

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**Aplicação de métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd)
na análise de bacias sedimentares - o exemplo da
Bacia do Paraná**

DIOGO RODRIGUES ANDRADE DA SILVA

ORIENTADORA:

Prof^a. Dr^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki (UFRGS/IG)

CO-ORIENTADORA:

Dr^a. Sylvia Maria Couto dos Anjos (PETROBRAS)

COMISSÃO EXAMINADORA:

Dr. Edison José Milani (PETROBRAS)
Prof. Dr. Marcus V. D. Remus (UFRGS/IG)
Prof. Dr. Paulo Alves de Souza (UFRGS/IG)

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre, 2006

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	II
RESUMO.....	III
ABSTRACT	IV
LISTA DE FIGURAS	V
LISTA DE TABELAS	VII
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	3
3. TRABALHOS ANTERIORES	4
4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	6
4.1. Contexto geológico.....	6
4.1.1. Bacia do Paraná	6
4.2. Pontos de amostragem	18
5. METODOLOGIA.....	25
5.1. Amostragem e preparação das amostras	26
5.2. Difratomia de Raios-X (DRX)	28
5.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	29
5.4. Fluorescência de Raios-X (FRX).....	30
5.5. Espectrometria de massas	31
5.5.1. Método Radiométrico Rb-Sr	31
5.5.2. Método Radiométrico Sm-Nd	34
5.5.3. Análise Isotópica	36
5.6. Análise Estatística	44
6. RESULTADOS OBTIDOS	46
6.1. Artigo I	46
6.2. Artigo II	88
7. CONCLUSÕES	1
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	132

AGRADECIMENTOS

Sou grato à Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Instituto de Geociências pela oportunidade de cursar e concluir o curso de mestrado de Geologia.

A PETROBRAS pela concessão de minha bolsa de estudos na realização de meu mestrado.

Agradeço as minhas orientadoras Prof^a. Dr^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki e Dr^a. Sylvia Maria Couto dos Anjos e o grande amigo André Borba por acreditarem no meu trabalho.

Agradeço ao Prof. Dr. Egberto Pereira (UERJ) pela seção de algumas amostras relativas as formações Iapó, Furnas e Ponta Grossa. Ao geólogo Edson Milani (PETROBRÁS) pela amostragem parcial da Formação Ponta Grossa e doutoranda Cristina Pierini (UFRGS) pela contribuição relativa a Formação Santa Maria.

Ao pessoal do Laboratório de Geologia Isotópica de Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em especial aos amigos Edinei e Rommulo.

Aos meus grandes amigos e quase irmãos: Benno, Cleitão, Fabiano, Flávio, Kelson, Parceirinho, Ricardo e Zerbes, pela amizade que já vem de anos e a Fabíola pelo incentivo e ajuda nas horas difíceis.

Por fim, aos meus pais Carlos e Cida por me agüentarem por todo esse tempo, pelo incentivo e oportunidade que me deram, sem o que nada disso seria possível e aos meus irmãos Roberta e Rafael.

RESUMO

Os métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd) têm sido aplicados, com sucesso, em rochas sedimentares visando a obtenção de idades deposicionais e informações sobre proveniência. Em muitos casos, apesar dos resultados geologicamente significativos, ainda persistem dúvidas em relação a extensão e interpretação dos dados obtidos. Isto ocorre porque as rochas sedimentares resultam da mistura de fragmentos detríticos de diversas proveniências com diferentes sistemas isotópicos, conseqüentemente, já contendo um registro isotópico da rocha fonte. No caso do método Rb-Sr, aplicado em rochas sedimentares de granulometria fina, pode-se obter idades absolutas para o evento deposicional. Isto é viável desde que este registro isotópico proveniente das rochas fonte seja *apagado* no momento da deposição, ou seja, deve ocorrer a homogeneização isotópica do Sr no ambiente sedimentar. Para tanto, devem ser observados alguns pré-requisitos em relação a amostragem, granulometria, ambiente deposicional e composição mineralógica das amostras, entre outros. No entanto, ainda existem questionamentos em relação a esta metodologia especialmente quanto à ocorrência e à extensão do processo de homogeneização isotópica do Sr em ambiente sedimentar. O método Sm-Nd, apesar de ser uma técnica relativamente nova quando aplicada a rochas sedimentares, tem se tornado uma ferramenta fundamental para auxílio na determinação de proveniência de rochas sedimentares. As maiores dificuldades estão na correta interpretação dos valores obtidos e sua associação com um ambiente sedimentar, ou seja, de baixa temperatura. Neste trabalho, foram aplicados os métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de rochas sedimentares coletadas em diferentes contextos geológicos da Bacia do Paraná. Foram tentativamente testados os diferentes parâmetros que atuam no sentido da homogeneização isotópica do Sr e do comportamento do Nd. Os resultados obtidos permitiram aprimorar a metodologia radiométrica Rb-Sr e Sm-Nd quando aplicada em rochas sedimentares, bem como obter resultados sobre a idade deposicional de diferentes unidades sedimentares e, por vezes, sua proveniência.

ABSTRACT

The Rb-Sr and Sm-Nd methods have been successfully applied to sedimentary rocks aiming at the obtention of depositional ages, as well as information on provenance. In many cases, despite the geologically meaningful results, there are still doubts concerning the extent and interpretation of the obtained data. It occurs because sedimentary rocks result of the mixture of detrital fragments of diverse sources, and they contain an isotopic record of the source rocks. The Rb-Sr method, when applied to shales, allows constraining absolute ages for depositional events. This is possible considering the resetting of the isotopic system during deposition, in process called isotopic homogenization in the sedimentary environment. Some special care must be taken with respect to sampling, sample grain size, depositional setting, and mineralogical composition, among others. Nevertheless, questions still remain when concerning this methodology, specially on the real occurrence and extent of the isotopic homogenization in the sedimentary environment. The Sm-Nd method, a relatively new approach when applied to sedimentary rocks, has become a fundamental complementary technique in provenance studies. It is crucial to interpret well the data having in mind the behavior of this system in the sedimentary environment, meaning a low-temperature setting. In the present work, the Rb-Sr and Sm-Nd methods have been applied to samples of sedimentary rocks collected from different units representing varied depositional setting from the Paraná basin. The different parameters that act towards the isotopic homogenization of Sr and preservation of the source rock signature of Nd have been tested. The obtained results allowed to improve the knowledge and the application of the Rb-Sr and Sm-Nd methods to sedimentary rocks, obtaining significant results concerning depositional ages and identification of the source areas.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Paraná (modif. de Milani <i>et al.</i> , 1997)..	8
Figura 2 - Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (modif. de Zalán, 1990).	9
Figura 3 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, seus principais elementos tectônicos e acidentes geográficos (modif. de Milani, 1997).	13
Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (modif. de Milani <i>et al.</i> , 1996). .	14
Figura 5 - Mapa de localização das amostras coletadas no estado do Paraná e fronteira do estado de São Paulo com o Paraná (modif. de Mapa Rodoviário do Brasil, 2002). A) Ponto 1 – Amostragem da Formação Itararé; Pontos 2 – Amostragens da Iapó; Ponto 3 – Amostragem da Formação Furnas, amostras F-52, F-53 e F-54; B) Ponto 4 - Amostragem da Formação Ponta Grossa, amostras PG-20.	20
Figura 6 - Mapa de localização das amostras coletadas no estado de Goiás, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso (modif. De Mapa Rodoviário do Brasil, 2002). Ponto 1 – Amostragem da Formação Ponta Grossa, amostras PG-19, PG-23 e PG-24; Ponto 2 – Amostragem da Formação Furnas, amostras F-2, F-14 e F-15.....	21
Figura 7 - Mapa de localização das amostras coletadas no estado de Santa Catarina (modif. de Mapa Rodoviário do Brasil, 2002). 1) Ponto de amostragem da Formação Teresina.	22
Figura 8 - Mapa de localização das amostras coletadas o estado do Rio Grande do Sul. A) Ponto 1 - Amostragem da Formação Santa Maria, amostras VM-1 a VM-6 (modif. de Carta Topográfica Faxinal do Soturno, 1970); B) Ponto 2 - Amostragem da Formação Santa Maria, amostras VM-7 a VM-12 (modif. de Carta Topográfica Santa Maria, 1980).	23
Figura 9 - Mapa de localização das amostras coletadas no estado de São Paulo (modif. de Mapa Rodoviário do Brasil, 2002). 1) Ponto de amostragem do Grupo Bauru.	24
Figura 10 - Fluxograma da metodologia.....	25
Figura 11 - Foto ilustrando exemplos de amostragem convencional. A) Amostragem realizada na Serra do Rio do Rastro – Formação Teresina, no sentido	

horizontal; B) Amostragem na vertical, realizada na Serra do Rio do Rastro – Formação Palermo.	27
Figura 12 - Modelo de construção de um diagrama isocrônico (modif. de Mizusaki, 1992).	33
Figura 13 - Fluxograma do processo de abertura de amostra.	37
Figura 14 - Chapa quente com savilex.	38
Figura 15 - Fluxograma da separação química das colunas de Rb-Sr.	40
Figura 16 - Colunas de Rb-Sr.	41
Figura 17 - Fluxograma da separação químicas nas colunas de Sm-Nd.	42
Figura 18 - Colunas de Sm-Nd.	43
Figura 19 - Espectrômetro de massas.	44
Figura 20 - Diagrama Isocrônico obtidos pelas análises Rb-Sr das amostras da Formação Santa Maria; A) Perfil 1; B) Perfil 2 (modif. Silva et al., 2006).	88
Figura 21 - Diagrama ϵ Nd vs. Tempo (DePaolo, 1981) para as amostras da Formação Santa Maria (1– Babinski <i>et al.</i> , 1996; 2 – Chemale Jr. <i>et al.</i> , 2000; 3 – Borba <i>et al.</i> , 2004) com suas prováveis áreas fontes (modif. Silva et al., 2006).	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tabela com localização dos pontos de amostragem das áreas estudadas.....	19
Tabela 2 - Síntese dos resultados obtido pela metodologia Rb-Sr (B = bentonita, C = clorita, C/S = interestratificado clorita/esmectita, I = illita, I/S = interestratificado illita/esmectita, K = caolinita, Q = quartzo, tr = traço, (1) = perfil 1 e (2) = perfil 2).....	47

1. INTRODUÇÃO

As rochas sedimentares podem ser datadas a partir de fósseis nelas existentes ou por correlação estratigráfica. No entanto, quando estas são estéreis ou a correlação não é conclusiva, torna-se difícil a obtenção de sua idade. Assim métodos radiométricos, que são normalmente aplicados em rochas ígneas e metamórficas para obtenção de idades absolutas, têm sido tentativamente utilizados visando a definição de idades deposicionais de rochas sedimentares. Secundariamente, informações a respeito da proveniência também podem ser obtidas.

A datação radiométrica de rochas sedimentares, pelo método Rb-Sr, é uma das metodologias que tem fornecido resultados geologicamente significativos, desde que sejam obedecidos alguns pré-requisitos, tais como: excelente controle estratigráfico da amostragem, baixa relação silte/argila e mineralogia na fração fina das amostras enriquecida em argilominerais expansivos (esmectita, interestratificado illita-esmectita e illita degradada) (Whitney & Hurley, 1964; Byscae & Dasch, 1971; Cordani *et al.*, 1978; Morton, 1985; Mizusaki *et al.*, 1998). No entanto, ainda persistem dúvidas em relação a esta metodologia uma vez que rochas sedimentares são misturas de fragmentos de rochas pré-existentes, conseqüentemente, já contendo um registro isotópico da rocha fonte.

Dentre os questionamentos existentes pode-se citar: o papel da composição mineralógica, a uniformização isotópica do Sr, o ambiente deposicional, as frações granulométrica, e as oxidações, entre outros. Conclui-se então, ser necessário o desenvolvimento de uma pesquisa que permita a obtenção de respostas para estas dúvidas ainda existentes.

Neste sentido, foram analisadas amostras de clásticos terrígenos finos, provenientes da Bacia do Paraná, região com excelente conhecimento geológico e possibilidade de amostragem diversa. Tal procedimento permitiu o controle de variáveis como ambientes, processos deposicionais, litologias, amostragem de forma convencional e também não convencional, mineralogia entre outros fatores críticos para a aplicação do método Rb-Sr. Os resultados obtidos permitirão o aprimoramento do método isocrônico Rb-Sr quando aplicado a rochas sedimentares.

Em relação ao método Sm-Nd, verifica-se que hoje é ferramenta fundamental para auxílio na determinação da proveniência das rochas sedimentares. Dois parâmetros são utilizados nestes estudos: o ϵ_{Nd} , que compara a

composição isotópica da rocha estudada com a composição ideal de um manto terrestre de composição condritica (CHUR); e a idade modelo T_{DM} , que reflete a época de extração do magma formador de uma determinada suíte ígnea a partir do manto depletado.

A inferência de prováveis áreas fonte de sedimentos é possível pelo fato de que cada associação petrotectônica tem uma assinatura isotópica distinta de Nd. Por exemplo, as rochas vulcânicas diretamente derivadas do manto, como num ambiente de arco de ilhas, provavelmente fornecerão parâmetros isotópicos diferentes (ϵ_{Nd} positivo, T_{DM} jovem) daquelas de uma região cratônica formada por gnaisses antigos (ϵ_{Nd} negativo, T_{DM} antiga). O importante é que a assinatura isotópica aparentemente se mantém inalterada, mesmo quando da atuação dos processos de intemperismo, transporte e deposição nas bacias sedimentares (McLennan *et al.* 1990). Este enfoque é crucial para o perfeito entendimento de processos atuantes em bacias sedimentares.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é a aplicação de métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd) em amostras de rochas sedimentares coletadas de diferentes contextos geológicos, visando:

- desenvolvimento e aprimoramento das metodologias Rb-Sr e Sm-Nd, quando aplicada a rochas sedimentares;
- determinação de idades deposicionais através do método radiométrico Rb-Sr;
- identificação de proveniência de seqüências sedimentares.

3. TRABALHOS ANTERIORES

Inúmeros trabalhos de datação Rb-Sr em rochas sedimentares argilosas tem mostrado resultados compatíveis com as idades atribuídas à deposição das rochas ou a eventos diagenéticos posteriores à sedimentação (Compston & Pidgeon, 1962; Bonhomme *et al.*, 1965; Cordani *et al.*, 1985a, 1985b; Morton, 1985; Mizusaki *et al.*, 2002).

Os primeiros trabalhos de pesquisa sobre a aplicação do método de datação radiométrica Rb-Sr nas rochas sedimentares argilosas, em especial, folhelhos, foram publicados no início da década de 60 (Compston & Pidgeon, 1962).

No Brasil, os trabalhos de Kawashita (1972) e de Thomaz Filho (1976) mostraram, em certos casos especiais, ser possível aplicar a metodologia radiométrica Rb-Sr para datação de folhelhos paleozóicos e eo-mesozóicos das bacias sedimentares brasileiras.

No entanto, apesar destes resultados, ainda existiam algumas dúvidas especialmente no tocante a possibilidade de homogeneização isotópica do Sr em rochas sedimentares (Cordani *et al.*, 1978; 1985a, 1985b). Neste sentido, Mizusaki (1992) trabalhando com sedimentos recentes conseguiu identificar as condições necessárias para que a homogeneização isotópica seja observada em ambiente sedimentar. Foi possível então apresentar as variáveis sedimentares influentes neste processo bem como identificar critérios básicos para a seleção de amostras visando datação Rb-Sr. Com base nestes critérios, Mizusaki *et al.* (1998 e 2002) conseguiram excelentes resultados em unidades sedimentares diversas com a obtenção de idades absolutas para o evento deposicional.

Em relação à aplicação do método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares da Bacia do Paraná, Thomaz Filho *et al.* (1976) determinaram idades da sedimentação, concordantes com as definidas pelo conteúdo paleontológico.

Mizusaki *et al.* (2002) trabalhando com amostras da Formação Vila Maria aliada a dados de palinologia conseguiram uma excelente idade absoluta para o evento deposicional desta unidade. Silva & Mizusaki (2002) e Silva *et al.* (2002) mostraram a aplicabilidade do método em amostras da Formação Santa Maria, Bacia do Paraná.

Com relação a metodologia Sm-Nd, esta vem sendo aplicada a rochas sedimentares há pouco tempo, visando obter informações sobre as possíveis áreas-fonte das unidades sedimentares estudadas. O trabalho de Mearns (1988) focaliza o sistema Sm-Nd de sistemas fluviais e estuarinos da Escócia e norte da

Inglaterra, para comparação entre os resultados de áreas-fonte e os sedimentos coletados.

Os trabalhos de Gleason *et al.* (1994, 1995) focalizam integradamente dados geoquímicos de elementos terras raras (ETR) e a assinatura isotópica de Nd em rochas sedimentares depositadas em um contexto marinho profundo, caracterizado por uma transição entre margem passiva e convergente, durante o Paleozóico (do Ordoviciano ao Carbonífero).

O trabalho de Andersson *et al.* (2003) utiliza dados de paleocorrentes, petrografia de arenitos, assembléias de minerais pesados e dados do sistema Sm-Nd em seis amostras da Formação Skoorsteenbergh da Bacia Tanqua Karoo na África do Sul (Permiano, cerca de 270 Ma) para traçar um panorama de possíveis áreas-fonte para estas rochas.

Borba *et al.* (2004) utilizam a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em siltitos de origem flúvio-lacustre pertencentes ao Grupo Camaquã, com vistas à inferência das possíveis áreas-fonte de depósitos disponíveis durante o Paleozóico inferior para aquela sedimentação.

4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

As amostras foram coletadas em diferentes pontos da Bacia do Paraná cobrindo uma área relativamente extensa (Fig. 1).

4.1. Contexto geológico

4.1.1. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica, desenvolvida a partir do Paleozóico inferior sobre crosta continental sendo preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas. Situa-se na porção centro-sudeste da América do Sul, compreendendo cerca de 1.700.000 km² e abrangendo parte dos territórios do Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai (Fig. 1).

Esta entidade geológica apresenta uma feição alongada com cerca de 1.700 km de extensão na direção nordeste-sudoeste e 900 km na direção leste-oeste. A espessura máxima do pacote sedimentar-vulcânico atinge aproximadamente 8.000 metros no depocentro da bacia. Seu nome deriva do Rio Paraná, que ocorre paralelo ao eixo maior, numa direção nordeste-sudoeste, por cerca de 1.500 km, até defletir numa direção leste-oeste, cruzando o Arco de Assunção e formando a fronteira entre o Paraguai e a Argentina.

O conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná representa a superposição de pacotes depositados, no mínimo, em três diferentes ambientes tectônicos, decorrentes da dinâmica de placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico. Por isso, seus limites foram muito variáveis no tempo, sendo que a configuração atual não retrata com nitidez aquilo que já foi um grande mar, diretamente conectado com o Oceano Pacífico paleozóico, e cobrindo uma extensa área do continente gondwânico, hoje fragmentado em vários pedaços (América do Sul, África, Antártica, Madagascar, Austrália e Índia).

Segundo Zalán *et al.* (1990), seu padrão estrutural apresenta três principais grupos de lineamentos: o primeiro, na direção noroeste-sudeste, tem como principal elemento o Arco de Ponta Grossa; o segundo grupo, com direção nordeste-sudoeste, compõe uma zona de falhas mais ou menos retilínea, relacionada preferencialmente a movimentos transcorrentes; o terceiro mostra direção predominantemente leste-oeste (Fig. 2).

As direções nordeste e noroeste associam-se aos lineamentos do embasamento pré-Cambriano, mostrando reativação durante o desenvolvimento da bacia e influenciando a distribuição das fácies sedimentares. O padrão leste-oeste, por sua vez, relaciona-se a lineamentos formados durante o rompimento do Gondwana, no Mesozóico.

Os primeiros trabalhos científicos sobre a Bacia do Paraná remontam o século passado. Desde então, inúmeros trabalhos sobre sua geologia foram publicados por órgãos técnicos públicos estaduais e federais, universidades, companhias de mineração e petróleo, pesquisadores, entre outros. A Bacia do Paraná é, das bacias intracratônicas brasileiras, especialmente no tocante à sua geologia de superfície, a que apresenta maior número de estudos.

Em relação as suas dimensões, a Bacia do Paraná é extremamente pobre em recursos minerais. Registram-se ocorrências de carvão em depósitos deltaicos permianos, gemas em geodos das lavas, águas de aquíferos eólicos jurássicos, além de poucas rochas carbonáticas permianas.

Os indícios de óleo em afloramento são numerosos, especialmente nas partes leste e sudeste da bacia. Os arenitos asfálticos dos estados de São Paulo e de Santa Catarina são famosos, apesar de apresentarem modestas reservas. Muitos indícios foram reportados nas minas de carvão (arenitos da Formação Rio Bonito), nas escavações das usinas hidrelétricas (derrames de basalto) e em pedreiras (soleiras e diques de diabásio fraturados); assim como em diversos poços exploratórios para hidrocarbonetos perfurados na bacia. No momento, existem quatro descobertas subcomerciais de gás e duas subcomerciais de óleo. Também ocorrem significativas reservas de folhelhos betuminosos (Formação Irati) que constituem o principal e mais rico gerador da bacia.

