap/mapa1.gif>> Acesso em junho de 2013.
- <<http://mundogeo.com/wp-content/uploads/2013/04/Bacia-do-Ribeira-de-Iguape-e-Litoral-Sul.jpg>> Acesso em junho de 2013.
- <<http://turmalina.igc.usp.br/img/revistas/guspsc/v7n2/04f1.gif>> Acesso em junho de 2013.
- <www.ncdc.noaa.gov/paleo/forcing.html> Acesso em 19 de março de 2013.

ANEXO A

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de baixo a médio grau.

Domínio	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma) (Sm/Nd)	E(0) atual	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Referência
Apiáí	Formação Bairro dos Campos												Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,7056	0,292	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,70535	0,157	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,70486	0,167	0,512328	0,163051	2030	-6,05	17,6332	15,531	37,6252	0,880168	2,13428	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,705570	0,203	-	-	-	-	18,8839	15,618	39,6804	0,825562	2,09579	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,70688	0,271	-	-	-	-	17,888	15,6871	38,1532	0,87642	2,136956	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	-	-	-	-	-	-	17,8001	15,5002	37,9023	0,870286	2,12493	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,70433	0,154	-	-	-	-	17,345	15,4846	34,4623	0,891973	2,15552	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,70748	0,473	0,512343	0,16495	2050	-5,75	17,9916	15,5428	38,1753	0,86326	2,117	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,70555	0,225	0,512316	0,1616	2010	-6,28	17,8096	15,5228	38,0057	0,870887	2,12965	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,707577	0,19301	0,51228	0,159	2030	-7	18,0441	15,6656	38,4567	0,86792	2,127	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	-	-	-	-	-	-	17,4635	15,4907	37,562	0,88647	2,1462	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,706727	0,1663	-	-	-	-	17,7409	15,5204	37,7925	0,87424	2,132	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	-	-	-	-	-	-	18,0491	15,6194	38,2474	0,86454	2,1136	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,70576	0,201	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	-	-	0,512299	0,16163	2050	-6,61	16,6357	15,4955	37,7717	0,87768	2,1359	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	-	-	-	-	-	-	17,8565	15,588	38,065	0,86913	2,1269	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	-	-	-	-	-	-	17,9352	15,5266	37,994	0,864795	2,11416	Reis Neto, 1994
Apiáí	metadolerito	0,706713	0,23668	0,51231	0,162167	2040	-6,4	17,8205	15,5208	37,7484	0,87022	2,11534	Reis Neto, 1994

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de baixo a médio grau.

Domínio	Litotipo/unidade	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	TDM (Ma) (Sm/Nd)	E(0) atual	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Referência
	Formação Águas Claras	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	anfibolito	0,723056	0,359	0,512017	0,133962	1890	-12,11	17,1915	15,4431	37,1539	0,906408	2,16	Reis Neto, 1994
Apiai	anfibolito	0,724146	0,099	-	-	-	-	17,0599	15,5537	37,7604	0,91653	2,20587	Reis Neto, 1994
Apiai	anfibolito	0,723214	0,165	-	-	-	-	17,2736	15,5027	37,8445	0,90472	2,18875	Reis Neto, 1994
Apiai	anfibolito	0,724673	0,085	0,512553	0,191866	2820	-1,66	17,5473	15,5429	38,4933	0,89209	2,1983	Reis Neto, 1994
	CCU	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	gnaisse	0,712004	0,5142	0,512033	0,132135	1830	-11,8	18,8007	15,5978	39,399	0,835481	2,090537	Reis Neto, 1994
Apiai	gnaisse	0,713087	0,5271	-	-	-	-	18,6057	15,5924	39,6779	0,844208	2,12803	Reis Neto, 1994
Apiai	gnaisse	0,718386	1,0661	0,511779	0,113876	1880	-16,76	18,4484	15,6011	39,1743	0,851655	2,118239	Reis Neto, 1994
Apiai	gnaisse	0,723163	1,5644	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	gnaisse	0,725609	1,829	-	-	-	-	18,5327	15,5429	38,9721	0,850096	2,097655	Reis Neto, 1994
Apiai	gnaisse	0,722419	1,3916	-	-	-	-	18,4337	15,6331	39,0972	0,853945	2,114679	Reis Neto, 1994
Apiai	granitos	0,715473	0,5135	-	-	-	-	18,2302	15,5896	38,4743	0,861101	2,10563	Reis Neto, 1994
Apiai	granito	0,714934	0,4753	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	granito	0,7149	0,4454	-	-	-	-	18,0006	15,5902	38,2618	0,872346	2,123805	Reis Neto, 1994
Apiai	granitos	0,714896	0,3875	0,511552	0,093045	1840	-21,18	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	granito	0,714635	0,353	-	-	-	-	17,9711	15,5882	38,2128	0,873471	2,12039	Reis Neto, 1994
Apiai	granito	0,730566	1,6591	-	-	-	-	17,6775	15,5786	37,8314	0,88761	2,13545	Reis Neto, 1994
Apiai	granito	0,730507	1,6923	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	granito	0,730578	1,6455	0,511765	0,147424	2740	-17,03	17,6594	15,5896	37,8243	0,889372	2,137783	Reis Neto, 1994
Apiai	granito	0,730419	1,6434	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	granito	0,730054	1,6036	-	-	-	-	17,7041	15,5945	37,7984	0,887125	2,129109	Reis Neto, 1994
Apiai	riolito	0,79332	9,4771	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	riolito	0,804799	10,8296	-	-	-	-	18,5827	15,6172	37,9989	0,84616	2,039309	Reis Neto, 1994
Apiai	riolito	0,784271	8,5646	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	riolito	0,764615	6,3072	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiai	riolito	0,75861	4,494	0,511746	0,124076	2120	-17,4	17,9897	15,5879	38,3993	0,872927	2,129573	Reis Neto, 1994

CCU - Complexo Cunhaporanga

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de baixo a médio grau.