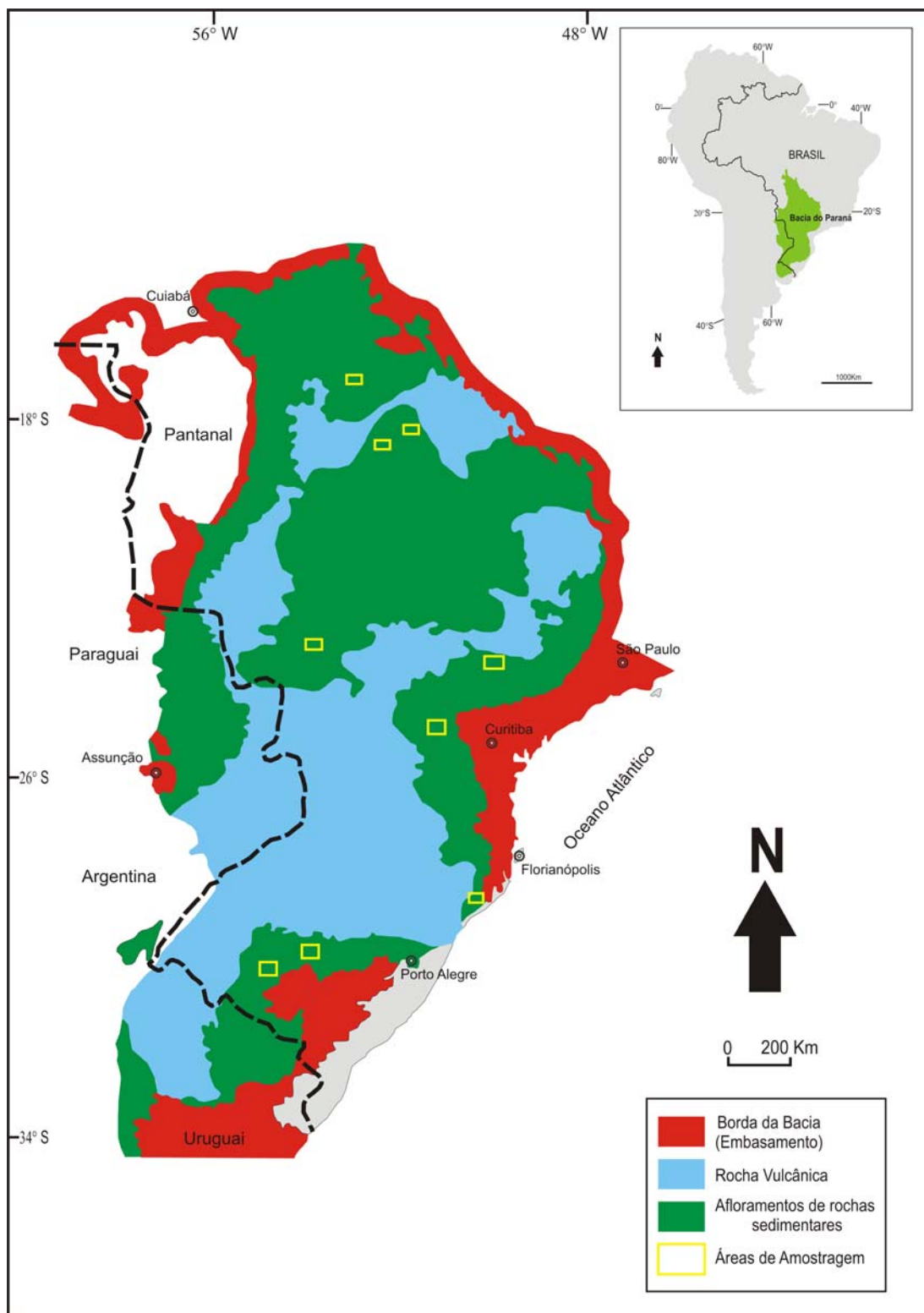


Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Paraná (modif. de Milani *et al.*, 1997).

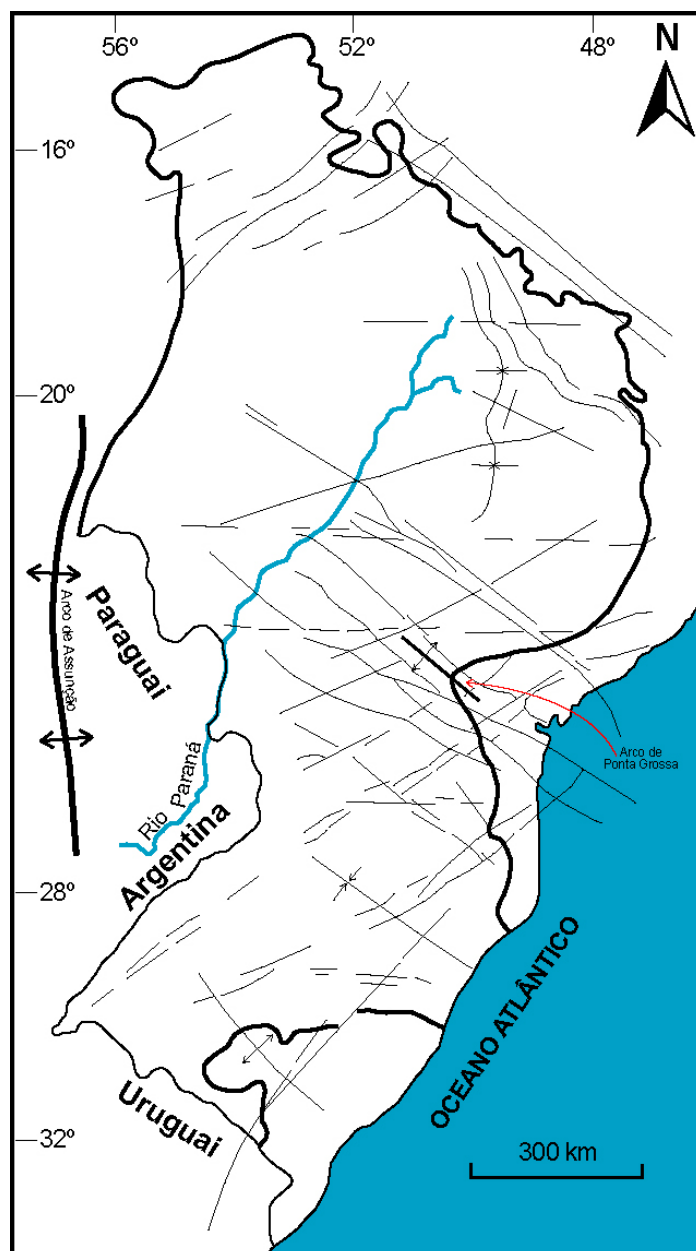


Figura 2 - Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (modif. de Zalán, 1990).

4.1.1.1. Embasamento

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área do escudo do então recém-construído continente do Gondwana. Tal supercontinente era composto de vários núcleos orogênicos (terrenos granulíticos e de granitos – “greenstones”), rodeados por vários cinturões moveis orogênicos (rochas metassedimentares dobradas e empurradas, granitos e faixas de crátons isotopicamente remobilizados) e dispersamente cobertos por remanescentes de bacias de antepaís, de natureza molássica, todos formados durante o ciclo

Brasiliano (Proterozóico Superior a Ordoviciano). Este ciclo – conhecido na África como orogenia Pan-Africana – foi um importante evento tectono-magmático, durante o qual a colisão de diversos núcleos cratônicos, junto com seus prismas sedimentares adjacentes, levou à formação do Gondwana. A deformação decorrente deste ciclo teve início a 700-650 Ma (Proterozóico Superior), sendo que a maior parte da granitogênese situou-se no limite entre o Proterozóico e o Fanerozóico (610-580 Ma), enquanto o resfriamento ocorreu no Cambro-Ordoviciano (500-450 Ma).

O embasamento aflorante que borda a Bacia do Paraná é constituído por:

- a) *margem leste/sudeste* – dois cinturões móveis brasileiros principais, com direção NE (faixas Dom Feliciano e Ribeira), separados por um núcleo cratônico (Rio de La Plata / Luiz Alves);
- b) *margem norte/nordeste* – um cinturão móvel principal do Proterozóico Médio, com direção NW (faixa Uruaçu), e dois maciços de rochas cristalinas do Arqueano, remobilizados durante o ciclo Brasiliano (maciços de Guaxupé e de Goiás), que representa o embasamento aflorante das rochas metassedimentares proterozóicas, ocorrentes nos cinturões de dobramento;
- c) *margem oeste/noroeste* – um cinturão móvel principal (faixa de dobramento Paraguai – Araguaia) que parte do Paraguai e atravessa, com direção geral N–S, toda margem ocidental da bacia, defletindo bruscamente para ENE–WSW nas proximidades do paralelo 14°, delimitando a bacia em sua borda norte.

Uma vez que as análises de rochas sedimentares para o sistema Sm-Nd, no presente trabalho, se restringem ao pacote Triássico do Rio Grande do Sul (Membro Alemoa da Formação Santa Maria), torna-se necessário um detalhamento da região do embasamento no sul do Brasil – o Escudo Sul-rio-grandense. Esta região corresponde ao Cinturão Dom Feliciano, originado durante o Ciclo Brasiliano pela convergência entre as placas Rio de La Plata e Kalahari. Este cinturão pode ser subdividido em quatro domínios principais, limitados por estruturas de direção NE-SW e NW-SE: (1) o Domínio Taquarembó, a sudoeste, composto por granulitos básicos a ácidos de idade superior a 2,0 Ga intrudidos por granitóides brasileiros; (2) o Domínio São Gabriel, a noroeste, compondo o único terreno de acreção juvenil do Brasiliano na região (o Terreno Rio Vacacaí de Frágoso-César *et al.*, 1998), formado em ambiente de arco de ilhas (unidades Cambai e Vacacaí); (3) o Domínio Santana da Boa Vista, na região central, com exposições de gnaisses paleoproterozóicos e rochas supracrustais (metassedimentares e metavulcânicas); e (4) o Domínio Pelotas, a leste, composto por granitos, gnaisses e migmatitos, refletindo magmatismo brasileiro e retrabalhamento de crosta paleoproterozóica.

Ao final do ciclo Brasileiro (a partir de 600 Ma), a reativação das estruturas NE-SW do Cinturão Dom Feliciano levou à instalação de diferentes bacias com preenchimento vulcânico e sedimentar. As unidades que registram estes eventos deposicionais são conhecidas, em conjunto, como Bacia do Camaquã, que se inicia por um pacote marinho (Formação Maricá), passa para uma unidade continental aluvial com vulcanismo intermediário a ácido (Grupo Bom Jardim) e culmina com deposição em sistemas fluviais, aluviais e desérticos (Grupo Camaquã).

4.1.1.2. Tectônica e Sedimentação

O pacote sedimentar-vulcânico da Bacia do Paraná constitui-se de seis superseqüências, que abrangem cerca de 400 Ma, limitadas por expressivas discordâncias regionais (Soares, 1992; Milani *et al.*, 1996): ordovício-siluriana, devoniana, carbonífera-eotriássica, neotriássica, jurássica-eocretácea e neocretácea (Figs. 3 e 4).

A superseqüência mais antiga da bacia tem idade entre o Neo-Ordoviciano e o Eossiluriano (superseqüência Rio Ivaí), correspondendo litoestratigraficamente ao **Grupo Rio Ivaí** (Assine *et al.* 1994). Constitui-se de um pacote arenoso inferior, arcoseano em sua base e quartzítico no topo (**Formação Alto Garças**), encimado por diamictitos (**Formação Iapó**) e culminando com pelitosossilíferos (**Formação Vila Maria**), estes constituindo um importante *datum* cronoestratigráfico ao estudo desta seqüência. A Formação Vila Maria tem idade landoveriana (Gray *et al.* 1985; Grahn, 1989), estabelecida com base em seu conteúdo macro e microfossilífero. O Grupo Rio Ivaí ocorre numa ampla porção da Bacia do Paraná, com reduzidas espessuras remanescentes, seções incompletas e geometria descontínua, frutos de um aparente controle tectônico sobre sua deposição e/ou preservação (Milani *et al.* 1996).

Ao final do ciclo ordovício-siluriano, um importante episódio regressivo originou a discordância que marca o topo do Grupo Rio Ivaí. Sobre ela, depositou-se a superseqüência devoniana (superseqüência Paraná). O **Grupo Paraná** é constituído pelas formações Furnas e Ponta Grossa, e ocorre nas porções central e norte da bacia, tendo idade entre o Eo- e o Neodevoniano.

A **Formação Furnas** tem como característica marcante uma homogeneidade litológica singular, estando representada por arenito branco a amarelado, caolinítico, médio a grosso, por vezes conglomerático e mostrando estratificações cruzadas predominantemente acanaladas de um ambiente

continental fluvial. Para seu topo, a influência marinha torna-se evidente pela presença de depósitos transicionais e costeiros (Bergamaschi, 1992), cujos pelitos têm idade praguiana (Dino & Rodrigues, 1993). Esta unidade passa gradacionalmente para a Formação Ponta Grossa, num “afogamento” progressivo da bacia entre o Praguiano e o Emsiano.

A **Formação Ponta Grossa** é constituída por folhelhos, folhelhos sílticos, siltitos e arenitos, com marcas onduladas e freqüentemente bioturbados, indicando condições marinhas rasas predominantes durante sua deposição (Schneider *et al.* 1974). Em subsuperfície são identificados folhelhos pretos, carbonosos, finamente laminados, que apontam para a existência de condições locais de maior restrição no ambiente deposicional.

Um evento progradacional no Mesodevoniano, proveniente da borda norte da bacia, constitui a parte média, arenosa, da Formação Ponta Grossa, interpondo-se a seus intervalos pelíticos de idade emsiana (basal) e fransiana-fameniana (superior). O topo desta unidade é marcado por um novo episódio regressivo.

No Eocarbonífero, a Bacia do Paraná sofreu um dos episódios de maior instabilidade em sua evolução. Uma conjugação de fatores climáticos (Caputo & Crowell, 1985) e tectônicos (De Wit & Ransome, 1992; Milani, 1992), atuantes sobre uma ampla área da margem meridional do Gondwana, inibiu a sedimentação nesta área durante um longo período, dando origem à discordância regional de maior hiato no registro litológico da Bacia do Paraná, estimado em cerca de 45 Ma (Daemon *et al.* 1991). O desenvolvimento de calotas de gelo nesta área associado à epirogênese positiva, foi condicionante decisivo à inexistência de um registro sedimentar extensivo de idade mississippiana na bacia.

Com o degelo, foi retomada a sedimentação na Bacia do Paraná, no Westphaliano. A porção basal da superseqüência carbonífera-eotriássica (superseqüência Gondwana I), no intervalo coincidente com o **Grupo Itararé** (na parte sul) e a **Formação Aquidauana** (na porção norte da bacia), corresponde à seção acumulada ainda sob marcante influência do clima glacial. Um forte afluxo sedimentar, proveniente das áreas expostas pela deglaciação, favoreceu processos deposicionais de intenso fluxo de massa, com escorregamentos e turbiditos. Predominam nestas unidades pacotes diamictíticos intercalados a espessas seções de arenitos.

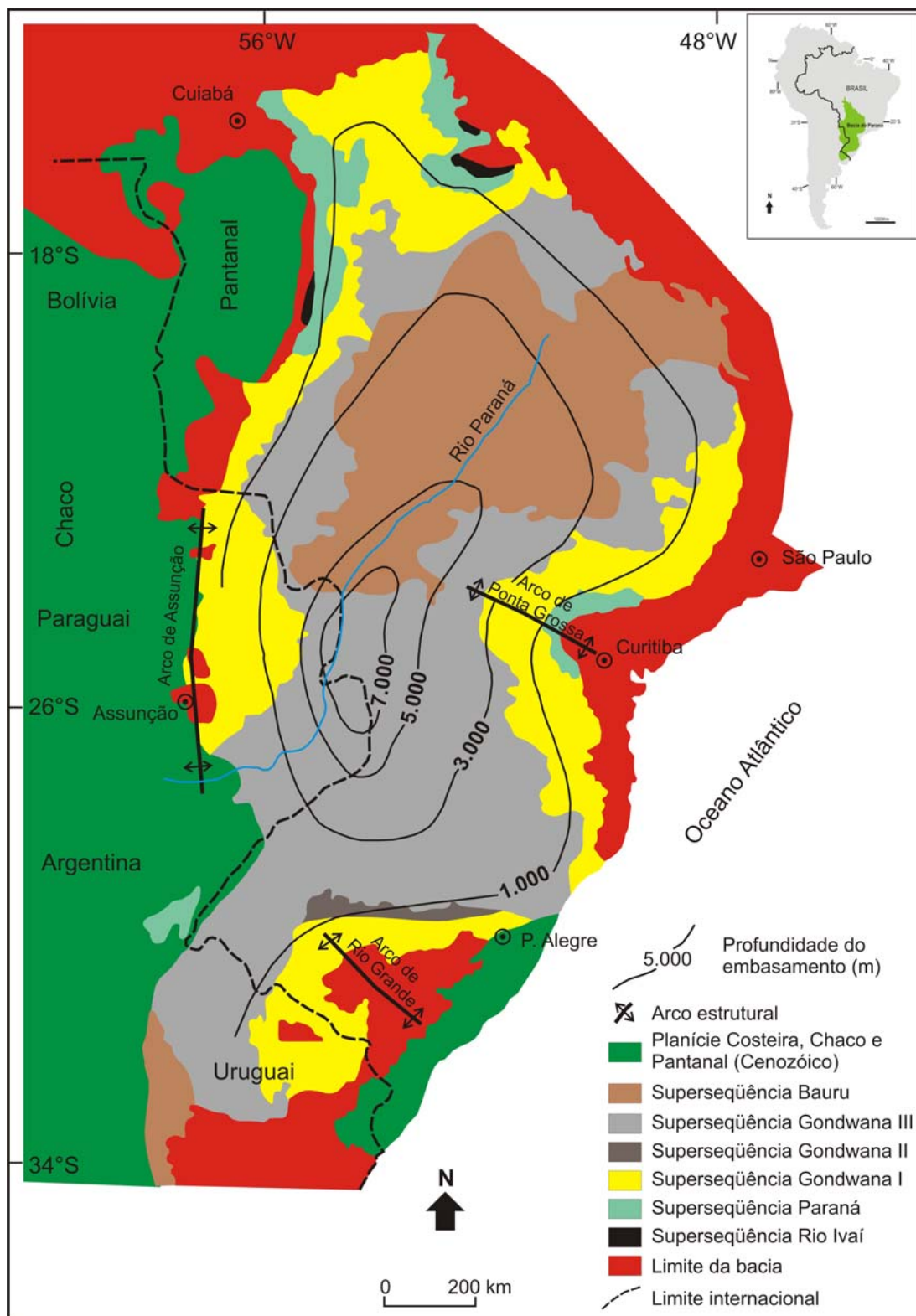


Figura 3 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, seus principais elementos tectônicos e acidentes geográficos (modif. de Milani, 1997).

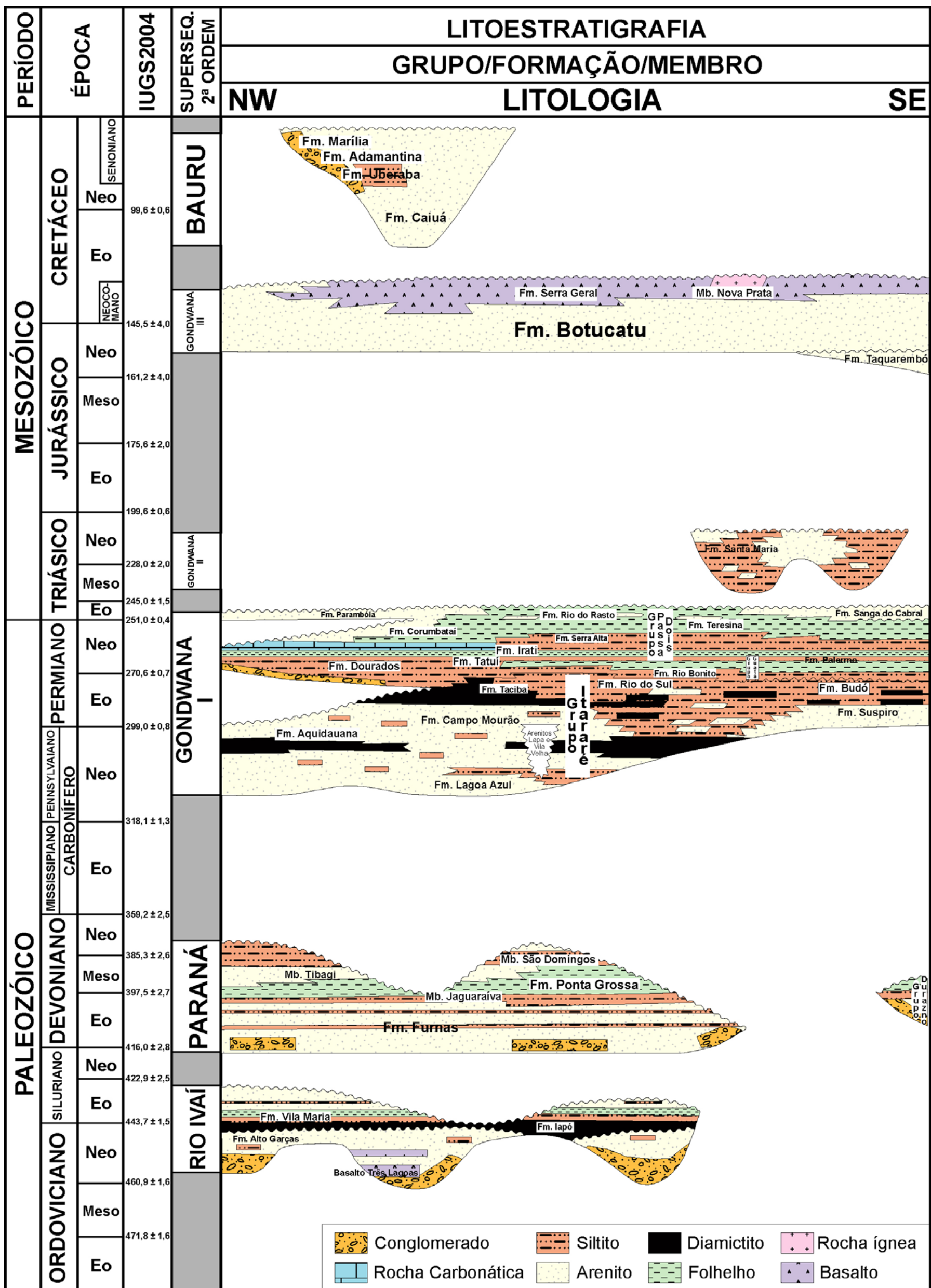


Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (modif. de Milani *et al.*, 1996).

A unidade basal, não aflorante, do Grupo Itararé – **Formação Lagoa Azul**, (França & Potter, 1988) – tem ocorrência restrita à região centro-sul do Estado de São Paulo, norte do Estado do Paraná e sudeste do Estado do Mato Grosso do Sul. Constitui-se de um pacote arenoso inferior, sobreposto por folhelhos e diamictitos. Acima destes, ocorre a **Formação Campo Mourão** (França & Potter, 1988), que corresponde ao intervalo arenoso principal do Grupo Itararé, de ampla distribuição através da bacia. No Rio Grande do Sul e Santa Catarina, pela ausência da Formação Lagoa Azul, esta unidade assenta diretamente sobre formações mais antigas e, mesmo, sobre o embasamento cristalino. A Formação Campo Mourão equivale às formações Mafra e Campo Tenente de Schneider *et al.* (1974).

Em algumas áreas da bacia, um importante pacote de diamictitos aparece na porção média da Formação Campo Mourão. Nesta condição, ao intervalo arenoso sobreposto a estes diamictitos denomina-se Membro Rio Segredo (modif. de França & Potter, 1988).

A **Formação Taciba** (França & Potter, 1988) compõe a porção superior do Grupo Itararé. Aparece ao longo de toda a bacia, recobrando as demais unidades do grupo e até extrapolando a área de ocorrência daquelas. Em direção ao Arco de Rio Grande, assenta diretamente sobre o embasamento. Constitui-se de folhelho com intercalações arenosas (Membro Rio do Sul), que ocorrem predominantemente na parte sul da Bacia do Paraná, e diamictitos (Membro Chapéu do Sol), nas porções central e norte.

Na porção norte-noroeste da Bacia do Paraná as rochas sedimentares equivalentes às do Grupo Itararé, tanto nos aspectos cronológicos quanto na natureza de seus depósitos, são denominados de Formação Aquidauana. Distinguem-se daquelas por sua cor vermelha, adquirida provavelmente durante um episódio de exposição, o mesmo que produziu a discordância pré-artinskiana, de ocorrência restrita a porção setentrional da bacia.

A sedimentação carbonífera-permiana assumiu no seu topo, um caráter transgressivo, em função do degelo e conseqüente subida do nível do mar. A tendência transgressiva, no entanto, foi quebrada momentaneamente pela entrada das cunhas arenosas da **Formação Rio Bonito** no Artinskiano/Kunguriano. Tal episódio de reativação de áreas-fonte é atribuído por Zalán *et al.* (1986, 1990) à Orogenia Tardiherciniana na margem ativa do continente. Arenitos associados a leitos de carvão, siltitos e folhelhos, estes localmente carbonosos, formam um contexto clássico de sedimentação deltaica, que adentrou a bacia por seu flanco leste. Retomadas as condições transgressivas, depositou-se a **Formação Palermo**,

representada por siltito e siltito arenoso intensamente bioturbado, depositado numa ampla plataforma marinha muito rasa (Schneider *et al.* 1974).

Durante o intervalo de tempo em que eram depositadas as formações Rio Bonito e Palermo na Bacia do Paraná, acumulou-se, em sua porção centro-oeste, um espesso pacote arenoso cronocorrelato a aquelas, proveniente de seu flanco ocidental. Tal unidade de idade artinskiana/kunguriana, denominada **Formação Dourados**, constitui-se de arenito fino a muito fino, de cor cinza esverdeada, também grosso a médio, caolinítico e levemente calcífero. A Formação Dourados inclui, além de arenitos, níveis de siltito, folhelho e calcário. Seu contato inferior, com a Formação Aquidauana, é marcado pela discordância pré-artinskiana; para o topo, passa gradacionalmente para Formação Irati.

Mais acima, a **Formação Irati** caracteriza-se por uma faciologia bastante complexa, com folhelho, folhelho betuminoso, arenito, marga, carbonato e anidrita, indicativos de uma geometria de bacia igualmente complexa, em que configuravam-se golfos e baías de profundidades e salinidades bastante variáveis (Daemon *et al.* 1991). A rica fauna de répteis mesossaurídeos que ocorre na porção superior da Formação Irati (Membro Assistência) faz deste um horizonte impar no contexto do registro paleozóico sul-americano. A Formação Irati foi depositada em condições de um mar restrito, progressivamente mais salino da base para o topo. A “bacia hipersalina Irati” foi afogada ao tempo da deposição dos folhelhos da **Formação Serra Alta**, seguindo-se um ciclo regressivo de ampla magnitude.

A porção superior da superseqüência carbonífera-eotriássica (superseqüência Gondwana I) documenta a progressiva continentalização a que foi então submetida a Bacia do Paraná. A **Formação Teresina** constitui-se de um argilito e siltito cinza-claro, depositados sob a ação de ondas e marés. Para seu topo, apareceu calcário oolítico e bancos de coquinas. Completa o quadro a **Formação Rio do Rasto**, constituída por arenito, siltito e folhelho arroxeados, esverdeados e avermelhados, interpretada como produto do avanço de sistemas deltaicos desde a borda oeste da bacia (Gama Jr., 1979). Os corpos arenosos, contínuos na base dessa unidade, adquirem marcante lenticularidade em sua porção superior. Para o norte da bacia, sedimentos areno-argilosos, de cores cinza na porção basal e avermelhada em direção ao topo, cronoequivalentes aos das formações Teresina e Rio do Rasto, constituem a Formação Corumbataí. Com sua subsidência já fortemente atenuada, um avançado estado de arrasamento das áreas-fonte e uma aridez crescente, a Bacia do Paraná teve gradativamente

encerrados seus mecanismos de dinâmica sedimentar relacionados a um corpo de água contínuo, como havia sido até então.

A seção Teresina-Rio do Rasto, como tradicionalmente admitida, inclui um pacote total de cerca de 1200 m de espessura, acumulados nos menos de 10 Ma do Andar Tantariano (Daemon & Quadros, 1969). Taxas de sedimentação da ordem de 120 m/Ma ou maiores parecem pouco admissíveis em contextos de bacia intracratônicas (Cunha & França, 1993), pelo que é mister considerar-se que parte deste pacote tenha idade triássica, como aliás sugerem alguns dados palinológicos (Daemon *et al.* 1991) e microfossilíferos (Ragonha, 1984).

No Mesotriássico, um importante evento tectônico influi de modo significativo na evolução das bacias junto à margem sul do Gondwana: o paroxismo orogênico da faixa do Cabo-La Ventana (De Wit & Ransome, 1992). Na Bacia do Paraná, a transmissão de esforços compressoriais continente adentro, conseqüência do evento orogênico, fez-se sentir na forma de movimentações positivas em alguns setores da bacia e em áreas-fonte adjacentes. A superfície erosional sobre a qual assentam-se as unidades do Neotriássico é a manifestação intraplaca do citado episódio tectônico colisional (Milani, 1992).

A superseqüência neotriássica (superseqüência Gondwana II) é representada pelas **formações Pirambóia e Rosário do Sul**, constituídas por arenito avermelhado e esbranquiçado, médio a fino, localmente conglomerático, com estratificação cruzada acanalada e planar, acumulado por sistemas continentais flúvio-eólicos associados a lagos rasos e localizados. A primeira unidade é afossilífera, deduzindo-se sua idade pelo posicionamento estratigráfico. O Membro Santa Maria da Formação Rosário do Sul, com ricas flora e fauna de vertebrados e invertebrados, tem idade landiana/camiana.

Segundo Scherer *et al.* (2000), a superseqüência Gondwana II da Bacia do Paraná, correspondente ao intervalo Triássico, possui ocorrência restrita à porção meridional da bacia, com afloramentos apenas no Rio Grande do Sul. Compõem este pacote as formações Sanga do Cabral, Santa Maria (membros Passo das Tropas – basal e Alemoa – superior), Caturrita e Mata, depositadas por sistemas fluviais e lacustres.

No Jurássico, um extenso campo de dunas cobriu inteiramente esta porção do continente, constituindo a **Formação Botucatu**. Seguiu-se, no Eocretáceo, o mais volumoso episódio de extravasamento intracontinental de lavas do planeta (**Formação Serra Geral**), com manifestação magmática dos estágios precoces da ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul, que resultou no empilhamento de

até 2.000 m de basalto sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, além de intrudirse por entre os mesmos, na forma de uma intrincada rede de diques e soleiras. Na porção basal da Formação Serra Geral, os arenitos eólicos da Formação Botucatu intercalam-se com as lavas. As duas unidades constituem, no conjunto, a superseqüência jurássica-eocretácea (superseqüência Gondwana III).

A superseqüência neocretácea (superseqüência Bauru) da Bacia do Paraná corresponde aos **grupos Bauru e Caiuá** (Fernandes, 1992), representados por depósitos continentais areno-conglomeráticos, com seixos de diversas litologias (vulcânicas, arenitos, argilitos e rochas do embasamento cristalino), maciços ou com estratificações cruzadas acanaladas e feições de corte e preenchimento. Ocorrem também depósitos síltico-argilosos e carbonatos de caliche. Esta seqüência ocupou a depressão superficial originada pela carga dos derrames vulcânicos, último episódio significativo de subsidência da Bacia do Paraná. Também no Neocretáceo, um magmatismo de caráter alcalino se fez sentir em diversos pontos da bacia, tais como em Lages (SC) e Iporá (GO). Unidades sedimentares mais novas, como as formações **Cachoeirinha** (na porção norte) e **Tupanciretã** (no sul), essencialmente arenosas, associam-se a processos sedimentares já de idade terciária.

4.2. Pontos de amostragem

Neste contexto da Bacia do Paraná, algumas amostragens foram realizadas dentro do escopo deste projeto pelo autor e outras amostras foram coletadas em projetos anteriores (especialmente em teses de doutorado) e foram cedidas pelos autores destes trabalhos. Utilizou-se a amostragem associada a projetos pré-existentes pois, no caso do estudo que está sendo realizado, necessitamos um perfeito controle estratigráfico das amostras. Deve-se ressaltar que a amostragem fornecida por estes colaboradores seguiu os mesmos critérios da amostragem efetuada pelo autor do trabalho.

Para este trabalho conta-se com a amostragem relativa listada abaixo, na Tabela 1:

Tabela 1- Tabela com localização dos pontos de amostragem das áreas estudadas.

Unidade Sedimentar	Idade*	Nº de amostras / Identificação	Tipo de amostragem	Local de amostragem	Coletor
Iapó	Ordoviciano Superior (433-460)	4 / I	Não convencional	Paraná (Fig. 5)	Egberto Pereira
Furnas	Devoniano Inferior (397-416)	6 / F	Não convencional	Paraná e Goiás (Figs. 5 e 6)	Egberto Pereira
Ponta Grossa	Devoniano Ensiano-Fransniano (374-407)	4 / PG	Convencional + Testemunho	Paraná, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso (Figs. 5 e 6)	Egberto Pereira / Edson Milani
Itararé	Permiano Inferior (270-299)	4 / IT	Convencional	São Paulo (Fig. 5)	Ana Maria
Teresina	Permiano Superior (251-260)	4 / T	Convencional	Santa Catarina – Serra do Rio do Rastro (Fig. 7)	Diogo
Santa Maria	Triássico Superior Landiano-Eonoriano (216-237)	12 / SM	Convencional	Rio Grande do Sul (Fig. 8)	Cristina Pierini
Grupo Bauru	Cretáceo Cenomaniana-Santoniana (83-99)	3 / SP	Não convencional	São Paulo (Fig. 9)	Ana Maria / Diogo

* segundo UIGS, 2004.

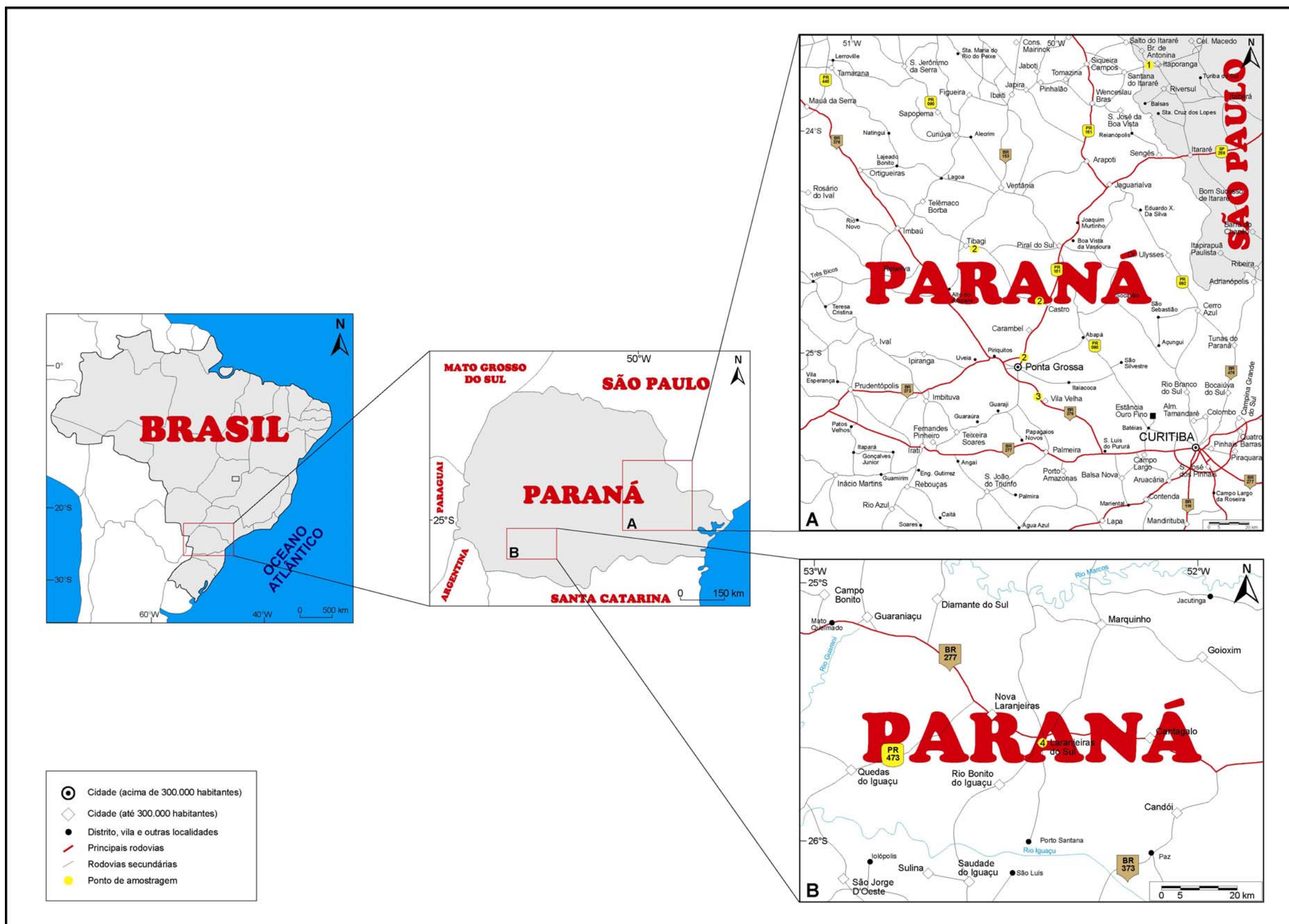


Figura 5 - Mapa de localização das amostras coletadas no estado do Paraná e fronteira do estado de São Paulo com o Paraná (modif. de Mapa Rodoviário do Brasil, 2002). A) Ponto 1 – Amostragem da Formação Itararé; Pontos 2 – Amostragens da Iapó; Ponto 3 – Amostragem da Formação Furnas, amostras F-52, F-53 e F-54; B) Ponto 4 - Amostragem da Formação Ponta Grossa, amostras PG-20.

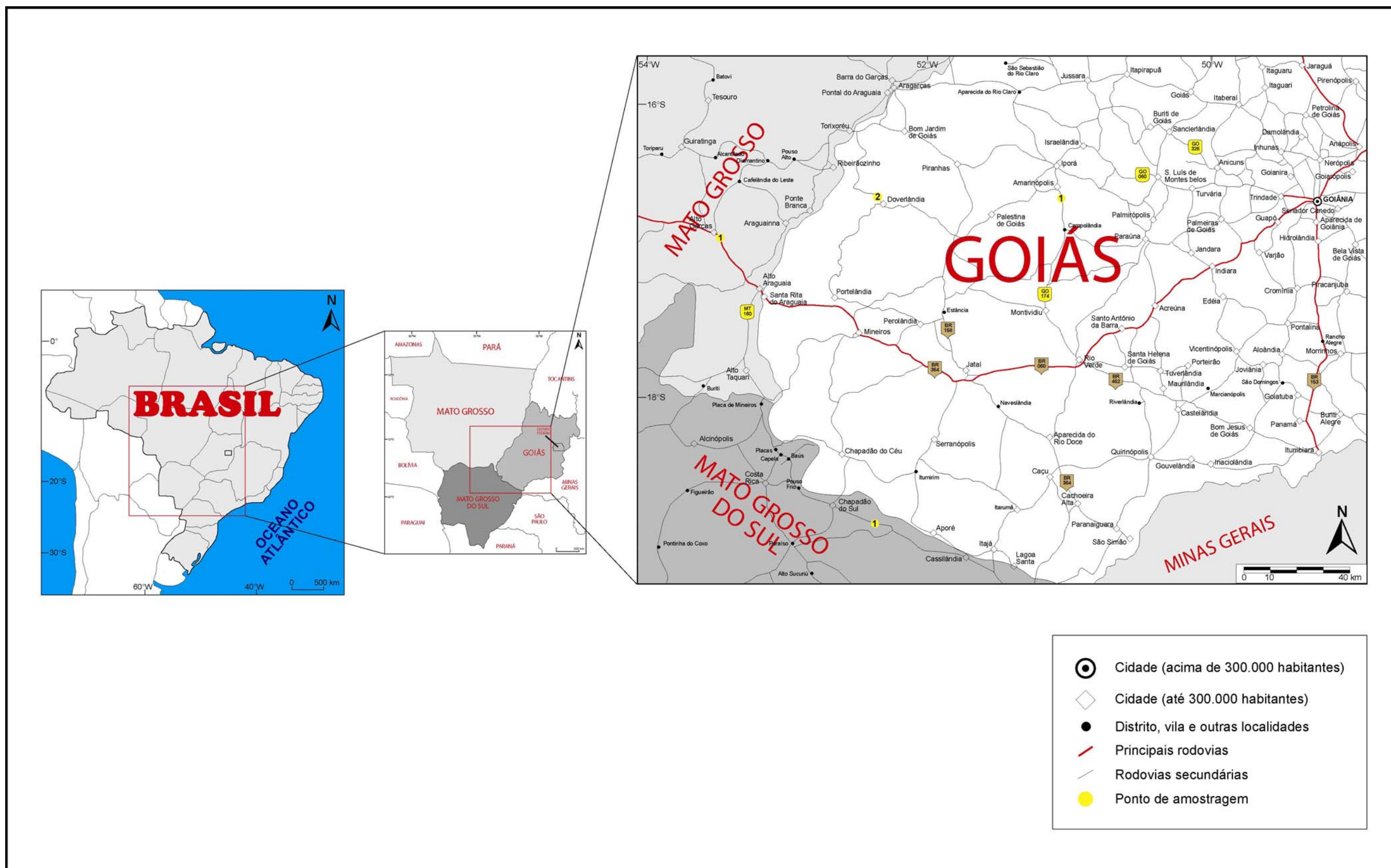


Figura 6 - Mapa de localização das amostras coletadas no estado de Goiás, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso (modif. De Mapa Rodoviário do Brasil, 2002). Ponto 1 – Amostragem da Formação Ponta Grossa, amostras PG-19, PG-23 e PG-24; Ponto 2 – Amostragem da Formação Furnas, amostras F-2, F-14 e F-15.