Domínio	Litotipo/ unidade	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	TDM (Ma) (Sm/Nd)	E(0) atual	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Referência
Apiaí	CTC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	0,71099	0,18565	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	-	-	-	-	-	-	17,4109	15,4376	38,0712	0,885995	2,1827	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	0,710461	0,0731	0,511291	0,095729	2190	-26,28	17,9138	15,4399	39,0298	0,861064	2,173114	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	-	-	-	-	-	-	17,598	15,4234	38,2222	0,875692	2,16656	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	0,711348	0,1677	-	-	-	-	16,9133	15,3828	37,5231	0,908792	2,213351	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	0,712029	0,222	-	-	-	-	16,7772	15,3634	37,6107	0,915033	2,235575	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	0,712623	0,3091	-	-	-	-	16,98	15,3922	37,845	0,905733	2,223825	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	0,711502	0,1185	0,511337	0,090516	2050	-25,38	16,7311	15,4112	37,3822	0,927724	2,22948	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	0,711392	0,16103	-	-	-	-	16,7311	15,4112	37,5789	0,924998	2,233208	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	-	-	-	-	-	-	16,7512	15,4611	37,5863	0,929548	2,239366	Reis Neto, 1994
Apiaí	gnaisse	0,711514	0,202	-	-	-	-	16,6127	15,3984	37,3822	0,93353	2,24473	Reis Neto, 1994
Apiaí	granito	-	-	0,511215	0,087322	2110	-27,15	16,6317	15,4194	37,2273	0,941229	2,23343	Reis Neto, 1994
Apiaí	granito	0,716549	0,5021	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiaí	granito	0,716387	0,4892	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reis Neto, 1994
Apiaí	granito	0,7162	0,4689	-	-	-	-	16,5394	15,4214	37,1804	0,93916	2,242677	Reis Neto, 1994
Apiaí	granito	-	-	-	-	-	-	16,5528	15,4132	37,1437	0,93789	2,238995	Reis Neto, 1994
Apiaí	granito	0,717679	0,6739	-	-	-	-	16,6945	15,66	37,5752	0,944782	2,246444	Reis Neto, 1994
Apiaí	granito	0,716724	0,6738	0,511265	0,092451	2170	-26,78	17,2017	15,4476	36,9568	0,904515	2,143574	Reis Neto, 1994
Apiaí	granito	0,717103	0,5822	-	-	-	-	16,8721	15,4183	37,3441	0,919976	2,207916	Reis Neto, 1994
Apiaí	granitos	0,717431	0,6268	-	-	-	-	16,9037	15,4391	37,4141	0,920704	2,208294	Reis Neto, 1994
Apiaí	granito	-	-	-	-	-	-	16,3578	15,4183	37,0240	0,94917	2,257734	Reis Neto, 1994
Apiaí	granitos	-	-	-	-	-	-	16,9028	15,415	37,3911	0,930032	2,234266	Reis Neto, 1994
Apiaí	granitos	0,723420	1,517	0,511742	0,1226	2180,4	-17,48	18,320	15,663	-	-	-	Prazeres Filho, 2000
Apiaí	granitos	0,729753	1,767	0,511614	0,1138	2184,7	-19,98	17,816	15,596	-	-	-	Prazeres Filho, 2000
Apiaí	granito	0,732443	1,796	0,51152	0,0868	1829,9	-21,81	-	-	-	-	-	Prazeres Filho, 2000
Apiaí	granito	0,727212	2,193	0,511678	0,1037	1891,4	-18,73	17,570	15,604	-	-	-	Prazeres Filho, 2000
Apiaí	granito,	0,714723	0,445	0,511558	0,0941	1893,2	-21,07	16,028	15,584	-	-	-	Prazeres Filho, 2000
Apiaí	granito,	0,714349	0,464	0,51166	0,0937	1755,7	-19,08	-	-	-	-	-	Prazeres Filho, 2000
Apiaí	granito	0,713425	0,312	0,511576	0,0994	1956,5	-20,72	-	-	-	-	-	Prazeres Filho, 2000
Apiaí	granito,	-	-	-	-	-	-	17,694	15,558	-	-	-	Prazeres Filho, 2000

CTC - Complexo Três Córregos

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de baixo a médio.

[illegible]

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de baixo a médio grau.

Domínio	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma) (Sm/Nd)	E(0) atual	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Referência
Curitiba	gnaisse	0,71371	0,3390	0,511276	0,1156	2755	-26,6	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	gnaisse	0,70896	0,2890	0,511027	0,0786	2275	-31,4	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	gnaisse	-	-	0,512474	0,154158	1440	-3,2	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	gnaisse	0,70370	0,0342	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	gnaisse	0,70896	0,2890	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	gnaisse	0,70618	0,1520	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	gnaisse	0,70607	0,1450	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	granito	0,70819	0,2040	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	granito	0,70895	0,2650	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	granito	0,70584	0,1320	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	granito	0,70692	0,2660	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	granito	0,70860	0,1530	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	granito	0,70830	0,1760	-	-	-	-	-	-	-	Siga Jr., 1995
Curitiba	granitóides deformados Piên										Siga Jr., 1995
Curitiba	granito	-	-	0,511318	0,0886	2057	-25,7	-	-	-	Siga Jr., 1995

Tabela 3- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

[illegible]

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

[illegible]

Continuação - Dados Isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

[illegible]

Continuação - Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Compartimento	Litotipo/ unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Sm/Nd)	E(0) atual	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Referência
Maciço Itatins	Opdalito	0,7557	1,39	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,718	0,62	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Gnaiss	0,7496	1,25	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Opdalito	0,7223	0,62	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Enderbit	0,7228	0,52	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Opdalito	0,7198	0,67	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	kinzigito	0,7275	0,76	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	kinzigito	0,7324	0,97	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	kinzigito	0,7422	1,16	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,7117	0,07	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,716	1,1	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,7194	1,36	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,7144	0,82	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,7224	0,56	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,7194	0,23	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,81518	0,127	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,72374	0,872	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,71947	0,323	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,72378	0,492	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,72202	0,796	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,71541	0,587	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,71627	0,285	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,71716	0,376	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,71553	0,458	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,71995	0,41	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,71998	0,906	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,72401	0,492	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,83503	5,255	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,83285	3,973	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,74777	1,108	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994
Maciço Itatins	Granulito	0,75	1,527	-	-	-	-	-	-	Picanço, 1994