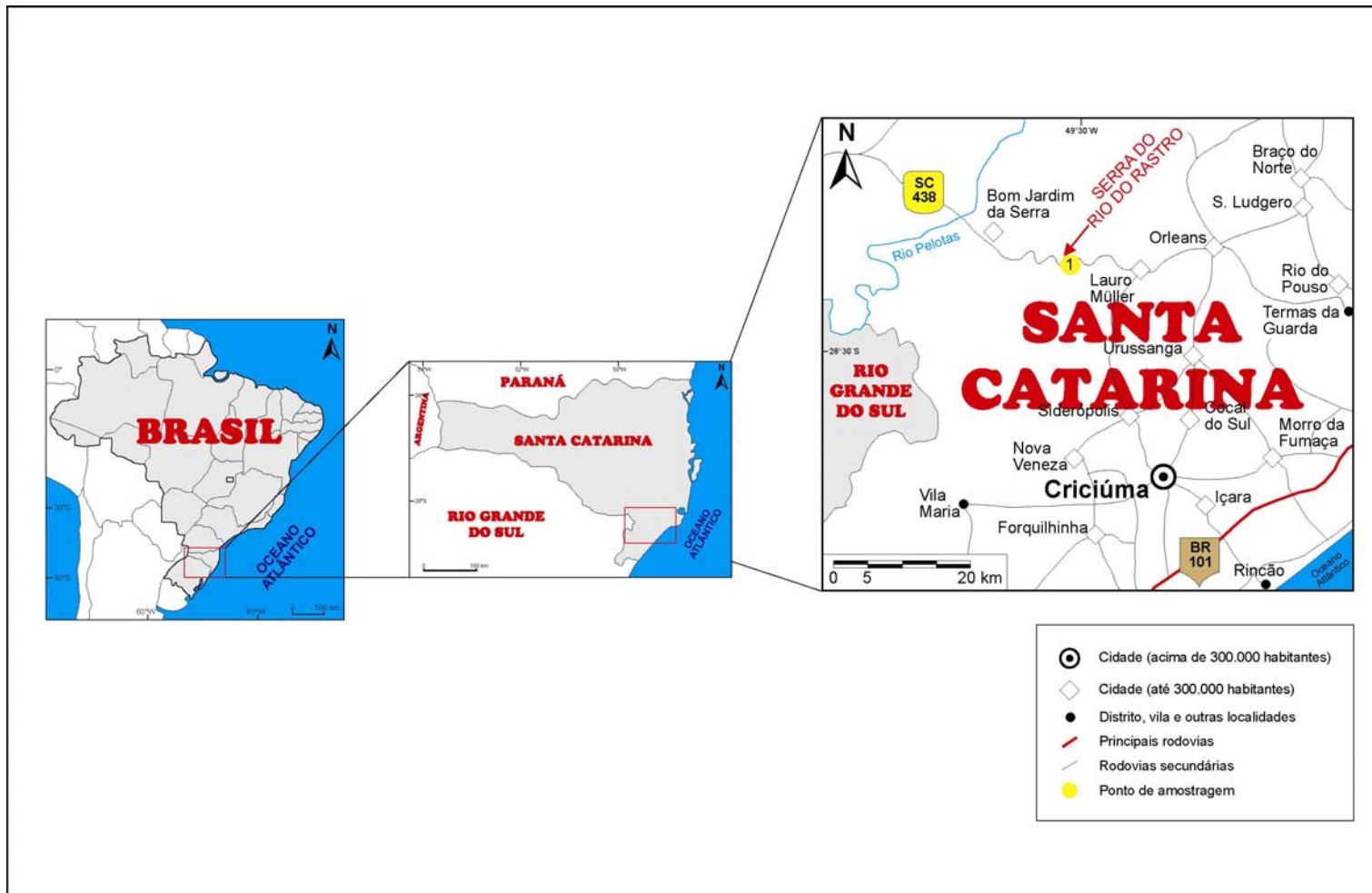


Figura 7 - Mapa de localização das amostras coletadas no estado de Santa Catarina (modif. de Mapa Rodoviário do Brasil, 2002). 1) Ponto de amostragem da Formação Teresina.

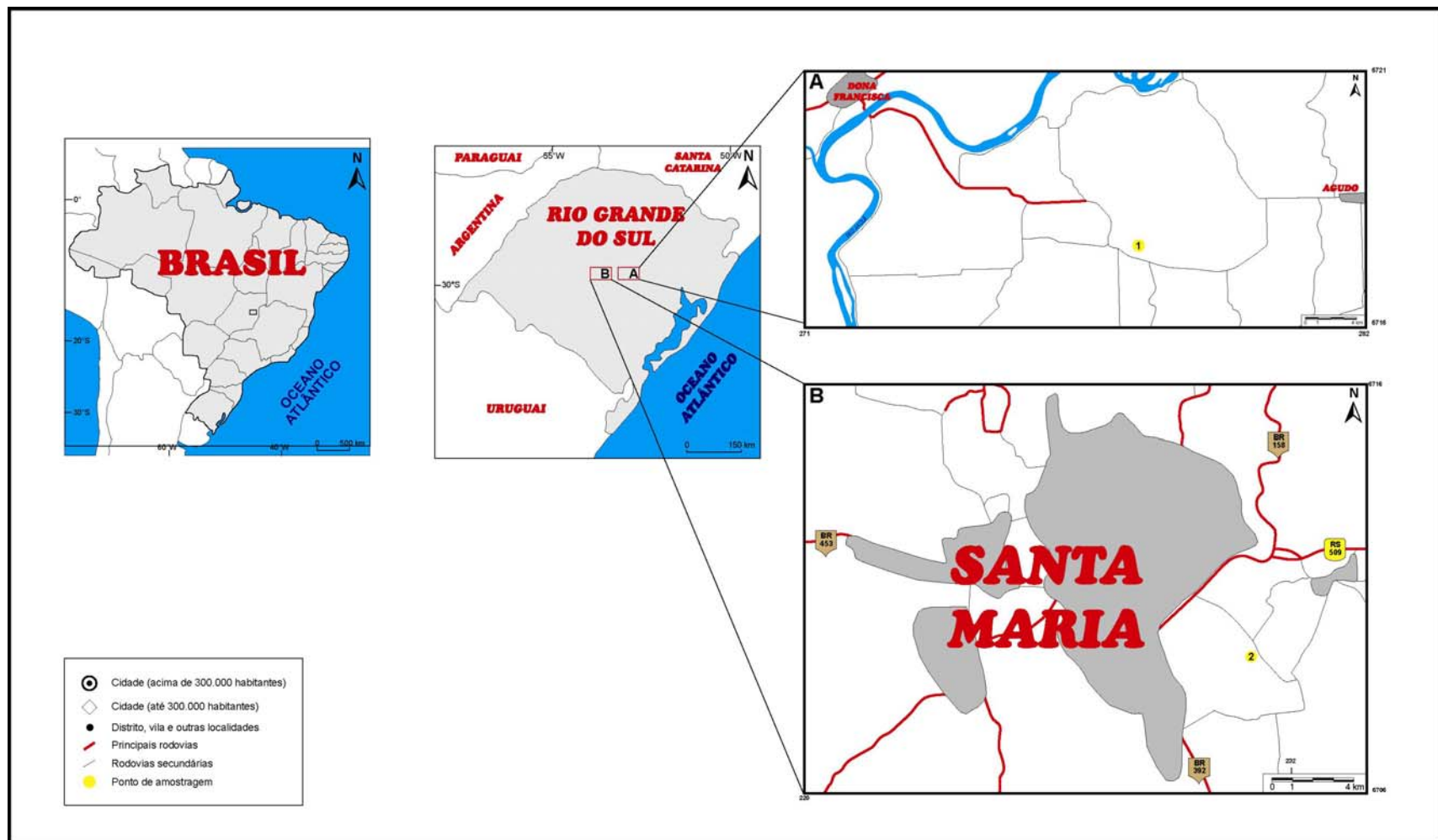


Figura 8 -Mapa de localização das amostras coletadas o estado do Rio Grande do Sul. A) Ponto 1 - Amostragem da Formação Santa Maria, amostras VM-1 a VM-6 (modif. de Carta Topográfica Faxinal do Soturno, 1970); B) Ponto 2 - Amostragem da Formação Santa Maria, amostras VM-7 a VM-12 (modif. de Carta Topográfica Santa Maria, 1980).

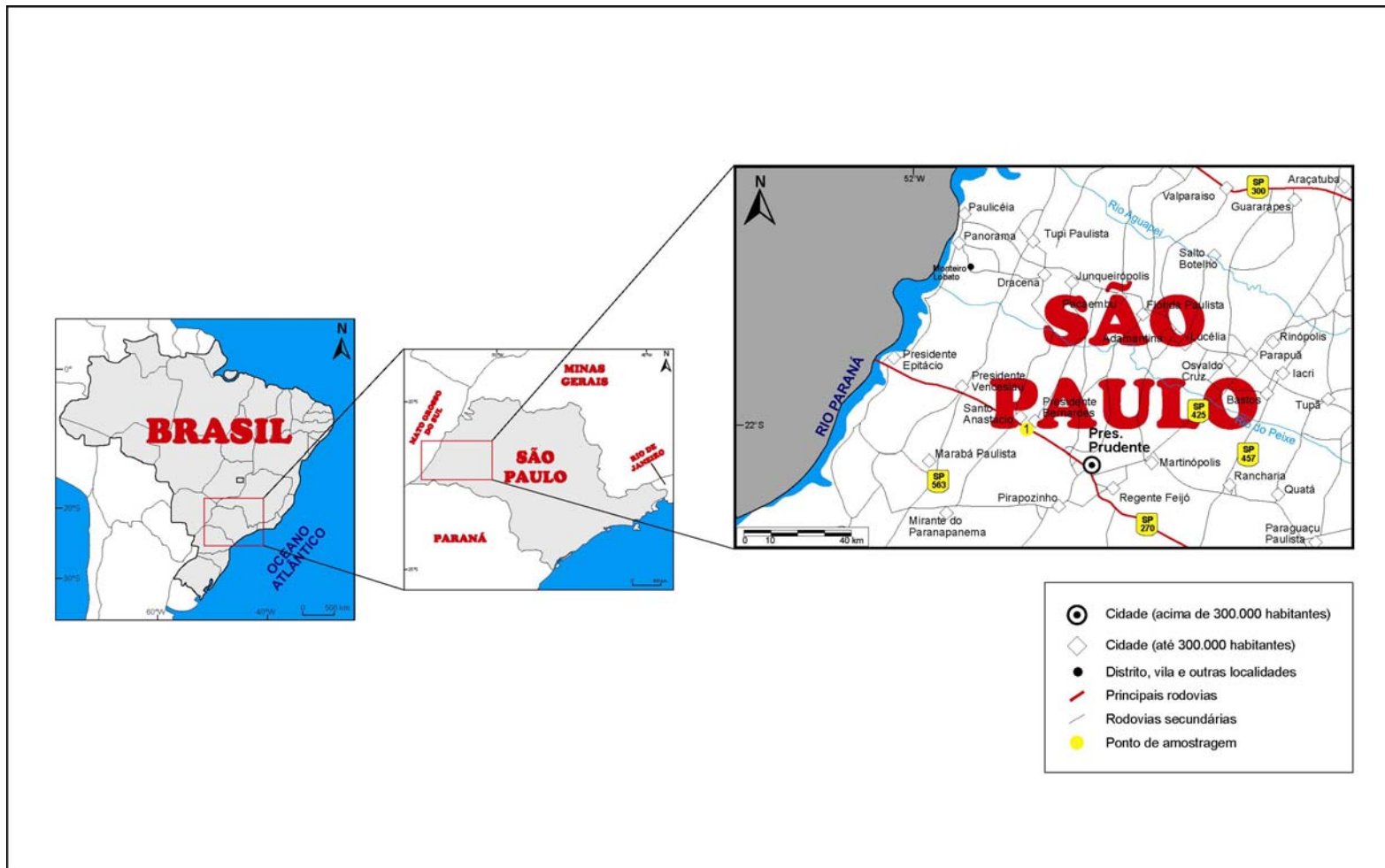


Figura 9 - Mapa de localização das amostras coletadas no estado de São Paulo (modif. de Mapa Rodoviário do Brasil, 2002). 1) Ponto de amostragem do Grupo Bauru.

5. METODOLOGIA

A metodologia utilizada para o tratamento das amostras está esquematizada na figura 10.

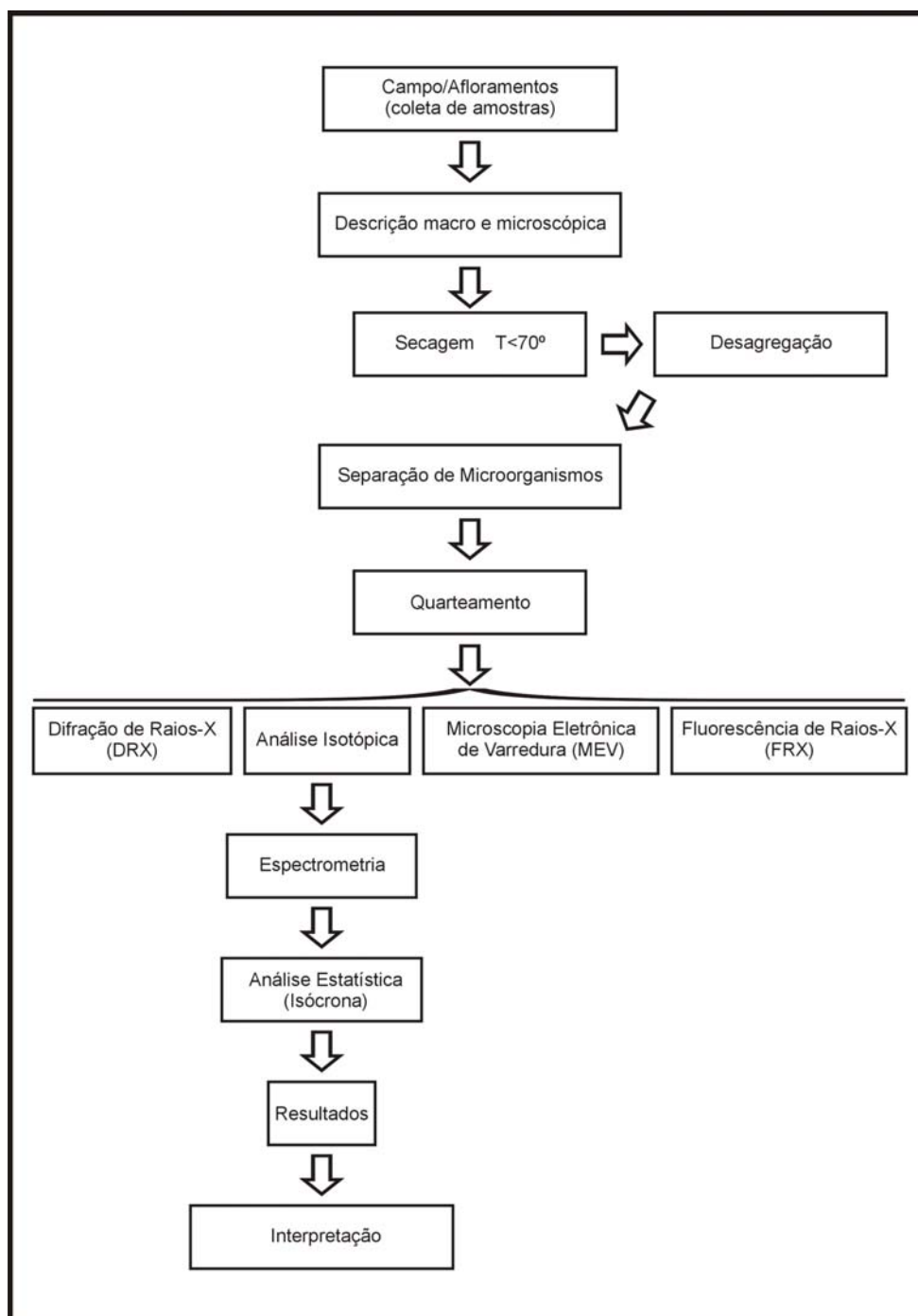


Figura 10 - Fluxograma da metodologia.

5.1. Amostragem e preparação das amostras

No total foram coletadas 59 amostras de rochas sedimentares de diversas unidades da Bacia do Paraná, sendo que em cada ponto foram amostradas de 500 a 700 gramas de rocha no seu estado natural. A amostragem seguiu diferentes esquemas. Inicialmente, foi utilizada a forma convencional (Thomaz Filho & Lima, 1979), onde em cada afloramento, há a coleta de no mínimo quatro amostras, com distanciamento de cerca de 1 m no sentido horizontal e de 10 a 50 cm no sentido vertical (Fig. 11). Posteriormente, utilizaram-se testemunhos de sondagem, privilegiando a amostragem na vertical com maiores espaçamentos. As amostras coletadas foram imediatamente acondicionadas em sacos plásticos e lacrados para evitar possível contaminação e/ou perda de material.

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

Em seguida, procedeu-se à secagem das amostras em estufa com temperatura controlada, atingindo, no máximo, 70°C. Tal procedimento visa evitar riscos de danos na estrutura e, conseqüentemente, possíveis mudanças nas propriedades dos argilominerais. Seguiu-se a desagregação das amostras em gral de ágata, obtendo-se assim a amostra do tipo rocha total. Onde foi necessário, houve subsequente separação dos microorganismos por meio de técnicas de micropaleontologia. Justifica-se a separação das carapaças dos microorganismos, pois estes são formados por calcita e/ou aragonita, que contêm Sr, o que possibilita alterações nos resultados das dosagens desse elemento na amostra de rocha total.

As amostras, sob a forma de rocha total, foram quarteadas para se obter frações destinadas às análises por técnicas de difratometria de raios-X (DRX), de microscopia eletrônica de varredura (MEV), de fluorescência de raios-X (FRX) e de espectrometria de massas.



Figura 11 - Foto ilustrando exemplos de amostragem convencional. A) Amostragem realizada na Serra do Rio do Rastro – Formação Teresina, no sentido horizontal; B) Amostragem na vertical, realizada na Serra do Rio do Rastro – Formação Palermo.

5.2. Difractometria de Raios-X (DRX)

Os grupos de argilominerais presentes nas amostras foram identificados, com base na sua estrutura cristalina, através de técnicas de difratometria de raios-X (DRX). Utilizou-se um difratômetro Siemens D5000 Diffraktometer pertencente ao Laboratório de Difractometria de Raios-X do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, com radiação $K\alpha$ Cu nas condições de 40 kV e 30 mA de corrente de filamento e no intervalo de 2 a 28° (2θ).

A preparação das amostras para DRX se baseou nos procedimentos descritos por Alves (1987), onde inicialmente pulverizam-se as amostras com pistilo em um gral de ágata. Aproximadamente 5 gramas do pó resultante foram dispersos em 50 ml de água destilada e submetidos ao ultra-som, na presença de uma solução de pirofosfato de sódio utilizada como defloculante. Na solução resultante, com o auxílio da centrífuga, separou-se a fração menor que 2 μ m ($FF < 2 \mu$ m). Esta fração é depositada em duas lâminas nas quais os argilominerais são orientados segundo a técnica do esfregaço (Gibbs, 1965). As lâminas assim preparadas são secas em condições naturais.

Analizou-se inicialmente a lâmina seca ao natural (denominada normal). A outra lâmina foi colocada num dessecador contendo etilenoglicol (CH_2OHCH_2OH). O dessecador foi colocado em estufa aquecida a 60°C por 8 horas, obtendo-se então a amostra glicolada. Após a análise no difratômetro desta segunda lâmina, procedeu-se o seu calcinamento por 2 horas em um forno a 500°C com o objetivo de obter a lâmina calcinada. A partir da análise conjunta dos difratogramas obtidos com material normal, glicolado e calcinado, foram reconhecidos, de forma geral, os seguintes argilominerais: illita, caolinita e interestratificado illita-esmectita. Além da fração de quartzo e óxidos de ferro (segundo normas de preparação do Laboratório de Difractometria de Raios-X do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).

5.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Algumas amostras foram analisadas pela técnica da microscopia eletrônica de varredura (MEV), visando a caracterização de evidências morfológicas nos argilominerais que permitam a identificação de possíveis eventos de recristalização ou neoformação.

O microscópio eletrônico de varredura (MVE) utilizado (Jeol JSM-5800) é um equipamento que apresenta profundidade de foco muito superior à dos microscópios óticos comuns. Essa característica, aliada à sua elevada resolução e aumentos que chegam a um milhão de vezes, possibilitam a visualização do tipo de hábito dos argilominerais detríticos e autigênicos. O MEV foi utilizado juntamente com o detector de energia dispersiva (EDS) Noran que permite a microanálise química das fases minerais, e uma identificação mineralógica mais segura.

As amostras foram preparadas segundo o procedimento descrito por Mizusaki (1986) e analisadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Inicialmente, toda a possível matéria orgânica presente na amostra foi extraída através da queima com H₂O₂ (peróxido de hidrogênio). Esse procedimento torna-se indispensável, pois a matéria orgânica vaporiza facilmente por ação de feixe de elétrons, dificultando a análise e contaminando o MEV. Pequenas porções das amostras, isentas de matéria orgânica, são coladas (com esmalte comum incolor) em porta amostras especiais (dimensões de aproximadamente 5X6 mm) e metalizadas.

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

As amostras foram analisadas em aumentos variáveis e documentadas fotograficamente.

5.4. Fluorescência de Raios-X (FRX)

As análises das amostras foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, no aparelho Rigaku Modelo RIX 2000, em condições de 40 kV e 20 mA. As amostras foram preparadas sob a forma de pastilhas prensadas, obtidas a partir de 10 gramas de pó de rocha. Estas pastilhas destinam-se à análise de elementos traços.

Utilizou-se a técnica da Fluorescência de Raios-X no material coletado, visando determinar os valores médios de Rb e Sr. Este método é fundamentado na emissão de energia secundária (fluorescente) quando da excitação dos átomos da amostra por Raios-X. Cristais com espaçamentos conhecidos são utilizados para difratar os Raios-X emitidos. O comportamento dos elementos e a simplicidade do espectro são vantagens que se somam à boa exatidão e reprodutibilidade dos resultados, além de ampla capacidade de detecção (Dutra & Gomes, *apud* Formoso *et al.*, 1984).

A irradiação e excitação dos átomos de uma dada substância por um feixe de Raios-X resulta na produção de radiação secundária (fluorescente), característica dos elementos presentes na amostra. As emissões passam por colimadores que as transformam em um feixe de raios paralelos, que irá incidir sobre a superfície plana de um cristal analisador. Os Raios-X são então difratados pelos cristais, segundo a *Lei de Bragg* ($n\lambda = 2d \sin \theta$). Conhecendo-se as intensidades dessas radiações, é possível determinar a quantidade relativa do Rb e do Sr.

5.5. Espectrometria de massas

As amostras foram analisadas por espectrometria de massas visando definição para os sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd. O primeiro sistema (Rb-Sr) foi proposto com vistas à obtenção da idade deposicional das unidades sedimentares estudadas e características relacionadas ao ambiente deposicional. O segundo, pode fornecer informações das possíveis áreas fonte dos sedimentos.

5.5.1. Método Radiométrico Rb-Sr

O rubídio (Rb) juntamente com o lítio (Li), sódio (Na), potássio (K), célio (Cs) e frâncio (Fr) compõe o grupo 1 (metais alcalinos) da tabela periódica. Trata-se de um elemento químico que, na natureza, não forma minerais próprios. Assim sendo, sempre é encontrado como impureza nos minerais potássicos (muscovita, biotita, lepidolita e feldspato potássico). Esse comportamento resulta do fato do raio iônico do Rb (1,48 Å) ser muito semelhante ao do raio do K (o do Rb é cerca de 11% maior do que o do K). O Rb apresenta propriedades mais alcalinas do que o K, fato esse importante quando da adsorção desses elementos pelos argilominerais. Ele apresenta dois isótopos de ocorrência natural: ^{85}Rb (isótopo estável) e ^{87}Rb (isótopo instável).

O estrôncio (Sr) é um elemento químico do grupo 2 da tabela periódica, que inclui os elementos alcalinos terrosos: berílio (Be), cálcio (Ca), bário (Ba) e rádio (Ra). O raio iônico do Sr (1,13 Å) tem valor próximo do íon Ca (0,99 Å), sendo o Sr aproximadamente 13% maior que o Ca. Assim sendo torna-se possível a substituição do íon Ca pelo íon Sr em minerais como plagioclásio, apatita e calcita. O elemento Sr pode formar diversos minerais próprios, dos quais somente a estroncianita (SrCO_3) e a celestita (SrSO_4) são volumetricamente importantes. O Sr apresenta quatro isótopos de ocorrência natural: ^{84}Sr , ^{86}Sr e ^{88}Sr isótopos não radiogênicos e ^{87}Sr isótopo radiogênico.

O método radiométrico Rb-Sr se relaciona ao processo de desintegração radioativa de um isótopo pai ou radioativo (Rb de massa 87), que se transforma em um isótopo filho ou radiogênico (Sr de massa 87). Este decaimento radioativo se processa segundo uma constante de decaimento λ , de valor conhecido, da ordem de $1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$, que corresponde a uma meia-vida de 48,8 Ga no caso do ^{87}Rb .

O método radiométrico Rb-Sr é tradicionalmente aplicado para determinação de idades absolutas de rochas ígneas, devido as condições de formação deste

material serem em alta temperatura. No caso da cristalização de um magma, o ^{87}Sr radiogênico possui considerável mobilidade, e migra entre as fases minerais enquanto a temperatura for superior a 300 ou 350°C. Como resultado, ocorre um fenômeno chamado “homogeneização isotópica” do Sr, o qual é interrompido pelo resfriamento da rocha considerada. Assim, a idade Rb-Sr estará relacionada a este processo de fechamento do sistema obtido no evento de cristalização da rocha. Uma particularidade que deve ser levada em consideração reside no fato de que em qualquer processo de cristalização a partir de um magma, existem quantidades de Sr inicial, que conferem àquele sistema uma proporção isotópica ou razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Assim, para rochas cuja razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for conhecida ou convencional, análises individuais fornecem a idade convencional da amostra. Alternativamente, se o conhecimento das condições de geração do magma não for preciso, não podem ser arbitradas razões isotópicas iniciais, e a idade resultará da linha de melhor ajuste entre diversos pontos plotados num “diagrama isocrônico” (Fig. 12), que possui no eixo X as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e no eixo Y as proporções $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras consideradas.

No ambiente sedimentar, caracterizado por temperaturas mais baixas, o comportamento dos íons de Rb e Sr é diferenciado. O Rb é mais facilmente adsorvido pelos argilominerais, enquanto que o Sr tende a ser liberado da estrutura cristalina dos minerais para os fluidos intersticiais. Supõe-se que esta característica favoreça o processo de uniformização isotópica do Sr (ou seja, a homogeneização isotópica em ambiente sedimentar), no momento da deposição dos sedimentos numa determinada bacia (Compston & Pidgeon, 1962; Faure, 1986), condição necessária para a datação radiométrica Rb-Sr.

Considerando-se válida a suposição da uniformização isotópica do Sr nos sedimentos, no momento da deposição, o sucesso de uma datação radiométrica pelo método Rb-Sr em rochas sedimentares resulta, como salientam Mizusaki (1992) e Mizusaki *et al.* (1998), da obtenção das amostras com alto teor de fração argila, composta por argilominerais expansivos como a esmectita e o interestratificado illita-esmectita, e de uma amostragem de preferência segundo as recomendações de Thomaz Filho & Lima (1979).

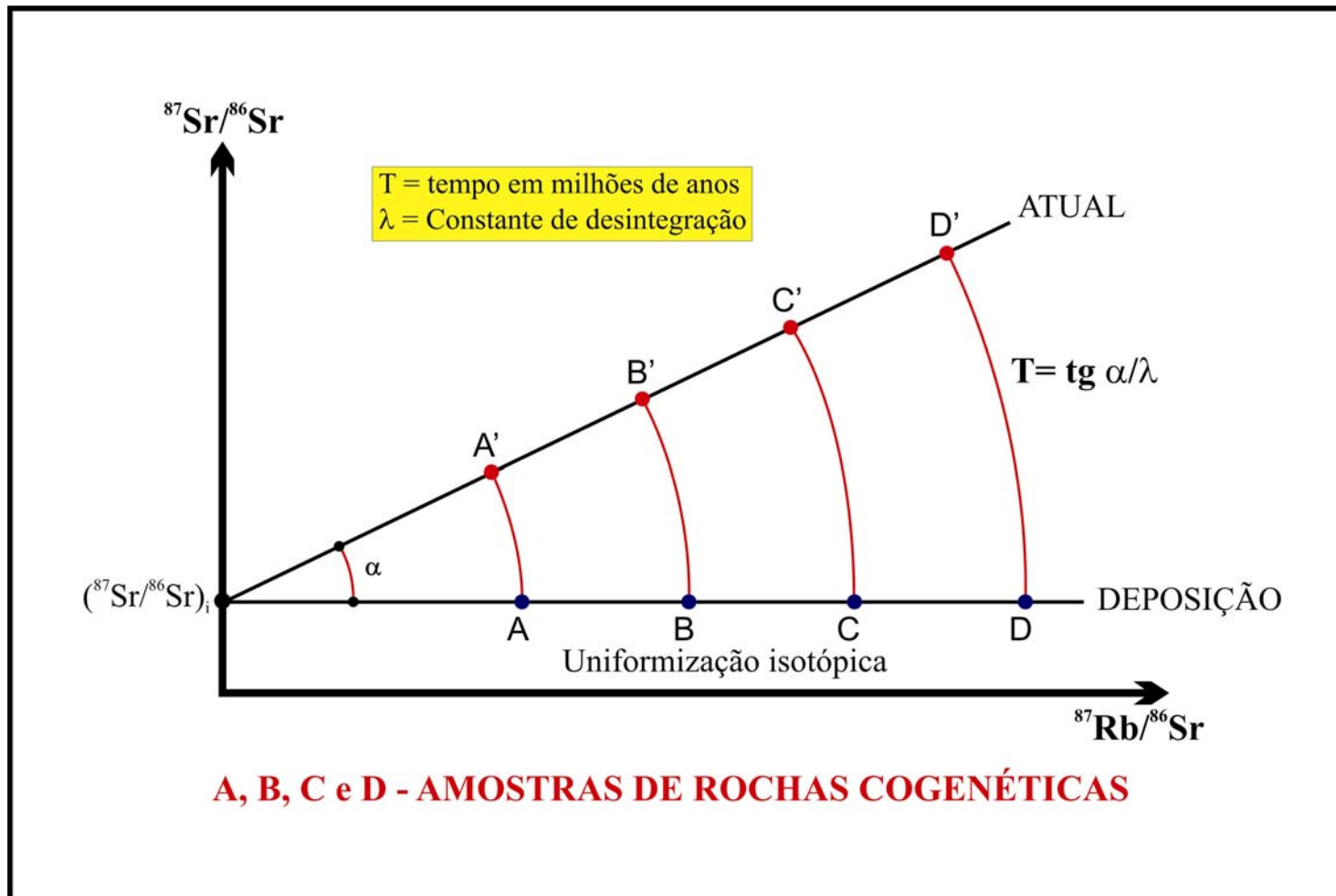


Figura 12 - Modelo de construção de um diagrama isocrônico (modif. de Mizusaki, 1992).

5.5.2. Método Radiométrico Sm-Nd

O sistema Sm-Nd tem por base o decaimento de um isótopo radioativo de samário (^{147}Sm) para um isótopo radiogênico de neodímio (^{143}Nd) por emissão de partículas α . O decaimento ocorre à taxa muito lenta, com uma meia-vida de 106 Ga, ou seja, mais de 23 vezes a idade da Terra.

Tanto o Sm como o Nd são elementos do grupo terras raras (ETR) intermediários. O alto estado de valência de praticamente todos os ETR (geralmente +3, com exceção do Ce e Eu), somada à tendência de hidrólização do íon, faz com que os ETR estabeleçam ligações fortes (covalentes) com os ânions aos quais estão combinados. Estas características fazem com que estes elementos tenham baixa taxa de solubilidade e mobilização e, portanto, não sofram modificações substanciais devido a processos de alteração, intemperismo e diagênese. Além disso, os ETR são refratários e por esta razão, estima-se que as suas concentrações a Terra Global (*Bulk Earth – BE*) são próximas às medidas das concentrações em meteoritos condríticos.

Devido a estas características, o sistema Sm-Nd pode auxiliar na determinação do tempo que uma determinada rocha reside na crosta. Este modelo considera a evolução de uma rocha por fusão parcial a partir de um reservatório condrítico, denominado CHUR, gerando dois outros reservatórios: um reservatório empobrecido em elementos “magmatófilos”, o manto depletado (DM) e um reservatório enriquecido nestes elementos, as rochas crustais (CR). Dessa forma, pode-se calcular a idade de formação da rocha crustal em relação:

- ao reservatório CHUR (T_{CHUR}), baseando-se na afirmação que a evolução do Sm-Nd no manto é similar a evolução desse sistema em meteoritos condríticos;
- ao DM (T_{DM}), assumindo-se que o Sm-Nd evolui em um manto que se torna empobrecido em elementos incompatíveis devido às várias fusões causadas pela formação e extração da crosta. Este cálculo é realizado a partir da seguinte equação 1:

$$T_{\text{DM}} = (1/\lambda) \cdot \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right] \quad (1)$$

Onde as razões isotópicas da amostra e do DM são as razões atuais. Alternadamente pode-se substituir o DM por CHUR e calcular o tempo de formação da rocha em relação ao CHUR.

Da mesma forma, pode-se calcular o desvio da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre a rocha considerada e o reservatório CHUR (ou reservatório DM) em um determinado tempo t . Este tempo pode ser uma idade qualquer, que geralmente é assumida como sendo a idade de cristalização da rocha. Este desvio é definido com ϵNd e calculado através da expressão 2:

$$\epsilon\text{Nd}(t) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - 1}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(t)} \right] \times 10^4 \quad (2)$$

Para todos estes cálculos, é necessário estimar a composição do manto empobrecido (DM). Para isto, existem vários modelos que dependem de fatores como: a idade considerada para a formação da crosta; se a formação da crosta foi contínua ou episódica, ou se deve ser considerada ou não a existência de uma heterogeneidade no manto primordial. Sendo assim, o modelo escolhido deve ser mencionado durante qualquer trabalho isotópico. O Laboratório de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul utiliza o modelo proposto por DePaolo (1981) por ser um modelo mais amplamente utilizado. Neste caso, o DM é considerado como uma média das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de MORB (basalto de cordilheiras meso-oceânicas) iguais a 0,222 e 0,513114, respectivamente. Já para o CHUR, considera-se 0,512638 e 0,1967 para as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, e que são idênticas às da Terra Global.

Devido às características geoquímicas do Sm e do Nd supra citadas, a idade modelo calculada (seja T_{CHUR} , T_{DM} , ou por qualquer outro modelo de evolução da Terra) não é afetada pelos processos de intemperismo, uma vez que a rocha está colocada na crosta. Por esta razão, a idade modelo (T_{DM}) pode ser utilizada para estudos de proveniência dos sedimentos (McDaniel *et al.*, 1997; Goldstein *et al.*, 1997). Se as rochas sedimentares estudadas foram originadas de uma fonte apenas, o T_{DM} destas rochas será idêntico ao da fonte dos seus sedimentos. Caso haja mais de uma fonte, o valor de T_{DM} obtido para a rocha sedimentar situar-se-á dentro de uma linha de mistura entre valores de T_{DM} das possíveis fontes de seus sedimentos.

Além do T_{DM} , pode-se também utilizar o ϵ_{Nd} relativo ao CHUR, mas neste caso, necessita inferir uma idade ao qual este fator está sendo calculado. O ϵ_{Nd} se torna uma ferramenta ainda mais poderosa, quando associado ao T_{DM} , pois com esse fator, pode-se distinguir a origem das rochas fonte dos sedimentos. ϵ_{Nd} positivos geralmente são associados a rochas oriundas por fusão mantélica do manto DM, enquanto que ϵ_{Nd} negativo refletem rochas oriundas de fusão, retrabalhamento ou contaminação crustal. Sendo assim, ao se ter dúvidas sobre duas rochas de T_{DM} idênticos que poderiam ser fontes dos sedimentos de uma determinada bacia, pode-se analisar o ϵ_{Nd} para verificar se há alguma diferença.

Um outro fator que pode ser utilizado na diferenciação de áreas-fonte é a fSm/Nd , que relaciona as razões entre o isótopo radioativo ^{147}Sm pelo radiogênico ^{144}Nd em relação ao CHUR (Equação 3):

$$fSmNd = \left[\frac{^{147}Nd/^{144}Nd_{amostra}(t) - 1}{^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR} (= 0.1967)} \right] - 1 \quad (3)$$

5.5.3. Análise Isotópica

Para a obtenção destas análises, foram realizados trabalhos laboratoriais no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sendo estes divididos em quatro fases: pesagem (1), abertura (2), separação química (3) e espectrometria de massa (4).

Na pesagem (1) de cada amostra, foi utilizada uma balança com precisão de cinco casas decimais. Inicialmente, foi definido o peso de um recipiente plástico de teflon (Savilex) com capacidade de 15 ml e de um papel especial para pesagem. Terminado este procedimento, foi pesado aproximadamente um grama de amostra no papel especial e esta foi transferida para o Savilex, sendo posteriormente o conjunto amostra + Savilex pesado. Neste conjunto, adicionou-se 0,1 ml do traçador (*spike*) mixto $^{87}Rb/^{84}Sr$ (RS 5), pesou-se, e, por fim, colocou-se 0,1 ml do traçador mixto $^{149}Sm/^{150}Nd$ (RS 1). Este conjunto (amostra + Savilex + traçador RS 5 + traçador RS 1) foi novamente pesado.

Após a fase 1, iniciou-se o processo de abertura (2) das amostras (Fig. 13).

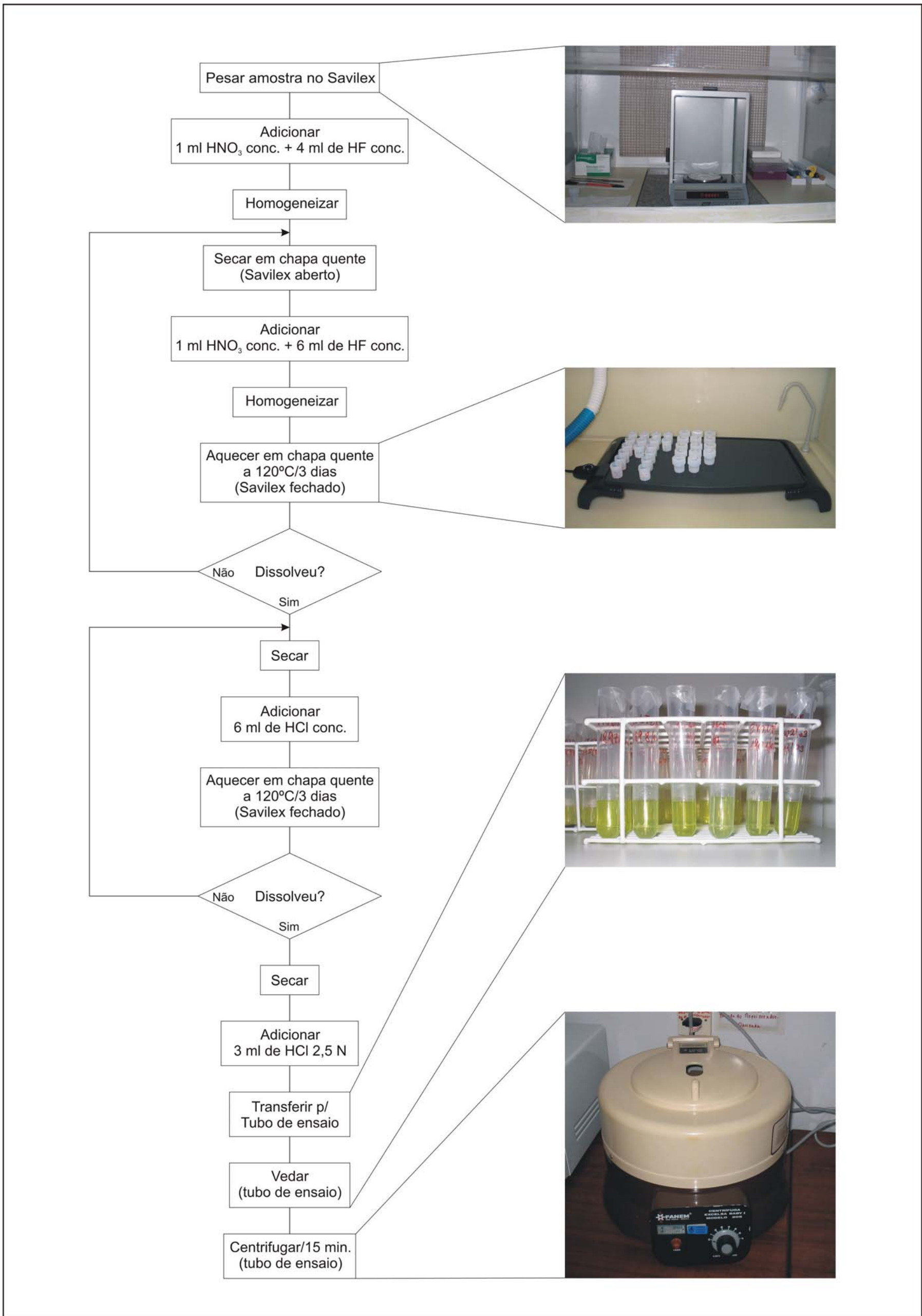


Figura 13 - Fluxograma do processo de abertura de amostra.

Neste estágio, acrescentou-se 1 ml de ácido nítrico (HNO_3) e 4 ml de ácido fluorídrico (HF), ambos concentrados, no Savilex preparado na fase 1 e homogeneizou-se a mistura. O Savilex (aberto) foi colocado em processo de secagem na chapa elétrica (Fig. 14) com temperatura inferior a 125°C para evitar que a mistura, aí contida, borbulhe. Concluída a secagem, adicionou-se 1ml de ácido nítrico (HNO_3) e 6ml de ácido fluorídrico (HF), ambos concentrados, no resíduo, homogeneizou-se e o Savilex (fechado) foi novamente colocado na chapa quente pelo período de três dias. Então, o Savilex foi aberto e processou-se a secagem. Depois deste processo de secagem, adicionou-se 7 ml de ácido clorídrico (HCl) 6N no resíduo e homogeneizou-se. Novamente, o Savilex foi colocado fechado na chapa quente e aí permaneceu por mais três dias, quando foi aberto e posto para secar. Por fim, concluída esta última etapa de secagem, adicionou-se 3 ml de ácido clorídrico (HCl) 2,5N no resíduo, homogeneizou-se a mistura, obtendo-se a chamada *solução de amostra*. Esta solução foi transferida para um tubo de ensaio plástico, que foi vedado com parafilme e permaneceu por quinze minutos na Centrifuga Excelsa Baby I modelo 206.



Figura 14 - Chapa quente com savilex.

A fase de separação química (3) propriamente dita foi dividida em: i) coleta das alíquotas de Rb, Sr e elementos terras raras (ETR); ii) coleta das alíquotas de Sm e Nd.