Continuação - Dados Isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

[illegible]

Continuação - Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Compartimento	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma) (Sm/Nd)	E(0) atual	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Referência
Bloco Registro	Gnaisses	-	-	0,511214	0,1236	2930	-33	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Registro	Gnaisses	-	-	0,512607	0,1893	2809,7	-0,6	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Registro	Gnaisses	0,724396	0,822	0,511301	0,1151	2717	-26,08	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Registro	Gnaisses	0,726446	1,209	0,511985	0,1941	-	-12,74	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Registro	Gnaisses	0,734826	1,296	0,511119	0,0924	2428	-29,63	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Registro	Milonito	-	-	0,510949	0,0845	2483	-32,95	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Mongaguá	Granito Gnaiss	0,719837	1,352	0,512092	0,151	1700	-13,5	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Mongaguá	Granito Gnaiss	0,726401	2,139	0,51193	0,1196	1800	-13,81	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Mongaguá	Granito Gnaiss	0,709698	0,188	0,511977	0,1218	1764	-12,89	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Mongaguá	Granito Gnaiss	0,89565	18,94	0,511726	0,1593	2250	-21	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Mongaguá	Granito Gnaiss	0,73902	1,612	0,511807	0,1285	2215	-16,21	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Mongaguá	Granito	0,719289	0,924	0,511388	0,0694	2240	-22,5	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Mongaguá	Granito	0,714874	0,772	0,511691	0,0945	1728	-18,47	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Mongaguá	Granito	0,729698	1,745	0,511749	0,0997	1729	-17,34	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Mongaguá	Granito	0,735365	2,511	0,511745	0,0961	1680	-1742	-	-	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004

Continuação - Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Compartimento	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma) (Sm/Nd)	E(0) atual	Referência
Bloco Iguape	Granito	0,733248	2,652	0,511601	0,0964	1873	-20,23	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Iguape	Granito	0,728321	1,797	0,511657	0,0977	1821	-19,14	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Iguape	Granito	-	-	0,511701	0,1371	2170	-20	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Bloco Iguape	Granito	0,808069	1,029	0,511684	0,1218	2259	-18,61	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Suíte granítica Serra do Mar	Granito	-	-	0,511639	0,1552	2340	-22,8	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Suíte granítica Serra do Mar	Granito	-	-	0,511582	0,1357	2320	-22,3	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Suíte granítica Serra do Mar	Granito	0,772035	6,46	0,511183	0,0977	2455	-28,38	Passarelli <i>et al.</i> , 2004
Jureia	Paragnaisse	0,744815	1,388	-	-	2202	-	Passarelli <i>et al.</i> , 2004

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Domínio	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM	E(0) atual	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Referência
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7353	2,778	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7366	2,965	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7466	4,23	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7342	2,738	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7411	3,51	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7181	1,099	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7236	1,901	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7143	0,58	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7239	1,812	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7267	2,115	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7216	1,36	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7211	1,39	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7516	4,872	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7345	2,82	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7321	2,471	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7396	3,232	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	migmatito	0,7253	1,666	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7215	1,219	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7248	1,57	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7292	2,05	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7266	1,84	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7187	0,676	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988

Grj – Guarujá

S.Sb – São Sebastião

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Domínio	Litotipo/unidade	⁸⁷Sr/⁸⁶Sr	⁸⁷Rb/⁸⁶Sr	¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd	¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd	TDM	E(0) atual	²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb	²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb	Referência
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,8107	12,911	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7207	1,019	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7198	0,827	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro	granitoide	0,7469	3,938	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7221	1,228	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	granitoide	0,7222	1,162	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro	gnaisse	0,7294	1,813	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	gnaisse	0,7289	20,055	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro	gnaisse	0,7366	2,996	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	enclave	0,7249	1,779	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro	enclave	0,7448	3,183	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	enclave	0,7182	1,127	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro	aplito	0,7378	2,639	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	aplito	0,7341	2,52	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro	gnaisse	0,7244	1,564	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	gnaisse	0,7213	1,242	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro	GNS-migmatito	0,7608	3,541	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7522	2,636	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro	GNS-migmatito	0,7574	3,268	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7684	2,572	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7514	4,799	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7552	5,025	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7341	2,203	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7247	1,25	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7247	0,697	-	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988

Grj – Guarujá
S.Sb – São Sebastião
GNS - gnaisse

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Domínio	Litotipo/unidade	⁸⁷Sr/⁸⁶Sr	⁸⁷Rb/⁸⁶Sr	¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd	¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd	TDM (Ma) Sm/Nd	E(0) (atual)	²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb	²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	Referência
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7308	1,686	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7371	2,329	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7264	1,18	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7493	3,631	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7256	2,085	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7232	1,943	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7319	1,338	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7248	2,267	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7306	2,198	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7293	0,304	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7981	9,733	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7211	0,069	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	GNS-migmatito	0,7342	1,259	-	-	-	-	-	-	Tassinari, 1988
Costeiro-Grj-S.Sb	paragneisse	0,71541	0,99	0,51234	0,1323	1315	-5,81	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	paragneisse	0,721674	1,557	0,512345	0,1429	1498	-5,72	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	paragneisse	0,731117	1,775	0,511927	0,1259	1938	-13,87	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	anfibolito	-	-	0,512135	0,1342	1737	-9,81	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	anfibolito	0,705579	0,1085	0,512797	0,1757	994	-3,1	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	anfibolito	0,70449	0,0236	0,512893	0,1866	866	-4,97	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	pegmatito	0,722134	1,547	0,512196	0,1418	1502*	-8,62	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	pegmatito	0,723244	1,056	0,512005	0,1261	1804	-12,35	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	pegmatito	0,737135	1,722	0,512056	0,1438	1707	-11,35	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	leucognaisse	-	-	0,512432	0,1741	1341*	-4,02	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	leucognaisse	-	-	0,511845	0,0879	1451	-15,47	-	-	Dias Neto, 2001