A primeira parte (i) foi realizada nas colunas de Rb-Sr (Fig. 15) que contêm uma resina catiônica AG-50W-X8 de 200 a 400 mesh (Fig. 16). Para tanto, condicionou-se a resina das colunas, adicionando-se 20 ml de ácido clorídrico (HCl) 2,5N. Em seguida, acrescentou-se 1 ml da solução de amostra nas colunas (preparada na fase 2). E adicionou-se por três vezes seguidas 1 ml de ácido clorídrico (HCl) 2,5N e depois mais 12 ml do mesmo ácido. Este procedimento visa a eluição da amostra, sendo que todos os eluidos obtidos até este momento devem ser desprezados. Findo este processo, chamado de *lavagem* da amostra, iniciou-se a coleta da alíquota de Rb em Savilex (7 ml) através de nova adição de 6ml de ácido clorídrico (HCl) 2,5N nas colunas. Depois da coleta da alíquota de Rb no Savilex, foram adicionadas duas gotas de ácido nítrico (HNO₃) 7N. O Savilex (alíquota de Rb + ácido) aberto foi seco na chapa quente.

Nas colunas inicia-se nova fase de separação, quando são colocados 17 ml de ácido clorídrico (HCl) 2,5N que serão desprezados. Concluída a *passagem* destes 17 ml, pôde-se começar a coleta da alíquota de Sr pela adição de 14 ml de ácido clorídrico (HCl) 2,5N (serão coletados em Savilex de 15 ml). No Savilex (alíquota de Sr + ácido) foram adicionadas duas gotas de ácido nítrico (HNO₃) 7N. O Savilex aberto, foi colocado em processo de secagem.

No último processo de separação (ETR), colocou-se nas colunas 7 ml de ácido clorídrico (HCl) 6N. Finalizada a *passagem* dos 7 ml, iniciou-se a coleta da alíquota dos ETR em Savilex (15 ml) através da adição de 15 ml de ácido clorídrico (HCl) 6N nas colunas. Finda a coleta, duas gotas de ácido nítrico (HNO₃) 7N foram adicionadas no material coletado; Savilex aberto foi colocado em processo de secagem.

Por fim, descompactou-se a resina das colunas ao acrescentar-se 5 ml de ácido clorídrico (HCl) 6N e agitá-las, e logo adicionou-se mais 15 ml do mesmo ácido para a sua *lavagem*. Após a *passagem* do ácido na resina, as colunas foram postas em repouso dentro de um tubo de ensaio com ácido clorídrico (HCl) 6N.

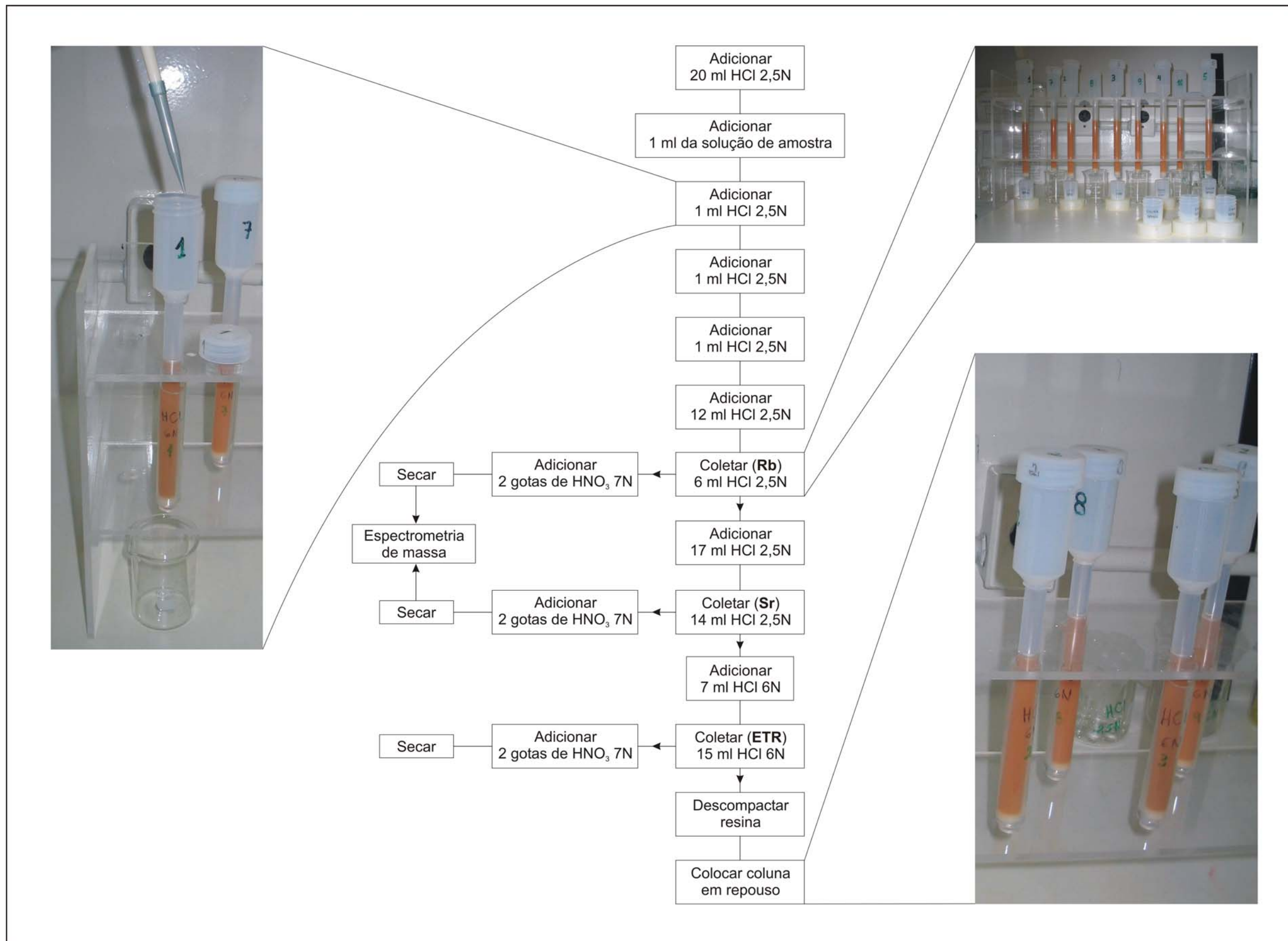


Figura 15 - Fluxograma da separação química das colunas de Rb-Sr.



Figura 16 - Colunas de Rb-Sr.

A segunda parte (ii) da separação química foi realizada nas colunas de Sm/Nd (Fig. 17) preenchidas por uma resina aniônica LN-B50-A de 100 a 200 μm (Fig. 18). O processo se iniciou quando os Savilex onde foram coletados os elementos terras raras (ETR) ficaram completamente secos. Adicionou-se 0,2 ml de ácido clorídrico (HCl) 0,18N no resíduo aí contido, obtendo-se a chamada solução de amostra de ETR. Paralelamente, colocou-se 10 ml de ácido clorídrico (HCl) 6N nas colunas para umedecer a resina e em seguida por duas vezes foram adicionados 2 ml de ácido clorídrico (HCl) 0,18N, com a finalidade do condicionamento da mesma. Depois, adicionou-se 0,2 ml da solução da amostra de ETR (do Savilex) e por três vezes seguidas, colocou-se 0,2 ml de ácido clorídrico (HCl) 0,18N e, uma vez, 14 ml do mesmo ácido nas colunas para eluição das amostras. Terminado este processo, iniciou-se a coleta da alíquota de Nd em Savilex (15 ml) adicionando-se 11 ml de ácido clorídrico (HCl) 0,18N. No Savilex contendo a alíquota de Nd, colocaram-se duas gotas de ácido nítrico (HNO_3) 7N e iniciou-se a secagem.

Para a separação do Sm, foram adicionados 2 ml de ácido clorídrico (HCl) 0,5N nas colunas. Após a *passagem* dos 2 ml pela resina, começou-se a coleta da alíquota de Sm em Savilex (7 ml) acrescentando-se 4 ml de ácido clorídrico (HCl) 0,5N. No Savilex contendo esta alíquota, colocaram-se duas gotas de ácido nítrico (HNO_3) 7N e como nas fases anteriores iniciou-se o processo de secagem.

Também após esta separação, a resina das colunas foi umedecida pela adição de 10ml de ácido clorídrico (HCl) 6N e após a *passagem* destes, elas foram postas em repouso dentro de tubos de ensaio com ácido clorídrico (HCl) 6N.

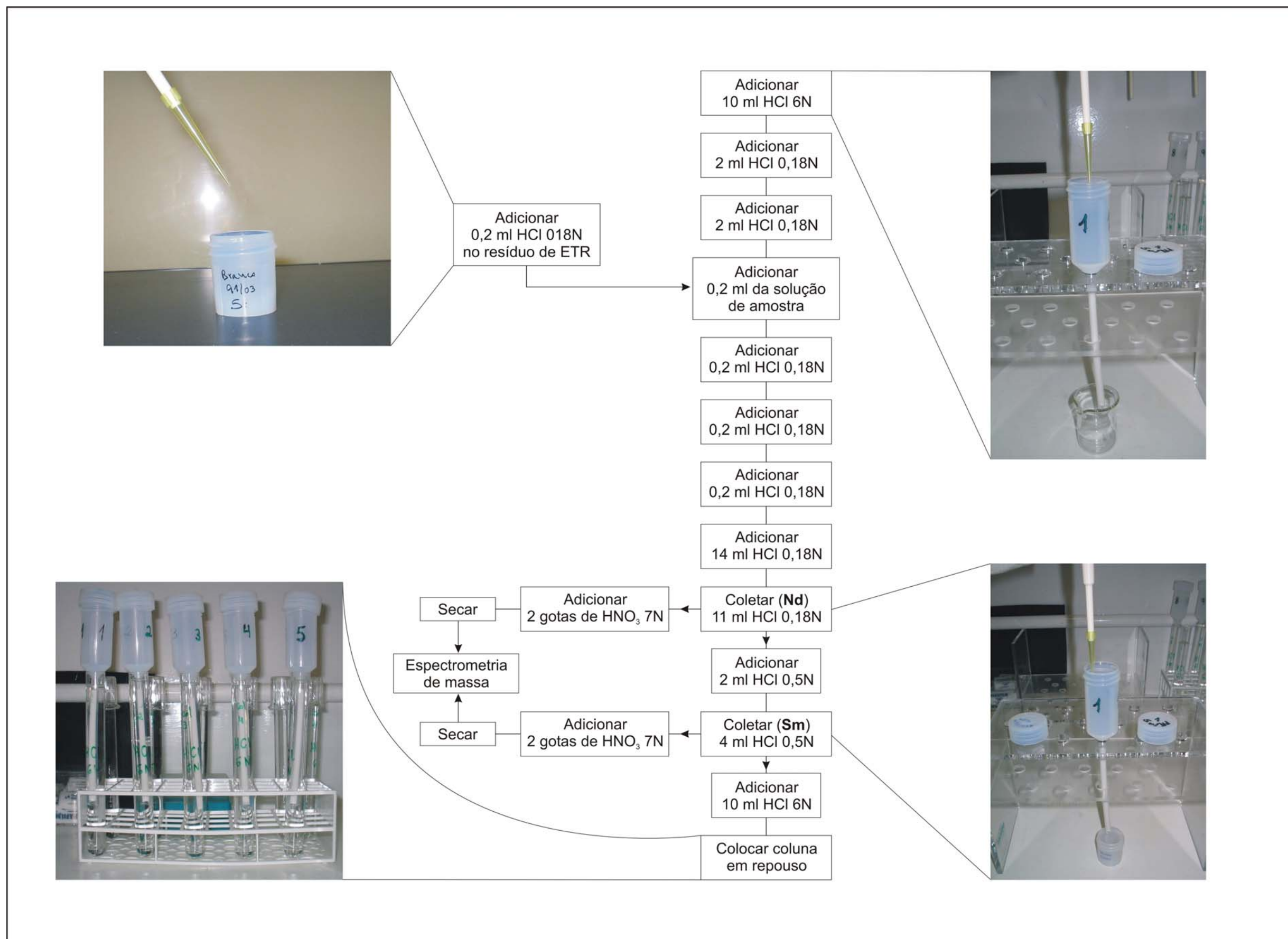


Figura 17 - Fluxograma da separação químicas nas colunas de Sm-Nd.



Figura 18 - Colunas de Sm-Nd.

Concluída a fase de separação química (i e ii) os Savilex contendo as alíquotas de Rb, Sr, Sm e Nd, foram totalmente secos e levados para a sala de espectrometria de massa do Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências onde foram determinadas as razões isotópicas em um espectrômetro Micromass VG SECTOR 54 Multi-collector (Fig. 19). Os elementos separados foram depositados em filamentos apropriados (simples de Ta para Rb, Sr, Sm e triplo de Ta, Re, Ta para Nd) com ácido fosfórico (H_3PO_4) 0,25N e analisados no chamado *modo estático*. Foram medidas 100 razões com feixe de íons da ordem de 1 V e com precisão externa baseada em padrão interno que é medido repetidamente sendo da ordem de 20 ppm (1 desvio padrão).

Todas as análises foram ajustadas baseando-se nos padrões interno e externo NBS-987 (Carbonato de Estrôncio), com média de $0,71026 \pm 0,000014$ e La Jolla Nd, com média de $0,511859 \pm 0,00001$. Durante as separações químicas processadas, os brancos de Sr e Sm, foram inferiores a 150 pg enquanto que os de Rb e Nd foram menores que 750 pg, valores considerados ideais.



Figura 19 - Espectrômetro de massas.

5.6. Análise Estatística

Os valores das razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinados na fase de espectrometria foram plotadas em um gráfico denominado “diagrama isocrônico” (ver Fig. 12), no qual o eixo das ordenadas representa as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o eixo das abscissas contém os valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. A inclinação da reta que melhor se ajusta aos pontos plotados neste gráfico representa a idade obtida para este sistema.

Para o cálculo da idade através do método Rb-Sr foram utilizados dois tipos de programa estatístico. O primeiro utilizado foi o modelo estatístico de Williamson (1968), que efetua uma regressão por mínimos quadrados.

O outro tipo de abordagem estatística foi utilizado no programa Isoplot[®], fornecido pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP), no qual a regressão utiliza o algoritmo de York (1969), com propagação de erros segundo o algoritmo de Titterton & Halliday (1979). Inseridos os dados das razões isotópicas, o programa calcula a probabilidade de ajuste segundo um “Modelo 1”, que considera que os erros associados aos valores são a única razão pela qual os pontos se afastam da linha de melhor ajuste fornecendo então pesos para os valores conforme o inverso do quadrado de seus erros. Se a probabilidade de ajuste do “Modelo 1” é inferior a 15%, o programa sugere o cálculo pelo “Modelo 3”, que considera que o afastamento dos pontos em relação à linha de melhor ajuste é

causada também por uma variável desconhecida, porém de distribuição normal dos valores de Y (McIntyre *et al.*, 1966).

Com relação aos resultados obtidos na análise Sm-Nd ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), as idades modelo T_{DM} foram calculadas usando o modelo de DePaolo (1981) e apresentam imprecisões da ordem de 0,1 Ga.

6. RESULTADOS OBTIDOS

6.1. Artigo I

O MÉTODO RADIOMÉTRICO Rb-Sr APLICADO EM ROCHAS SEDIMENTARES -
O EXEMPLO DA BACIA DO PARANÁ, BRASIL.

Autores: Diogo Rodrigues Andrade da Silva, Ana Maria Pimentel Mizusaki, Sylvia Maria Couto dos Anjos e Rommulo Vieira Conceição.

Revista publicada: Pesquisas em Geociências, 2005 (artigo submetido).

Este artigo aborda a aplicação do método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares da Bacia do Paraná, visando o aprimoramento da metodologia para obtenção de idades deposicionais. Nesse trabalho, foram estudadas diversas unidades sedimentares da Bacia com características mineralógicas e deposicionais diversas e privilegiando diferentes formas de amostragem.

A amostragem diversificada teve como objetivo ver o alcance que esta ferramenta apresenta quando utilizada sem seguir alguns critérios recomendados por Thomaz Filho & Lima (1979).

A partir dos resultados obtidos para estas unidades estudadas, nota-se que o método Rb-Sr é viável não só para as unidades onde foram seguidos critérios de amostragem recomendados por Thomaz Filho & Lima (1979), mas também em outras situações diversas de amostragem, de mineralogia e de ambiente deposicional.

Os resultados obtidos encontram-se de forma resumida na Tabela 2.

Estes resultados apresentados na tabela 2 podem ser conferidos com uma interpretação completa neste artigo submetido à revista Pesquisa em Geociências (Página 48).

Tabela 2 - Síntese dos resultados obtido pela metodologia Rb-Sr (B = bentonita, C = clorita, C/S = interestratificado clorita/esmectita, I = illita, I/S = interestratificado illita/esmectita, K = caolinita, Q = quartzo, tr = traço, (1) = perfil 1 e (2) = perfil 2).

Unidades	Amostragem	Granulometria	Mineralogia (FF < 2 µm)	Ambiente Deposicional	Idade (Ma)	Isócrona (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Iapó	Não convencional	Argilosa	K, I, Q e I/S	Glacial	Ordoviciano Superior (433-460)	460 ± 14 459,8 ± 13,9	82-210	15-384	0,66-41,77	0,71326 ± 0,00023 0,71326 ± 0,00024	0,717-1,103
Furnas	Não Convencional	Siltico-argilosa	K, I e I/S (tr)	Flúvio-eólico	Devoniano Inferior (397-416)	556 ± 48 556,4 ± 49,6	59-83	51-81	2,8-4,0	0,7159 ± 0,0024 0,71588 ± 0,00243	0,738-0,7476
Ponta Grossa	Convencional/ testemunho	Siltico-argilosa	I/S, I e K	Marinho	Devoniano Ensiano- Fransiano (374-407)	390,9 ± 19,6	86-237	72-180	0,738-6,98	0,71583 ± 0,00133	0,713-0,756
Itararé	Convencional	Argilosa	B, I e Q	“cinza”	Permiano Inferior (270-299)	271,8 ± 36,4	38-63	24-70	2,44-5,45	0,72256 ± 0,00194	0,733-0,741
Teresina	Convencional	Siltico-argilosa	C, I e C/S (tr)	Marinho	Permiano Superior (251-260)	-	127-237	90-100	3,73-7,58	-	0,732-0,734
Santa Maria	Convencional	Siltica	I, I/S e Q	Fluvial	Triássico Superior Landiano- Eonoriano (216-237)	265,8 ± 18,9 (1) 226,9 ± 63,7 (2)	103-119 (1) 85-133 (2)	85-133 (1) 109-163 (2)	2,36-4,03 (1) 1,83-2,55 (2)	0,71277 ± 0,00083 (1) 0,71339 ± 0,0019 (2)	0,721-0,728 (1) 0,719-0,722 (2)
Bauru	Não Convencional	Siltica	I/S, I e Q	Flúvio-aluvial	Cretáceo Cenomaniano- Santoniano (83-99)	77,9 ± 2,8	74-149	95-419	0,64-2,86	0,7146 ± 0,00008	0,712-0,721

* Convencional – segundo critérios de Thomaz Filho & Lima (1979)



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS
Cx. Postal: 15001 - CEP:91509-900
Porto Alegre - RS - Brasil

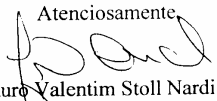
Porto Alegre, 21 de novembro de 2005.

Ilmo. Sr.
Geol. Diogo Rodrigues Andrade da Silva
PPGEO
Neste Instituto

Prezado Colega:

Em nome da Comissão Editorial da Revista PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS, confirmo o recebimento do manuscrito de Diogo Rodrigues Andrade da Silva, Ana Maria Mizusaki, Sylvia Maria Couto dos Anjos, Rommulo Vieira Conceição "**O método radiométrico Rb-Sr aplicado em rochas sedimentares - o exemplo da Bacia do Paraná, Brasil.**". Agradecemos o encaminhamento do mesmo à revista Pesquisas em Geociências. *Manteremos contato tão logo sua avaliação pelo corpo consultivo seja realizada.*

Atenciosamente,



Lauro Valentim Stoll Nardi
Editor-Chefe.

Titulo do manuscrito:

O MÉTODO RADIOMÉTRICO Rb-Sr APLICADO EM ROCHAS SEDIMENTARES
O EXEMPLO DA BACIA DO PARANÁ, BRASIL

Diogo Rodrigues Andrade da Silva^{1*}

Ana Maria Mizusaki^{1,2}

Sylvia Maria Couto dos Anjos³

Rommulo Vieira Conceição¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências (IG-UFRGS), Porto Alegre (RS),
Brasil

² Pesquisador CNPq

³ PETROBRAS, Rio de Janeiro (RJ), Brasil

* e-mail: diogrodrigues@yahoo.com.br

ABSTRACT

The Rb-Sr method has been successfully applied to argillaceous sedimentary rocks in order to supply parameters for the definition of their depositional ages. In many studied cases, despite the geologically significant results, there are doubts concerning the interpretation of the obtained data and their limitations. This happens because sedimentary rocks are considered to be the mixture of detrital fragments of diverse sources, and therefore is the possibility of contain an isotopic record of their source rocks. The Rb-Sr method, when applied to mudrocks, allows constraining absolute depositional ages, owing to the resetting of the isotopic Rb/Sr system during deposition. This process is called isotopic homogenization in the depositional environment. Some special care must be taken with respect to sampling, sample grain size, depositional setting, and mineralogical composition. Nevertheless, questions still remain when concerning this methodology, specially on the real occurrence and extent of the isotopic homogenization in the sedimentary environments. In the present work, the Rb-Sr method has been applied to samples of sedimentary rocks collected from different units representing varied depositional settings from the Paraná Basin. The parameters responsible by the isotopic homogenization of Sr have been evaluated. The obtained results allowed to improve the knowledge on the application of the Rb-Sr method to sedimentary rocks, and significant results concerning depositional ages were obtained.

1. INTRODUÇÃO

As rochas sedimentares podem ser datadas a partir de fósseis nelas existentes ou por correlação estratigráfica. No entanto, quando estas são estéreis ou a correlação não é conclusiva, torna-se difícil a obtenção de sua idade. Assim métodos radiométricos, que são normalmente aplicados em rochas ígneas e metamórficas para obtenção de idades absolutas, têm sido tentativamente utilizados visando a definição de idades deposicionais e/ou diagenéticas de rochas sedimentares. Secundariamente, informações a respeito da proveniência também podem ser obtidas.

A datação radiométrica de rochas sedimentares pelo método Rb-Sr é uma das metodologias que tem fornecido resultados geologicamente significativos, desde que sejam obedecidos alguns pré-requisitos, tais como: excelente controle estratigráfico da amostragem, baixa relação silte/argila e fração fina ($FF < 2 \mu\text{m}$) das amostras enriquecidas em argilominerais expansivos (esmectita, interestratificado illita-esmectita e illita degradada) (Whitney & Hurley, 1964; Byscae & Dasch, 1971; Cordani *et al.*, 1978; Morton, 1985; Mizusaki *et al.*, 1998). No entanto, ainda persistem dúvidas em relação a esta metodologia uma vez que rochas sedimentares são misturas de fragmentos de rochas pré-existentes, e, conseqüentemente, já contêm um registro isotópico da rocha fonte.

Dentre os questionamentos existentes pode-se citar: o papel da composição mineralógica, a uniformização isotópica do Sr, o ambiente deposicional, as frações granulométricas, e as oxidações, entre outros. Dessa forma, trabalhos de ensaio e utilização deste método mostram-se necessários e potenciais na obtenção de respostas para dúvidas ainda existentes.

Neste sentido, foram analisadas amostras de clásticos terrígenos finos, proveniente da Bacia do Paraná, região com bom conhecimento geológico e possibilidade de amostragem diversa. Tal procedimento permitiu o controle de variáveis como ambientes, processos deposicionais, litologias, amostragem de forma convencional e não convencional, e mineralogia entre outros fatores críticos para a aplicação do método Rb-Sr. Os resultados obtidos permitirão o aprimoramento do método isocrônico Rb-Sr quando aplicado a rochas sedimentares.

2. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO

A área de estudo compreende diferentes pontos da Bacia do Paraná cobrindo uma área relativamente extensa do ponto de vista geográfico e estratigráfico(Fig. 1).

A Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica, desenvolvida a partir do Paleozóico inferior sobre crosta continental sendo preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas com espessura máxima de 8.000 metros no depocentro da bacia.

Seu padrão estrutural apresenta três principais grupos de lineamentos: o primeiro, na direção noroeste-sudeste, tem como principal elemento o Arco de Ponta Grossa; o segundo grupo, com direção nordeste-sudoeste, compõe uma zona de falhas mais ou menos retilínea, relacionada preferencialmente a movimentos transcorrentes; o terceiro mostra direção predominantemente leste-oeste (Zálan *et al.*, 1990).

INSERIR FIGURA 1

O pacote vulcano-sedimentar da bacia constitui-se de seis superseqüências, que abrangem cerca de 400 Ma, limitadas por expressivas discordâncias regionais (Soares, 1992; Milani *et al.*, 1994): ordovício-siluriana, devoniana, carbonífera-eotriássica, neotriássica, jurássica-eocretácea e neocretácea (Figs. 2 e 3).

INSERIR FIGURA 2

INSERIR FIGURA 3

A superseqüência do Neo-Ordoviciano e o Eossiluriano (superseqüência Rio Ivaí) corresponde litoestratigraficamente ao **Grupo Rio Ivaí** (Assine *et al.* 1994). Constitui-se de um pacote arenoso inferior, arcoseano em sua base e quartzítico no topo (**Formação Alto Garças**), encimado por diamictitos (**Formação Iapó**) e culminando com pelitos fossilíferos (**Formação Vila Maria**), que constituem um importante *datum* cronoestratigráfico.

Ao final do ciclo ordovício-siluriano, um importante episódio regressivo originou a discordância que marca o topo do Grupo Rio Ivaí. Sobre ela, depositou-se a superseqüência do Devoniano (superseqüência Paraná). O **Grupo Paraná** é constituído pelas formações Furnas e Ponta Grossa, e ocorre nas porções central e norte da bacia, tendo idade entre o Eo- e o Neodevoniano.

A **Formação Furnas** tem como característica marcante uma homogeneidade litológica singular, estando representada por pacotes/depósitos de arenito branco a amarelado, caolinítico, médio a grosso, por vezes conglomerático e mostrando estratificações cruzadas predominantemente acanaladas de ambiente continental fluvial. Para seu topo, a influência marinha torna-se evidente pela presença de depósitos transicionais e costeiros (Bergamaschi, 1992), cujos pelitos têm idade praguiana (Dino & Rodrigues, 1993). Esta unidade passa gradacionalmente para a Formação Ponta Grossa, num “afogamento” progressivo da bacia entre o Praguiano e o Emsiano.

A **Formação Ponta Grossa** é constituída por folhelhos, folhelhos silticos, siltitos e arenitos, com marcas onduladas e freqüentemente bioturbados, indicando condições marinhas rasas predominantes durante sua deposição (Schneider *et al.*, 1974). Em subsuperfície são identificados folhelhos pretos, carbonosos, finamente laminados, que apontam para a existência de condições locais de maior restrição no ambiente deposicional.

Um evento progradacional no Mesodevoniano, proveniente da borda norte da bacia, constitui a parte média, arenosa, da Formação Ponta Grossa, interpondo-se a seus intervalos pelíticos de idade emsiana (basal) e fransiana-fameniana (superior). O topo a unidade é marcado por um novo episódio regressivo.

No Eocarbonífero, a Bacia do Paraná sofreu um dos episódios de maior instabilidade em sua evolução. Uma conjugação de fatores climáticos (Caputo & Crowell, 1985) e tectônicos (De Wit & Ransome, 1992; Milani, 1992), atuantes sobre uma ampla área da margem meridional do Gondwana, inibiu a sedimentação nesta área durante um longo período, dando origem à discordância regional de maior hiato no registro litológico da Bacia do Paraná, estimado em cerca de 45 Ma (Daemon *et al.*, 1991). O desenvolvimento de calotas de gelo nesta área associado à epirogênese positiva, foi condicionante decisivo à inexistência de um registro sedimentar extensivo de idade mississipiana na bacia.

Sob a influência glacial e com períodos marcados de deglaciação (inter-glaciais), foi retomada a sedimentação na Bacia do Paraná, no Westphaliano. A porção basal da superseqüência carbonífera-

eotriássica (superseqüência Gondwana I), coincidente com o **Grupo Itararé**, na parte sul, e a **Formação Aquidauana**, na porção norte da bacia, corresponde à seção acumulada ainda sob marcante influência do clima glacial. Um forte afluxo sedimentar, proveniente das áreas expostas pela deglaciação, favoreceu processos deposicionais de intenso fluxo de massa, com escorregamentos e turbiditos. Predominam nestas unidades pacotes diamictíticos intercalados a espessas seções de arenitos.

A unidade basal, não aflorante, do Grupo Itararé – **Formação Lagoa Azul** (França & Potter, 1988) – tem ocorrência restrita à região centro-sul do Estado de São Paulo, norte do Estado do Paraná e sudeste do Estado do Mato Grosso do Sul. Constitui-se de um pacote arenoso inferior, sobreposto por folhelhos e diamictitos. Acima destes, ocorre a **Formação Campo Mourão** (França & Potter, 1988), que corresponde ao intervalo arenoso principal do Grupo Itararé, de ampla distribuição na bacia. No Rio Grande do Sul e Santa Catarina, pela ausência da Formação Lagoa Azul, esta unidade assenta diretamente sobre formações mais antigas ou sobre o embasamento cristalino. A Formação Campo Mourão equivale às formações Mafra e Campo Tenente de Schneider *et al.* (1974).

A **Formação Taciba** (França & Potter, 1988) compõe a porção superior do Grupo Itararé, ocorre distribuindo-se ao longo de toda a bacia, recobrando as demais unidades e até extrapolando a área de ocorrência daquelas. Em direção ao Arco de Rio Grande, assenta diretamente sobre o embasamento. Constitui-se de folhelhos com intercalações arenosas (Membro Rio do Sul), que ocorrem predominantemente na parte sul da Bacia do Paraná, e diamictitos (Membro Chapéu do Sol), nas porções central e norte.

Na porção norte-noroeste da Bacia do Paraná as rochas sedimentares equivalentes ao Grupo Itararé, tanto nos aspectos cronológicos quanto na natureza de seus depósitos, são denominadas de Formação Aquidauana. Distinguem-se daquelas por sua cor vermelha, adquirida provavelmente durante um episódio de exposição, o mesmo que produziu a discordância pré-artinskiana, de ocorrência restrita à porção setentrional da bacia.

A sedimentação carbonífera-permiana assumiu no seu topo, um caráter transgressivo, em função do degelo e conseqüente subida do nível do mar. A tendência transgressiva, no entanto, foi quebrada momentaneamente pela entrada das cunhas arenosas da **Formação Rio Bonito** no Artinskiano/Kunguriano. Tal episódio de reativação de áreas-fonte é atribuído por Zalán *et al.* (1986, 1990) à Orogenia Tardiherciniana na margem ativa do continente. Arenitos associados a leitos de carvão, siltitos e folhelhos,

estes localmente carbonosos, formam um contexto clássico de sedimentação deltaica, que adentrou a bacia por seu flanco leste. Retomadas as condições transgressivas, depositou-se a **Formação Palermo**, representada por siltito e siltito arenoso intensamente bioturbado, depositado numa ampla plataforma marinha rasa (Schneider *et al.*, 1974).

Durante o intervalo de tempo em que eram depositadas as formações Rio Bonito e Palermo na Bacia do Paraná, acumulou-se, em sua porção centro-oeste, um espesso pacote arenoso cronocorrelato a aquelas, proveniente de seu flanco ocidental. Tal unidade de idade artinskiana/kunguriana, denominada **Formação Dourados**, constitui-se de arenito fino a muito fino, de cor cinza esverdeada, também grosso a médio caolinítico e levemente calcífero. A Formação Dourados inclui, além de arenitos, níveis de siltito, folhelho e calcário. Seu contato inferior, com a Formação Aquidauana, é marcado pela discordância pré-artinskiana; para o topo, passa gradacionalmente para Formação Irati.

Mais acima, a **Formação Irati** caracteriza-se por uma faciologia bastante complexa, com folhelhos, folhelhos betuminos, arenitos, margas, carbonatos e anidritas, indicativos de uma geometria de bacia igualmente complexa, em que configuravam-se golfos e baías de profundidades e salinidades bastante variáveis (Daemon *et al.*, 1991). A rica fauna de répteis mesossaurídeos que ocorre na porção superior da Formação Irati (Membro Assistência) faz deste um horizonte impar no contexto do registro paleozóico sul-americano. A Formação Irati foi depositada em condições de um mar restrito, progressivamente mais salino da base para o topo. A “bacia hipersalina Irati” foi afogada ao tempo da deposição dos folhelhos da **Formação Serra Alta**, seguindo-se um ciclo regressivo de ampla magnitude.

A porção superior da superseqüência carbonífera-eotriássica (superseqüência Gondwana I) documenta a progressiva continentalização a que foi então submetida a Bacia do Paraná. A **Formação Teresina** constitui-se de um argilito e siltito cinza-claro, depositados sob a ação de ondas e marés. Para seu topo, apareceu calcário oolítico e bancos de coquinas. Completa o quadro a **Formação Rio do Rasto**, constituída por arenito, siltito e folhelho arroxeados, esverdeados e avermelhados, interpretada como produto do avanço de sistemas deltaicos desde a borda oeste da bacia (Gama Jr., 1979). Os corpos arenosos, contínuos na base dessa unidade, adquirem marcante lenticularidade em sua porção superior. Para o norte da bacia, sedimentos areno-argilosos, de cores cinza na porção basal e avermelhada em direção ao topo, cronoequivalentes aos das formações Teresina e Rio do Rasto, constituem a Formação Corumbataí. Com sua

subsidiência já fortemente atenuada, um avançado estado de arrasamento das áreas-fonte e uma aridez crescente, a Bacia do Paraná teve gradativamente encerrados seus mecanismos de dinâmica sedimentar relacionados a um corpo de água contínuo, como havia sido até então.

A seção Teresina-Rio do Rasto, como tradicionalmente admitida, inclui um pacote total de cerca de 1200 m de espessura, acumulados nos menos de 10 Ma do Andar Tantariano (Daemon & Quadros, 1969). Taxas de sedimentação da ordem de 120 m/Ma ou maiores parecem pouco admissíveis em contextos de bacia intracratônicas (Cunha & França, 1993), pelo que é mister considerar-se que parte deste pacote tenha idade triássica, como aliás sugerem alguns dados palinológicos (Daemon *et al.* 1991) e macrofossilíferos (Ragonha, 1984).

No Mesotriássico, um importante evento tectônico influi de modo significativo na evolução das bacias junto à margem sul do Gondwana: o paroxismo orogênico da faixa do Cabo-La Ventana (De Wit & Ransome, 1992). Na Bacia do Paraná, a transmissão de esforços compressionais continente adentro, consequência do evento orogênico, fez-se sentir na forma de movimentações positivas em alguns setores da bacia e em áreas-fonte adjacentes. A superfície erosional sobre a qual assentam-se as unidades do Neotriássico é a manifestação intraplaca do citado episódio tectônico colisional (Milani, 1992).

A superseqüência eotriássica (superseqüência Gondwana I) é representada pelas **formações Pirambóia e Rosário do Sul**, constituídas por arenito avermelhado e esbranquiçado, médio a fino, localmente conglomerático, com estratificação cruzada acanalada e planar, acumulado por sistemas continentais flúvio-eólicos associados a lagos rasos e localizados. A primeira unidade é afossilífera, deduzindo-se sua idade pelo posicionamento estratigráfico. O Membro Santa Maria da Formação Rosário do Sul, com ricas flora e fauna de vertebrados e invertebrados, tem idade landiana/carniana.

Segundo Scherer et al. (2000), a superseqüência Gondwana II da Bacia do Paraná, correspondente ao intervalo Triássico, possui ocorrência restrita à porção meridional da bacia, com afloramentos apenas no Rio Grande do Sul. Compõem este pacote as formações Sanga do Cabral, Santa Maria (membros Passo das Tropas – basal e Alemoa – superior), Caturrita e Mata, depositadas por sistemas fluviais e lacustres.

No Jurássico, um extenso campo de dunas cobriu inteiramente esta porção do continente, constituindo a **Formação Botucatu**. Seguiu-se, no Eocretáceo, o mais volumoso episódio de extravasamento intracontinental de lavas do planeta (**Formação Serra Geral**), com manifestação magmática dos estágios

precoces da ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul, que resultou no empilhamento de até 2.000 m de basalto sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, além de intrudir-se por entre os mesmos, na forma de uma intrincada rede de diques e soleiras. Na porção basal da Formação Serra Geral, os arenitos eólicos da Formação Botucatu intercalam-se com as lavas. As duas unidades constituem, no conjunto, a superseqüência jurássica-eocretácea (superseqüência Gondwana III).

A superseqüência neocretácea (superseqüência Bauru) da Bacia do Paraná corresponde aos **grupos Bauru e Caiuá** (Fernandes, 1992), representados por depósitos continentais areno-conglomeráticos, com seixos de diversas litologias (vulcânicas, arenitos, argilitos e rochas do embasamento cristalino), maciços ou com estratificações cruzadas acanaladas e feições de corte e preenchimento. Ocorrem também depósitos siltico-argilosos e carbonatos de caliche. Esta seqüência ocupou a depressão superficial originada pela carga dos derrames vulcânicos, último episódio significativo de subsidência da Bacia do Paraná. Também no Neocretáceo, um magmatismo de caráter alcalino se fez sentir em diversos pontos da bacia, tais como em Lages (SC) e Iporá (GO). Unidades sedimentares mais novas, como as formações **Cachoeirinha** (na porção norte) e **Tupanciretã** (no sul), essencialmente arenosas, associam-se a processos sedimentares já de idade terciária.

3. O MÉTODO RADIOMÉTRICO Rb-Sr

O método radiométrico Rb-Sr é tradicionalmente aplicado para determinação de idades absolutas de rochas ígneas, devido às suas condições de formação deste em alta temperatura. No caso da cristalização de um magma, o ^{87}Sr radiogênico possui considerável mobilidade e migra entre as fases minerais enquanto a temperatura for superior a 300 ou 350°C. Como resultado, ocorre um fenômeno chamado *homogeneização isotópica* do Sr, o qual é interrompido pelo resfriamento da rocha. Assim, a idade Rb-Sr estará relacionada a este processo de fechamento do sistema obtido no evento de cristalização da rocha. Uma particularidade que deve ser levada em consideração reside no fato de que em qualquer processo de cristalização a partir de um magma, existem quantidades de Sr inicial que conferem àquele sistema uma proporção isotópica ou razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Assim, para rochas cuja razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for conhecida ou convencional, análises individuais fornecem a idade convencional da amostra. Alternativamente, se o conhecimento das condições

de geração do magma não for preciso, não podem ser arbitradas razões isotópicas iniciais, e a idade resultará da linha de melhor ajuste entre diversos pontos plotados num “diagrama isocrônico” (Fig. 4), que possui no eixo X as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e no eixo Y as proporções $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras consideradas.

No ambiente sedimentar, caracterizado por temperaturas mais baixas, o comportamento dos íons de Rb e Sr é diferenciado. O Rb é mais facilmente adsorvido pelos argilominerais, enquanto que o Sr tende a ser liberado da estrutura cristalina dos minerais para os fluidos intersticiais. Supõe-se que esta característica favoreça o processo de uniformização isotópica do Sr no momento da deposição dos sedimentos numa determinada bacia (Compston & Pidgeon, 1962; Faure, 1986), condição necessária para a datação radiométrica Rb-Sr.

Considerando-se válida a suposição da uniformização isotópica do Sr nos sedimentos no momento da deposição, o sucesso de uma datação radiométrica pelo método Rb-Sr em rochas sedimentares resulta, como salientam Mizusaki (1992) e Mizusaki *et al.* (1998), da obtenção das amostras com alto teor de fração argila, composta por argilominerais expansivos como a esmectita e o interestratificado illita-esmectita, e de uma amostragem de preferência, segundo recomendações de Thomaz Filho & Lima (1979).

INSERIR FIGURA 4

4. AMOSTRAGEM

Em cada ponto foram amostradas de 500 a 700 g de rocha no seu estado natural. A amostragem seguiu diferentes esquemas. Inicialmente, foi utilizada a forma convencional (Thomaz Filho & Lima, 1979), onde em cada afloramento, há a coleta de no mínimo quatro amostras, com distanciamento de cerca de 1 m no sentido horizontal e de 10 a 50 cm no sentido vertical. Posteriormente, utilizaram-se testemunhos de sondagem, privilegiando a amostragem na vertical com maiores espaçamentos. As amostras coletadas foram imediatamente acondicionadas em sacos plásticos e lacrados para evitar possível contaminação e/ou perda de material.

INSERIR TABELA 1

5. METODOLOGIA

A metodologia utilizada para o tratamento das amostras está esquematizada na Figura 5.

INSERIR FIGURA 5

5.1 Descrição macroscópica

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

5.2. Difractometria de Raios X (DRX)

Os grupos de argilominerais presentes nas amostras foram identificados, com base na sua estrutura cristalina, através de técnicas de difratometria de raios-X (DRX). Utilizou-se um difratômetro Siemens D5000 Diffraktometer pertencente ao Laboratório de Difractometria de Raios-X do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, com radiação $K\alpha$ Cu nas condições de 40 kV e 30 mA de corrente de filamento e no intervalo de 2 a 28° (2 θ).

A preparação das amostras para DRX se baseou nos procedimentos descritos por Alves (1987), pelo qual inicialmente pulveriza-se as amostras com pistilo em um gral de ágata. Aproximadamente 5 g do pó resultante foram dispersos em 50 ml de água destilada e submetidos ao ultra-som, na presença de uma solução de pirofosfato de sódio utilizada como defloculante. Na solução resultante, com o auxílio da centrífuga, separou-se a fração menor que 2 μ m (FF < 2 μ m). Esta fração é depositada em duas lâminas nas quais os argilominerais são orientados segundo a técnica do esfregaço (Gibbs, 1965). As lâminas assim preparadas são secas em condições naturais.

Analisou-se inicialmente a lâmina seca ao natural (denominada normal). A outra lâmina foi inserida num dessecador contendo etilenoglicol ($\text{CH}_2\text{OHCH}_2\text{OH}$). O dessecador foi colocado em estufa aquecida a 60°C por 8 horas, obtendo-se então a amostra glicolada. Após a análise no difratômetro desta segunda lâmina, procedeu-se o seu calcinamento por 2 horas em um forno a 500°C com o objetivo de obter a lâmina calcinada. A partir da análise conjunta dos difratogramas obtidos com material normal, glicolado e calcinado, foram reconhecidos, de forma geral, os seguintes argilominerais: illita, caolinita e interestratificado illita-esmectita.