Grj – Guarujá

S.Sb – São Sebastião

GNS - gnaisse

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Domínio	Litotipo/unidade	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	TDM (Ma) Sm/Nd	E(0) atual	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Referência
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	-	-	0,511878	0,103	1603	-14,83	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	-	-	0,511992	0,1142	1608	-12,6	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	-	-	0,511892	0,0814	1326	-14,55	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	metadiorito	-	-	0,511982	0,0899	1307	-12,8	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	paragnaisse	-	-	0,511927	0,1259	1937,7	-13,87	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	anfibolito	-	-	0,512135	0,1342	1738	-9,81	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	pegmatito	-	-	0,512005	0,1261	1804	-12,35	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	-	-	0,511878	0,103	1603	-14,83	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	0,716193	0,756	0,511992	0,1142	1608	-12,6	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	-	-	0,511892	0,0814	1326	-14,55	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	metadiorito	-	-	0,511982	0,0899	1307	-12,8	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	paragnaisse	0,728932	1,093	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	paragnaisse	0,718174	0,988	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	anfibolito	0,705063	0	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	anfibolito	0,70882	0,301	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	anfibolito	0,721763	1,22	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	anfibolito	0,719279	1,002	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	anfibolito	0,70643	0,12	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	pegmatito	0,717468	0,917	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	0,716565	0,828	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	0,723939	1,654	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	0,715202	0,677	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001
Costeiro-Grj-S.Sb	ortognaisse	0,721828	1,38	-	-	-	-	-	-	-	Dias Neto, 2001

Grj – Guarujá

S.Sb – São Sebastião

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pela parte alta da bacia do Rio Paraíba do Sul.

Domínio	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ga) (Sm/Nd)	E(0) atual	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Referência
Embu	biotita gnaiss	0,754644	3.045	-	-	-	-	-	-	-	Cordani, 2002
Embu	biotita gnaiss	0,777118	4.983	-	-	-	-	-	-	-	Cordani, 2002
Embu	biotita gnaiss	0,781526	5.614	-	-	-	-	-	-	-	Cordani, 2002
Embu	gnaisse leucocrático	0,753638	2.795	-	-	-	-	-	-	-	Cordani, 2002
Embu	biotita gnaiss	0,761427	3.770	-	-	-	-	-	-	-	Cordani, 2002
Embu	veio pegmatítico	0,769115	4.420	-	-	-	-	-	-	-	Cordani, 2002
Embu	gnaisse leucocrático	0,76002	3.323	-	-	-	-	-	-	-	Cordani, 2002
Embu	granito piedade	-	-	0,511469	0,091	1,96	-14	-	-	-	Dantas <i>et al.</i> , 2000
Embu	granodiorito	-	-	0,511329	0,077	1,93	-16	-	-	-	Dantas <i>et al.</i> , 2000
Embu	migmatito	-	-	0,511687	0,099	1,8	-18	-	-	-	Dantas <i>et al.</i> , 2000
Embu	migmatito	-	-	0,511682	0,088	1,64	-18	-	-	-	Dantas <i>et al.</i> , 2000
Embu	paragnaisse	-	-	0,511544	0,83	1,75	-21,3	-	-	-	Dantas <i>et al.</i> , 2000
Embu	paragnaisse			0,511756	0,1026	1,75	-17,3				Dantas <i>et al.</i> , 2000

Tabela 4- Dados Isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau de áreas adjacentes à costa no Estado do Rio de Janeiro.

Domínio	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM	E(0) atual	Referência
Arco Magmático Rio Negro	shoshonitos	-	-	0,512319	0,1122	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	shoshonitos	-	-	0,511958	0,1063	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	shoshonitos	-	-	0,511789	0,1032	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	shoshonitos	-	-	0,512233	0,1421	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	shoshonitos	-	-	0,511914	0,1102	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	shoshonitos	-	-	0,512064	0,0974	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	shoshonitos	-	-	0,512058	0,0991	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	shoshonitos	-	-	0,511924	0,0854	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,51167	0,1069	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,511632	0,1018	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,511955	0,1225	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,511438	0,0826	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,512093	0,1147	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,511918	0,1209	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71813	1,012	0,512025	0,1325	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71158	0,341	0,51161	0,0964	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,512063	0,1053	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71165	0,212	0,511909	0,09	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,51183	0,1064	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,73234	0,427	0,511706	0,0889	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,733346	2,891	0,51176	0,0954	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,70975	0,34	0,511594	0,0933	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71009	0,536	0,511556	0,0878	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,512361	0,1151	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012

Continuação- Dados Isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau de áreas adjacentes à costa no Estado do Rio de Janeiro.

Domínio	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM	E(0) atual	Referência
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71413	1,304	0,511551	0,0968	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71413	1,304	0,512213	0,1172	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,512238	0,1167	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,511928	0,1144	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,512004	0,1301	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,511783	0,1201	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,511739	0,1328	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,70846	0,556	0,512465	0,1457	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71411	0,631	0,511652	0,0952	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71154	0,323	0,511572	0,0867	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,7108	0,647	0,512159	0,1329	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,511885	0,1271	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,7119	0,337	0,511936	0,1178	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,512395	0,1348	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,70646	0,645	0,511752	0,1017	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,70697	0,722	0,512514	0,1509	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71397	1,454	0,5123	0,1435	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,73657	0,592	0,511961	0,1116	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71933	-	0,512571	0,1376	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	-	-	0,512408	0,1172	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71933	0,861	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,73296	2,839	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,72739	2,861	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71423	0,729	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,70846	0,596	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012

Continuação- Dados Isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau de áreas adjacentes à costa no Estado do Rio de Janeiro.

Domínio	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma) Sm/Nd	E(0) atual	Referência
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,70749	0,619	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,70848	0,077	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,70927	0,405	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71438	0,647	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,70926	0,727	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,7042	0,282	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	granitoides	0,71646	1,402	-	-	-	-	Tupinambá <i>et al.</i> , 2012
Arco Magmático Rio Negro	Quartzo diorito	0,71047	0,4030	-	-	-	-	Tupinambá, 2000
Arco Magmático Rio Negro	Quartzo diorito	0,70952	0,3080	-	-	-	-	Tupinambá, 2000
Arco Magmático Rio Negro	Granada tonalito	0,70880	0,1708	-	-	-	-	Tupinambá, 2000
Arco Magmático Rio Negro	Granada tonalito	0,71346	0,602	-	-	-	-	Tupinambá, 2000
Arco Magmático Rio Negro	Homblenda gabro	0,70848	0,0765	0,512229	0,1443	1800	-8	Tupinambá, 2000
Arco Magmático Rio Negro	Granada tonalito	0,70927	0,4045	0,512337	0,1321	1300	-6	Tupinambá, 2000
Arco Magmático Rio Negro	Granada diorito	0,71438	0,6468	0,512178	0,1413	1800	-9	Tupinambá, 2000
Cabo Frio	Paragneisse	0,803511	12,491	0,512217	0,127576	1453	-8.21	Fonseca, 1993
Cabo Frio	Paragneisse	0,729618	2,156	0,512037	0,122247	1651	-8.35	Fonseca, 1993
Cabo Frio	Paragneisse	0,782239	9,060	0,512015	0,106392	1454	-11.72	Fonseca, 1993
Cabo Frio	Paragneisse	0,759221	5,494	-	-	-	-	Fonseca, 1993
Cabo Frio	Ortogneisse	0,717548	0,465	0,511181	0,110997	2663	-28.42	Fonseca, 1993
Cabo Frio	Ortogneisse	0,730384	0,923	0,510980	0,092888	2527	-32.34	Fonseca, 1993
Cabo Frio	Ortogneisse	0,721746	0,610	0,510644	0,067878	2451	-3890	Fonseca, 1993
Cabo Frio	Ortogneisse	0,730512	0,915	0,510982	0,088994	2451	-32.90	Fonseca, 1993
Cabo Frio	Ortogneisse	0,713761	0,357	0,510819	0,080341	2477	-35.48	Fonseca, 1993
Cabo Frio	Ortogneisse	0,727891	0,821	0,510915	0,086589	2483	-33.61	Fonseca, 1993

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau de áreas adjacentes à costa no Estado do Rio de Janeiro.

Compartimento	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma) Sm/Nd	E(0) atual	Referência
Cabo Frio	ortognaisse	0.721476	0,584	0.511123	0.106286	2631	-29.55	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.721336	0,514	0.511095	0.095447	2439	-30.10	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.725270	0,701	0.510993	0.090729	2471	-32.09	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.712785	0,129	0.510870	0.083688	2481	-34.49	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.713699	0,385	0.510834	0.075684	2383	-35.19	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.714237	0,348	0.510701	0.067662	2391	-37.78	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.712605	0,086	0.510943	0.094975	2613	-33.06	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.715190	0,509	0.510737	0.070088	2393	-37.08	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.715960	0,453	0.510729	0.071773	2428	-37.24	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.714010	0,308	0.510668	0.062358	2343	-38.43	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.721360	0,576	0.510735	0.068364	2368	-37.12	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	0.716420	0,394	0.511184	0.105481	2533	-28.36	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	-	-	0.511032	0.097609	2559	-31.33	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	-	-	0.510888	0.081516	2423	-34.14	Fonseca, 1993
Cabo Frio	ortognaisse	-	-	0,511968	0,1208	1750	-13.08	Schmitt <i>et al.</i> , 2004
Cabo Frio	paragnaisse	-	-	0.512031	0,1229	1690	-11.84	Schmitt <i>et al.</i> , 2004
Cabo Frio	paragnaisse	-	-	0.511191	0,1133	1700	-14.02	Schmitt <i>et al.</i> , 2004
Cabo Frio	paragnaisse	-	-	0.512019	0,1156	1580	-12.08	Schmitt <i>et al.</i> , 2004
Cabo Frio	paragnaisse	-	-	0.511195	0,1116	1600	-13.43	Schmitt <i>et al.</i> , 2004
Cabo Frio	anfibolito	-	-	0.512475	0,1341	1009	-3.19	Schmitt <i>et al.</i> , 2004
Cabo Frio	calciossilicática	-	-	0.512522	0,1378	1005	-2.26	Schmitt <i>et al.</i> , 2004

Tabela 5- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pelos cursos médio e baixo do Rio Paraíba do Sul.

Domínio	Litotipo/ unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma) Sm/Nd	E(0) atual	Referência
Costeiro – São Fidelis	charnoquito	0,759943	3,992	0,511751	0,14214	2002	-17,3	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	charnoquito	0,723529	1,62	0,512016	0,12431	1570	-12,13	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	charnoquito	0,716204	0,728	0,512061	0,11955	1480	-11,26	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	charnoquito	0,722241	1,595	0,512094	0,12559	1470	-10,6	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	charnoquito	0,869037	23,047	0,512284	0,18814	1530	-6,9	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	aplito	-	-	0,512063	0,12568	1551	-11,22	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	ortognaisse	0,748326	5,034	0,512027	0,11557	1551	-11,92	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	granito	0,71212	0,701	-	-	-	-	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	diatexito	0,72449	1,62	0,512123	0,015927	1600	-10,05	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	metatexito	0,723124	0,714	0,512414	0,2366	1600	-4,38	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	metatexito	0,722066	1,476	0,512145	0,14138	1480	-9,62	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	metatexito	0,737942	2,587	0,511975	0,12857	1650	-12,93	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	blastomilonito	-	-	0,511693	0,10413	1900	-18,43	Bento dos Santos <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	Lumiar	-	-	-	-	-	-	-
Costeiro – São Fidelis	granito	0,710112	3,6733	0,511692	0,07188	1670	-18,5	Mendes <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	granito	0,713344	3,8783	0,511723	0,07289	1790	-17,8	Mendes <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	granito	0,71026	3,7641	-	-	-	-	Mendes <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	granito	0,712499	3,5579	0,511728	0,0729	1620	-17,8	Mendes <i>et al.</i> , 2011
Costeiro – São Fidelis	granito	0,708525	1,4763	0,511574	0,08647	1950	-20,8	Mendes <i>et al.</i> , 2011

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pelos cursos médio e baixo do Rio Paraíba do Sul.

Domínio	Litotipo/ unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ga) Sm/Nd	E(0) atual	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Referência
Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora			-	-	-	-	-	-	-	
Juiz de Fora	norito	-	-	-	-	2,3	-	-	-	-	Noce <i>et al.</i> , 2007
Juiz de Fora	enderbito	-	-	-	-	2,6	-	-	-	-	Noce <i>et al.</i> , 2007
Juiz de Fora	Biot ortognaisse	-	-	-	-	-	-	17,36	15,36	37,31	Souza, 2011
Juiz de Fora	Ortogradulito	-	-	-	-	-	-	17,15	15,22	36,82	Souza, 2011
Juiz de Fora	charnoenderbito	-	-	-	-	-	-	18,44	15,67	37,86	Souza, 2011
Juiz de Fora	charnoquito	-	-	-	-	-	-	17,41	15,42	37,46	Souza, 2011
Juiz de Fora	granada paragnaisse	-	-	-	-	-	-	17,26	15,38	36,64	Souza, 2011
Juiz de Fora	paragradulito	-	-	-	-	-	-	17,6	15,52	39,04	Souza, 2011
Juiz de Fora	biotita paragnaisse	-	-	-	-	-	-	17,96	15,71	39,8	Souza, 2011
Juiz de Fora	leucognaisse paraderivado	-	-	-	-	-	-	17,81	15,44	37,39	Souza, 2011
Juiz de Fora	leucognaisse paraderivado	-	-	-	-	-	-	17,89	15,49	37,94	Souza, 2011
Juiz de Fora	Ortogradulito	-	-	0,5112	0,09676	2,371	-27,08	-	-	-	Lima, 2010
Juiz de Fora	Ortogradulito	-	-	0,51125	0,09865	2,365	-27,66	-	-	-	Lima, 2010
Juiz de Fora	Cambuci	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Juiz de Fora	biotita ortognaisse	-	-	-	-	-	-	18,3	15,68	38,42	Souza, 2011
Juiz de Fora	leucognaisse paraderivado	-	-	-	-	-	-	17,86	15,79	38,85	Souza, 2011
Juiz de Fora	biotita paragnaisse	-	-	-	-	-	-	17,69	15,55	37,7	Souza, 2011
Juiz de Fora	Andrelândia	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Juiz de Fora	metapelito	-	-	0,511506	0,1012	2,1	-22,1	-	-	-	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Juiz de Fora	metapelito	-	-	0,51158	0,103	2	-20,6	-	-	-	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Juiz de Fora	metapelito	-	-	0,511573	0,0914	1,8	-20,8	-	-	-	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Juiz de Fora	metapelito	-	-	0,511146	0,0991	2,5	-29,1	-	-	-	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Juiz de Fora	Unidade Jardim da Glória	-	-					-	-	-	
Juiz de Fora	metapsamopelito	-	-	0,511892	0,1428	2,6	-15,3	-	-	-	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Juiz de Fora	metapsamopelito	-	-	0,511701	0,1337	2,5	-18,3	-	-	-	Ragatky <i>et al.</i> , 2000

Continuação- Dados isotópicos compilados da literatura agrupados no presente trabalho nos terrenos metamórficos de médio a alto grau drenados pelos cursos médio e baixo do Rio Paraíba do Sul.

Domínio	Litotipo/ unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ga) Sm/Nd	E(0) atual	Referência
Grupo Paraíba do Sul	anfíbrito	-	-	0,512556	0,1428	1,0	-1,2	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Grupo Paraíba do Sul	metapelito	-	-	0,511915	0,1149	1,7	-14,1	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Grupo Paraíba do Sul	metapelito	-	-	0,511764	0,0998	1,7	-17,4	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Grupo Paraíba do Sul	metapsamo-pelito	-	-	0,511544	0,1066	2,0	-21,3	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Grupo Paraíba do Sul	metapsamo-pelito	-	-	0,510985	0,0675	2,0	-32,3	Ragatky <i>et al.</i> , 2000
Grupo Paraíba do Sul	metapsamo-pelito	-	-	0,511316	0,0928	2,0	-25,4	Ragatky <i>et al.</i> , 2000

Tabela 6- Dados isotópicos de rochas da Bacia do Paraná.

[illegible]

Continuação- Dados isotópicos de rochas da Bacia do Paraná.

[illegible]

Continuação- Dados isotópicos de rochas da Bacia do Paraná

Compartimento	Litotipo/ unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Sm/Nd)	E(0) atual	Referência
Bacia do Paraná	Itararé	0,73391	2,89	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Itararé	0,73752	3,88	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Itararé	0,73847	4,36	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Itararé	0,74117	4,62	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Ponta Grossa	0,75603	6,985	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Ponta Grossa	0,74873	5,87	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Ponta Grossa	0,74287	5,26	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Ponta Grossa	0,73481	3,313	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Fumas	0,73899	2,979	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Fumas	0,73849	2,832	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Fumas	0,74286	3,379	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Fumas	0,74715	4,038	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Fumas	0,74664	3,841	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	Fumas	0,74672	3,848	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	lapó	0,73164	2,826	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	lapó	0,7289	2,371	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	lapó	0,71726	0,66	-	-	-	-	Silva, 2006
Bacia do Paraná	lapó	0,71778	0,691	-	-	-	-	Silva, 2006

Continuação- Dados isotópicos de rochas da Bacia do Paraná.

Domínio	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Referência
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	0,51227	19	-	-	-	-	Petrini <i>et al.</i> , 1987
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	0,51237	19	-	-	-	-	Petrini <i>et al.</i> , 1987
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7068	-	0,5126	18,693	15,62	38,657	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7064	-	0,5126	18,691	15,649	38,733	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7066	-	0,5126	18,71	15,661	38,733	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,708	-	0,5124	18,644	15,651	38,74	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,708	-	0,5124	18,631	15,638	38,674	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,708	-	0,5124	18,608	15,636	38,689	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7066	-	0,5126	18,721	15,644	38,698	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7073	-	0,5125	18,815	15,651	38,754	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7065	-	0,51268	18,694	15,648	38,692	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,70658	-	0,5126	18,618	15,616	38,596	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,706654	-	-	18,705	15,628	38,651	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,70739	-	0,5124	-	-	-	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,70752	-	0,51246	18,553	15,606	38,643	-	-	Cordani <i>et al.</i> , 1988
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,70772	-	0,51248	-	-	-	-	-	Cordani <i>et al.</i> , 1989
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,71146	-	0,51235	18,513	15,656	38,913	-	-	Peate eHawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7114	-	0,51231	-	-	-	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7095	-	0,512366	18,807	15,657	38,77	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7104	-	0,512364	18,846	15,687	38,869	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7105	-	0,512343	18,821	15,66	38,782	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7095	-	0,512298	18,781	15,657	38,815	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7089	-	0,512312	18,429	15,611	38,746	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,709	-	0,512349	18,904	15,67	38,864	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7107	-	0,512326	18,578	15,64	38,852	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,709	-	0,512308	18,73	15,651	38,846	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7092	-	0,512246	18,366	15,6	38,731	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7077	-	0,512415	18,589	15,639	38,761	-	-	Peate e Hawesworth,1996
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,7137	-	0,512274	18,803	15,672	39,029	-	-	Peate e Hawesworth,1996

Continuação- Dados isotópicos de rochas da Bacia do Paraná.

Domínio	Litotipo/unidade	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Referência
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	0,51251	-	-	-	-	-	Piccirillo <i>et al.</i> , 1989
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	0,51241	-	-	-	-	-	Piccirillo <i>et al.</i> , 1989
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	0,5124	-	-	-	-	-	Piccirillo <i>et al.</i> , 1989
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	0,51221	-	-	-	-	-	Piccirillo <i>et al.</i> , 1989
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	0,51235	-	-	-	-	-	Piccirillo <i>et al.</i> , 1989
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	0,51247	-	-	-	-	-	Piccirillo <i>et al.</i> , 1989
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	0,51246	-	-	-	-	-	Piccirillo <i>et al.</i> , 1989
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,328	15,635	38,732	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,705044	-	0,52690	18,387	15,609	38,52	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,413	15,617	38,528	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,367	15,636	38,716	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,442	15,625	38,548	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,379	15,613	38,501	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,709096	-	0,52690	18,595	15,63	38,726	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,707335	-	0,52690	18,444	15,639	38,8	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,434	15,626	38,757	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	0,708908	-	0,52690	18,676	15,675	38,895	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,497	15,634	38,764	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,52	15,68	38,863	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,638	15,669	38,943	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,524	15,652	38,942	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999
Bacia do Paraná	basaltos (bTi)	-	-	-	18,576	15,654	38,844	-	-	Marques <i>et al.</i> , 1999

Tabela 7- Dados isotópicos de sedimentos.

Compartimento	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	E(0) atual	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Referência
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512506	-2,6	-	-	-	-	-	Basile, <i>et al.</i> , 1997
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512434	-4	-	-	-	-	-	Basile, <i>et al.</i> , 1997
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512554	-1,8	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512588	-1	18,541	15,603	38,382	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512621	-0,3	18,665	15,608	38,546	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512466	-3,4	-	-	-	-	-	Basile, <i>et al.</i> , 1997
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512517	-2,4	18,711	15,612	38,579	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512542	-1,9	-	-	-	-	-	Basile, <i>et al.</i> , 1997
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512631	-0,1	18,703	15,643	38,726	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512555	-1,6	-	-	-	-	-	Basile, <i>et al.</i> , 1997
Plataforma da Argentina	sedimentos	-	-	0,512536	-2	18,48	15,609	38,366	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512153	-9,5	-	-	-	-	-	Basile, <i>et al.</i> , 1997
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512218	-8,2	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512123	-10,1	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512175	-9	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512163	-9,3	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512129	-9,9	18,651	15,643	38,676	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512132	-9,9	18,618	15,637	38,637	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512124	-10	18,731	15,656	38,787	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512111	-10,3	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512205	-8,5	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,51209	-10,7	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
Estuário do Rio La Plata	sedimentos	-	-	0,512138	-9,8	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008

Continuação - Dados isotópicos de sedimentos.

Compartimento	Litotipo/ unidade	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	E(0) atual	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Referência
PLT SE BR	sedimentos	-	-	-	-	18,562	15,599	38,633	-	-	
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512988	-12,7	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512087	-10,7	18,066	15,598	38,042	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512906	-10,6	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512087	-10,9	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512005	-12,4	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512881	-14,8	18,263	15,618	38,239			Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512068	-11,1	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512899	-14,4	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512993	-12,6	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512996	-12,5	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,51213	-9,9	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512976	-12,9	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512013	-12,2	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512921	-14	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512883	-14,7	18,423	15,605	38,584			Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512791	-16,5	18,633	15,612	38,538			Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,512888	-14,6	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008
PLT SE BR	sedimentos	-	-	0,51276	-17,1	-	-	-	-	-	Mahiques <i>et al.</i> , 2008

PLT SE BR – Plataforma sudeste do Brasil

Continuação - Dados de sedimentos inconsolidados

Compartimento	Litotipo/unidade	²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb	²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb	Referência
Estuário do Rio Mampituba (Torres)	sedimentos	18,7481	15,65843	38,74558	2,06691	0,8353	Soares, 2007
Estuário do Rio Mampituba (Torres)	sedimentos	18,86736	15,68058	38,82511	2,05777	0,8311	Soares, 2007
Estuário do Rio Mampituba (Torres)	sedimentos	18,86857	15,67984	38,82634	2,05774	0,831	Soares, 2007
Estuário do Rio Mampituba (Torres)	sedimentos	18,70929	15,65784	38,74551	2,07092	0,83691	Soares, 2007
Estuário do Rio Mampituba (Torres)	sedimentos	18,78767	15,67787	38,78817	2,06458	0,83448	Soares, 2007
Estuário do Rio Mampituba (Torres)	sedimentos	18,78211	15,68773	38,77742	2,06455	0,81523	Soares, 2007

Tabela 8- Dados isotópicos dos sedimentos do testemunho ST.

Compartimento	Litotipo/ unidade	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	TDM (Ma) Sm/Nd	E(0) atual	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Referência
Santos	sedimentos	0,71817715	-	0,5120877	-	-	-10,7	18,822	15,664	38,980	0,832	2,071	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71770993	-	0,512102	-	-	-10,5	18,822	15,664	38,980	0,832	2,071	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71639632	2,832	0,512094	0,116	1480	-10,6	18,914	15,656	39,211	0,828	2,073	presente trabalho
Santos	sedimentos	-	-	-	-	-		18,859	15,665	38,972	0,831	2,066	presente trabalho
Santos	sedimentos	-	-	-	-	-		18,824	15,666	38,970	0,832	2,070	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71683209	-	0,512093	-	-	-10,6	18,844	15,639	39,078	0,830	2,074	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71550997	-	0,512076	-	-	-11,0	18,840	15,669	39,094	0,832	2,075	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71454033	2,365	0,512109	0,115	1430	-10,3	18,863	15,669	39,075	0,831	2,072	presente trabalho
Santos	sedimentos	-	-	0,512117	0,117	1460	-10,2	18,870	15,660	39,112	0,830	2,073	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71462593	-	0,512105	-	-	-10,4	18,862	15,641	39,127	0,829	2,074	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71379886	-	0,512091	-	-	-10,7	18,882	15,676	39,107	0,830	2,071	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71353559	2,309	0,512134	0,116	1410	-9,8	18,824	15,642	39,141	0,831	2,079	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71433861	-	0,512113	-	-	-10,2	18,813	15,649	38,964	0,832	2,071	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71379886	-	0,512109	-	-	-10,3	18,829	15,653	38,958	0,831	2,069	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71433861	-	0,512105	-	-	-10,4	18,822	15,669	39,023	0,832	2,073	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71298375	1,747	0,512106	0,116	1460	-10,4	18,793	15,647	39,046	0,833	2,078	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71391322	-	0,512085	-	-	-10,8	18,802	15,658	38,996	0,833	2,074	presente trabalho
Santos	sedimentos		-	0,512113	0,114	1420	-10,2	18,831	15,679	39,227	0,833	2,083	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71295965	2,237	0,512125	0,113	1380	-10,0	18,784	15,650	39,055	0,833	2,079	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71403458	-	0,512095	-	-	-10,6	18,701	15,638	39,352	0,836	2,104	presente trabalho
Santos	sedimentos	0,71341600	2,074	0,512143	0,110	1320	-9,6	18,783	15,661	38,876	0,834	2,070	presente trabalho

Tabela 9- Dados isotópicos dos sedimentos do testemunho CF.

Compartimento	Litotipo/unidade	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma) Sm/Nd	E(0) atual	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Referência
Cabo Frio	sedimentos	0,716885	-	-	-	-	-	18,588	15,661	39,028	0,843	2,100	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	-	-	0,511743	-	-	-17,5	18,557	15,676	39,029	0,845	2,103	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,716835	-	-	-	-	-	18,628	15,643	38,882	0,840	2,087	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,714650	-	0,511759	-	-	-17,1	18,666	15,677	39,290	0,840	2,105	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,712333	2,062	0,511766	0,107	1820	-17,0	18,803	15,697	39,729	0,835	2,113	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,716311	2,113	0,511746	0,106	1840	-17,4	18,784	15,692	39,848	0,835	2,121	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,714353	-	0,511778	-	-	-16,8	18,812	15,686	39,821	0,834	2,117	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,716194	1,922	0,511774	0,105	1770	-16,9	18,725	15,671	39,463	0,837	2,108	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,714415	-	0,511765	-	-	-17,0	18,673	15,651	39,079	0,838	2,093	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,715853	1,724	0,511776	0,108	1820	-16,8	18,703	15,689	39,409	0,839	2,107	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,7143270	-	0,511768	-	-	-17,0	18,727	15,675	39,320	0,837	2,100	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,715875	1,668	0,511780	0,107	1810	-16,7	18,843	15,698	39,627	0,833	2,103	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,714491	-	0,511788	-	-	-16,6	18,806	15,688	39,448	0,834	2,098	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,716037	1,628	0,511794	0,107	1780	-16,5	18,906	15,703	39,699	0,831	2,100	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,714206	-	0,511813	-	-	-16,1	18,878	15,675	39,574	0,830	2,096	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	0,715926	1,379	0,511804	0,108	1780	-16,3	18,793	15,677	39,581	0,834	2,106	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	-	-	0,511801	-	-	-16,3	18,971	15,694	40,033	0,827	2,110	presente trabalho
Cabo Frio	sedimentos	-	1,270	-	0,106	1740	-	18,866	15,709	39,931	0,833	2,117	presente trabalho

ANEXO B

Resultados das análises de difração de Raios X na fração argila de amostras do testemunho de CF.

Resultados das análises de difração de Raios X na fração argila de amostras do testemunho ST.