5.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Algumas amostras foram analisadas pela técnica da microscopia eletrônica de varredura (MEV), visando a caracterização de evidências morfológicas nos argilominerais que permitam a identificação de possíveis eventos de recristalização ou neoformação.

O MEV utilizado (Jeol JSM-5800) é um equipamento que apresenta profundidade de foco muito superior à dos microscópios óticos comuns. Essa característica, aliada à sua elevada resolução e aumentos que chegam a um milhão de vezes, possibilitam a visualização do tipo de hábito dos argilominerais detríticos e autigênicos. Este equipamento foi utilizado juntamente com o detector de energia dispersiva (EDS) Noran que permite a microanálise química das fases minerais, e uma identificação mineralógica mais segura.

As amostras foram preparadas segundo o procedimento descrito por Mizusaki (1986) e analisadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Inicialmente, toda a possível matéria orgânica presente na amostra foi extraída através da queima com H_2O_2 (peróxido de hidrogênio). Esse procedimento torna-se indispensável, pois a matéria orgânica vaporiza facilmente por ação de feixe de elétrons, dificultando a análise e contaminando o MEV. Pequenas porções das amostras, isentas de matéria orgânica, são coladas em porta amostras especiais (dimensões de aproximadamente 5×6 mm) e metalizadas. Na metalização, a amostra é recoberta com uma película metálica constituída da liga de ouro, com espessura média de 100 \AA , o que a torna superficialmente condutora. As amostras foram analisadas em aumentos variáveis e documentadas fotograficamente.

5.4. Análises Isotópicas

As análises isotópicas foram realizadas sob forma de rocha total. A preparação das amostras para análise isotópica pelo método Rb-Sr seguiu os seguintes passos:

- Pesagem das amostras;
- Dissolução total das amostras por digestão química;
- Separação dos elementos Rb e Sr através da passagem em colunas com resinas de troca catiônica (AG-50W-X8, granulometria de 200 a 400 mesh);
- Análises da composição isotópica utilizando um espectrômetro Micromass VG SECTOR 54 Multi-collector. Foram medidas 100 razões com feixe de íons da ordem de 1 V e com precisão externa baseada em padrão interno que é medido repetidamente sendo da ordem de 20 ppm (1 desvio padrão). Todas as análises foram ajustadas baseando-se nos padrões interno e externo NBS-987 (Carbonato de Estrôncio), com média de $0,71026 \pm 0,000014$.

5.5. Análise estatística

Os valores das razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinados na fase de espectrometria foram plotadas em um gráfico denominado “diagrama isocrônico” (ver Fig. 4), no qual o eixo das ordenadas representa as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o eixo das abscissa contém os valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. A inclinação da reta que melhor se ajusta aos pontos plotados neste gráfico representa a idade obtida para este sistema.

Para o cálculo da idade através do método Rb-Sr foram utilizados dois tipos de programa estatístico. O primeiro utilizado foi o modelo estatístico de Williamson (1968) e o outro tipo de abordagem estatística foi utilizado no programa Isoplot[®], do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP).

6. RESULTADOS

6.1. Formação Iapó

As amostras da Formação Iapó (superseqüência Rio Ivaí; amostras I-6, I-7, I-9 e I-10 da Tabela 2; Fig. 3) são diamictitos, friáveis, provavelmente associados a um ambiente glacial (Assine *et al.*, 1994). A matriz siltico-argilosa apresenta cor cinza e ausência de qualquer tipo de estrutura macroscopicamente visível. Nos resultados obtidos com as análises por difratometria de raios-X ($FF < 2 \mu\text{m}$), observou-se a presença de caolinita (38 a 46%), ilita (53 a 62%) e traços de quartzo e interestratificado ilita/esmectita.

No tabela 2, são apresentadas as razões obtidas nas análises isotópicas. Estas análises foram realizadas somente com a matriz do diamictito descartando-se os clastos. Os clastos, com dimensões variando entre 0,5 e 5 cm, são predominantemente de composição granítica.

Os valores obtidos para o teor de Rb variam de 82 a 103 ppm enquanto o Sr varia de 32 a 384 ppm. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vão de 0,71778 a 0,7706 mostrando a heterogeneidade do material bem como influência do ambiente. Para os elevados valores obtidos com as razões, não se deve descartar a possível presença de algum clasto granítico milimétrico não removido da matriz quando da preparação.

A amostra I-9 é muito semelhante a I-10, optando-se por esta última visto o erro estatístico, quando do traçado da isócrona, apresentar menor valor.

A partir da plotagem das razões isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) obtidas para as amostras I-6, I-7 e I-10 no diagrama isocrônico seguindo o modelo dos programas estáticos Isoplot (2002) e Williamson (1968), foi possível traçar uma isócrona obtendo-se assim uma idade de, respectivamente, 460 ± 14 e $459,8 \pm 13,9$ Ma (Fig. 6a).

6.2. Formação Furnas

As amostras coletadas na Formação Furnas (superseqüência Paraná; amostras F-2, F-14, F-15, F-52, F-53 e F-54 da Tabela 2; Fig. 3) são siltico-argilosas, maciças, com traços de mica e associadas a um ambiente flúvio-eólico. Como a Formação Furnas é essencialmente caracterizada por dunas e composição arenosa, optou-se por amostrar a posição interduna, onde concentra-se o material mais argiloso.

Na análise por difratometria de raios-X efetuadas nas amostras ($FF < 2 \mu\text{m}$), foi determinado a presença de caolinita (41 a 46%), ilita (59 a 79%) e traços de interstratificado ilita/esmectita.

As análises isotópicas foram realizadas na forma de rocha total. Os valores obtidos tanto para o Rb como para o Sr podem ser considerados muito homogêneos. O Rb possui teores variando de 59 a 83 ppm, enquanto que o Sr entre 51 e 81 ppm. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varia de 0,738 a 0,7476 e a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ varia de 2,8 a 4,0 (Tabela 2).

As razões isotópicas obtidas para as amostras da Formação Furnas foram plotadas num diagrama isocrônico através do programas estatísticos Isoplot e Williamson (1968), permitido traçar um isócrona com uma idade de 556 ± 48 e $556,4 \pm 49,6$ Ma, respectivamente (Fig. 6b).

6.3. Formação Ponta Grossa

As amostras desta unidade (superseqüência Paraná; amostras PG-19, PG-20, PG-23 e PG-24 da Tabela 2; Fig. 3) correspondem a um siltito argiloso de tons arroxeados, maciço, friável, micáceo, oxidado e associado a um ambiente marinho.

Nas análises por difratometria de raios-X ($FF < 2 \mu\text{m}$) verificou-se que as amostras são ricas em argilominerais expansivos apresentando teores relativos de aproximadamente 50% do interstratificado ilita-esmectita, sendo o restante composto por ilita ($\pm 42\%$) e caolinita.

Os resultados das análises isotópicas foram realizados na forma de rocha total e podem ser conferidos no Tabela 2. Os valores de Rb variam entre 86 e 237 ppm e os de Sr entre 72 e 180 ppm. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vão de 0,713 a 0,756. A razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ apresenta uma boa dispersão, ou seja, de 0,738 a 6,98, o que é adequado para a construção de um diagrama isocrônico.

As razões isotópicas obtidas para as amostras PG-19, PG-20, PG-23 e PG-24 da Formação Ponta Grossa foram plotadas no diagrama isocrônico seguindo o modelo de Williamson (1968) permitindo traçar uma isócrona com idade de $390,9 \pm 19,6$ Ma (Fig. 6c).

Estas amostras foram selecionadas por apresentarem uma boa dispersão no eixo X da isócrona e devido ao fato das outras amostras apresentarem razões semelhantes com algumas das utilizadas para a construção do diagrama isocrônico ou apresentarem valores considerados anômalos (Fig. 6c).

6.4. Grupo Itararé

As amostras do Grupo Itararé (superseqüência Gondwana I; amostras IT-4N, IT-4Q, IT-4R e IT-4U da Tabela 2; Fig. 3) foram coletadas na porção estratigráfica mais superior da unidade e são essencialmente argilosas, maciças, sedosas ao tato e apresentam coloração bastante variada, gradando de tons brancos até avermelhados. O Grupo Itararé é associada a um ambiente com influência glacial.

No entanto, as análises por difração de raios-X ($FF < 2 \mu\text{m}$) permitiram a identificação predominantemente do argilomineral esmectita, característico de alteração de cinza vulcânica, ou seja, bentonita. Assim, estas amostras podem ser associadas a um evento vulcânico explosivo provavelmente contemporâneo à deposição desta unidade.

As análises isotópicas foram feitas na forma de rocha total e os resultados destas podem ser verificados na Tabela 2. Os valores de Rb variam entre 38 e 63 ppm e os de Sr entre 24 e 70 ppm. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vão de 0,733 a 0,741 e os da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 2,44 a 5,45.

As razões isotópicas obtidas para as amostras IT-4N, IT-4Q, IT-4R e IT-4U do Grupo Itararé foram plotadas no diagrama isocrônico seguindo o modelo de Williamson (1968), permitindo traçar uma isócrona com idade de $271,8 \pm 36,4 \text{ Ma}$ (Fig. 6d).

Estas amostras foram selecionadas para construção do diagrama isocrônico, devido ao fato de apresentarem uma excelente dispersão com relação as suas razões isotópicas e porque as outras amostras apresentavam razões com valores semelhantes às plotadas no diagrama.

6.5. Formação Teresina

A amostragem nesta formação (superseqüência Gondwana I; amostras T-1 a T-4 da Tabela 2; Fig. 3) é caracterizada por um siltito argiloso, esverdeado pontualmente avermelhado e maciço, associado a um ambiente marinho.

Segundo Formoso *et al.* (1993), as rochas da Formação Teresina, em fração inferior a 2 μm , apresentam grande quantidade de clorita, illita e traços de interestratificado clorita-esmectita (corrensita).

As análises isotópicas foram realizadas na forma rocha total, sendo que os valores de Rb variam entre 127 e 237 ppm e os de Sr entre 90 e 100 ppm. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vão de 0,732 a 0,734 e os da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 3,73 a 7,58 (Tabela 2).

As razões isotópicas obtidas para as amostras da Formação Teresina foram tentativamente plotadas no diagrama isocrônico seguindo o modelo de Williamson (1968). No diagrama isocrônico da figura 6e denota-se uma considerável dispersão dos pontos, impossibilitando o traçado da reta isócrona.

6.6. Formação Santa Maria

Na Formação Santa Maria (superseqüência Gondwana II; amostras SM-1, SM-2 e SM-5 do perfil 1 e SM-7, SM-9, SM-10, SM-11 e SM-12 do perfil 2 da Tabela 2; Fig. 3) foram coletadas amostras (doze) em dois perfis estratigráficos diferentes, distanciados por aproximadamente 50 Km do sentido leste-oeste, devido ao fato das amostras apresentarem características muito diferentes em termos de concentração de argila (amostras SM-1, SM-2 e SM-5 do perfil 1 apresentam um teor bem menos elevado de argila que as amostras SM-7, SM-9, SM-10, SM-11 e SM-12 do perfil 2). As amostras coletadas são caracterizadas como: siltito, maciço, vermelho, bastante oxidado associado a um ambiente fluvial.

Na difratometria de raios-X ($FF < 2 \mu\text{m}$) foram identificados os seguintes minerais: illita, interestratificado illita-esmectita e quartzo.

Os valores das amostras do perfil 1 de Rb variam entre 103 e 119 ppm e os de Sr entre 85 e 133 ppm. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vão de 0,721 a 0,728 e os da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 2,36 a 4,03.

Os valores das amostras do perfil 2 de Rb variam entre 85 e 133 ppm e os de Sr entre 109 e 163 ppm. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vão de 0,719 a 0,722 e os da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 1,83 a 2,55 (Tabela 2).

As razões isotópicas obtidas para as amostras SM-1, SM-2 e SM-5 do perfil 1 e SM-7, SM-9, SM-10, SM-11 e SM-12 do perfil 2 da Formação Santa Maria foram plotadas no programa estatístico Williamson (1968) permitindo traçar uma isócrona com idade de $265,8 \pm 18,9$ Ma para o Perfil 1 e de $226,9 \pm 63,7$ Ma (Fig. 6f).

As demais amostras não foram utilizadas para o traçado por terem razões muito próximas as das plotadas.

6.7. Grupo Bauru

As amostras coletadas do Grupo Bauru (superseqüência Bauru; amostras SP-1, SP-4 e SP-5 da Tabela 2; Fig. 3), são siltitos de cor marrom, maciço, associado a um ambiente flúvio-aluvial.

Na análise por difratometria de raios-X ($FF < 2 \mu\text{m}$) foram identificados interestratificado illita-esmectita, illita e quartzo.

Os valores de Rb variam entre 74 e 149 ppm e os de Sr entre 95 e 419 ppm. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vão de 0,712 a 0,721 e os da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,64 a 2,86 (Tabela 2).

Foram utilizadas as amostras SP-1, SP-4 e SP-5 para a construção do diagrama isocrônico porque estas apresentavam melhor dispersão e menor erro analítico.

As razões isotópicas obtidas para as amostras SP-1, SP-4 e SP-5 do Grupo Bauru foram plotadas no programa estatístico Williamson (1968) permitindo traçar uma isócrona com idade de $77,9 \pm 2,8$ Ma (Fig. 6g).

INSERIR TABELA 2

INSERIR FIGURA 6

7. DISCUSSÃO

O sucesso na determinação da idade deposicional das rochas sedimentares através da aplicação do método radiométrico Rb-Sr está condicionado a que a rocha apresente, em suas partes amostradas, o elemento Sr em composição isotópica homogênea na época da sedimentação, isto porque haveria, nesta situação, o “apagamento” da idade da rocha fonte impressa nos fragmentos detríticos.

As isócronas obtidas com as amostras das Unidades Iapó, Ponta Grossa, Itararé, Santa Maria (perfil 2) e Bauru indicaram idades concordantes com a da época atribuída à sedimentação de cada uma, estabelecidas por dados paleontológicos e estratigráficos. No caso da Formação Furnas foi obtida uma idade superior a suposta idade deposicional e na Formação Teresina não foi possível traçar uma reta isócrona. Inúmeros trabalhos sobre a datação de rochas sedimentares em outras bacias e/ou unidades sedimentares chegam a conclusões semelhantes: Bonhomme & Segonzac (1962), Compston & Pidgeon (1962), Whitney & Hurley (1964), Faure & Chaudhuri (1967), Bofinger & Compston (1967), Brookins *et al.* (1970) e Kawashita (1972).

Neste caso verifica-se que a amostragem assume importância fundamental para a aplicação do método Rb-Sr nas rochas sedimentares. Quebras sedimentológicas na unidade sedimentar podem estar associadas a variações nas áreas-fonte dos detritos, tornando menos provável a condição necessária de composição isotópica homogênea do Sr, no momento da sedimentação.

Neste trabalho, procurou-se verificar a influência da sistemática de amostragem. Assim, foram realizadas amostragens segundo a orientação de Kawashita (1972) e Thomaz Filho & Lima (1979), ou seja, amostras coletadas intervalos regulares, centimétricos. Em outros pontos, procedeu-se a uma sistemática diferente para a amostragem, pois as amostras foram coletadas em intervalos maiores e não regulares, e no caso da Formação Ponta Grossa, em testemunhos de sondagens, privilegiando essencialmente uma amostragem vertical.

A partir destas amostragens, confirma-se que sedimentos recentes com influência de detritos podem apresentar uma composição isotópica para o Sr próximo da uniformidade, no momento da deposição, desde que respeitados os intervalos centimétricos a métricos entre os pontos amostrados.

Ainda em relação a amostragem tem se verificado que as amostras de granulometria mais fina, especialmente folhelhos são as mais indicadas visto serem os argilominerais, em função de suas pequenas dimensões, os mais susceptíveis aos fenômenos de homogeneização isotópica do Sr. Neste sentido, foram

coletadas algumas amostras de granulometria fina e outras com granulometria mais grossa (silte). O objetivo desta amostragem foi verificar a eficácia do método tanto nas rochas com granulometria mais fina (folhelho) quanto naquelas mais grossas (siltito).

As amostras que apresentam elevados teores de argilominerais expansivos e/ou ilita degradada, favorecem a uniformização isotópica do Sr no momento da deposição, pois estes apresentam estrutura que facilita as trocas iônicas com o meio ambiente.

Com relação ao ambiente deposicional, a partir dos dados obtidos, ficou evidente que os resultados mais precisos foram obtidos com as amostras associadas a um ambiente deposicional marinho, porém as amostras associadas a outros ambientes (glacial, fluvial, entre outros) também mostraram-se muito eficazes para a aplicação da metodologia Rb-Sr em rochas sedimentares. No entanto, no ambiente marinho também deve ser observada a mineralogia adequada. Isto pode ser observado nas amostras da Formação Terezina (Tab. 3).

Os resultados obtidos para as unidades sedimentares estudadas, encontram-se na Tabela 3.

A Formação Iapó por critérios puramente estratigráficos, situa-se no Ordoviciano Superior (Milani *et al.*, 1994), ou seja, entre $443,7 \pm 1,5$ e $460,9 \pm 1,6$ Ma (IUGS, 2004).

Apesar desta unidade sedimentar não possuir as melhores características para aplicação da metodologia Rb-Sr, as idades obtidas (460 ± 14 e $459,8 \pm 13,9$ Ma), dentro de seus erros experimentais, coincidem com a idade de deposição.

A Formação Furnas, interpretada por critérios puramente estratigráficos, posiciona-se no Devoniano inferior (IUGS, 2004), entre $397,5 \pm 2,7$ e $416 \pm 2,8$ Ma. As idades calculadas (556 ± 48 e $556,4 \pm 49,6$ Ma) para Formação Furnas resultam numa idade superior àquela inferida por outros meios para a deposição, isto devido ao fato desta formação ser essencialmente arenosa, continental, rica em micas (influência da área-fonte). Mesmo optando por coletar em posição interduna (provavelmente mais argiloso), as amostras desta formação ainda apresentavam-se ricas em fragmentos detríticos, confirmando-se através do resultado obtido, que os minerais detríticos trouxeram Sr radiogênico (^{87}Sr) herdado da rocha fonte, impossibilitando a determinação da idade deposicional através desta metodologia.

Os dados palinológicos de Daemon *et al.* (1967) conferem uma idade devoniana, mais precisamente, andares Ensiano e Fransiano ($374,5 \pm 2,6$ a $407 \pm 2,8$ Ma segundo IUGS, 2004), para a Formação Ponta Grossa.

A idade obtida ($390,9 \pm 19,6$ Ma) coincide, dentro de seu erro experimental ($371,3$ a $410,5$ Ma), com a previamente estabelecida, portanto pode ser associada com a idade deposicional da formação em questão.

O topo da Formação Itararé é Permiano Inferior (entre $270,6 \pm 0,7$ e $299 \pm 0,8$ Ma segundo IUGS 2004). A idade obtida ($271 \pm 36,4$ Ma) coincide, dentro de seu erro experimental, com a estabelecida.

Os dados palinológicos (Daemon *et al.* 1991) e de microfósseis (Ragonha, 1984) indicam uma idade permiana superior para a Formação Teresina (entre $251 \pm 0,4$ e $260,4 \pm 0,7$ Ma segundo IUGS, 2004).

Apesar de se ter um excelente controle estratigráfico sobre a amostragem, as amostras apresentarem baixa razão silte/argila, terem sido coletadas segundo critérios de Thomaz Filho (1976) e serem associadas a um ambiente marinho, não foi possível traçar uma isócrona. Os pontos apresentaram-se muito dispersos uma da outra quando plotadas no diagrama, impossibilitando o traçado da isócrona.

Como causas mais plausíveis para esta dispersão são a possível contaminação das amostras provocada pelas concreções calcíferas localizadas pouco acima do ponto de coleta das amostras ou pela ausência de argilominerais expansivos ou ilita degradada que favorecessem a uniformização do Sr. Nas amostras somente foram identificados corrensita e clorita, argilominerais inertes para datação e para a homogeneização isotópica do Sr.

A Formação Santa Maria com base no seu conteúdo fossilífero (Barberena *et al.*, 1985) posiciona-se no Triássico Superior, mais precisamente entre o Ladiniano e o Eonoriano (Barberena *et al.*, 1985; Guerra-Somer *et al.*, 1985; Katto, 1971), ou seja, entre $216,5 \pm 2,0$ e $237 \pm 2,0$ Ma (IUGS, 2004).

A idade obtida para as amostras perfil 1 ($265,8 \pm 18,9$ Ma) foi um pouco mais elevada em relação a idade deposicional determinada com base no seu conteúdo fossilífero (Barberena *et al.*, 1985), enquanto que a idade obtida para o perfil 2 ($226,9 \pm 63,7$ Ma) é coincidente com a estabelecida, apesar de seu elevado erro experimental.

Tendo em vista as características das amostras, os resultados obtidos no presente trabalho para os siltitos da Formação Santa Maria podem ser considerados satisfatórios. Eles provavelmente refletem diferenças em relação as rochas fontes de sedimentos para a deposição considerada.

Ainda deve ser considerado que as amostras apresentam alto teor de fração silte e o ambiente deposicional é fluvial.

A idade atribuída ao Grupo Bauru é cretácea, mais precisamente cenomaniana a santoniana (Fernandes, 1992), intervalo entre $83,5 \pm 0,7$ e $99,6 \pm 0,9$ Ma (IUGS, 2004).

A idade obtida ($77,9 \pm 2,8$ Ma) praticamente coincide, dentro de seu erro experimental, com a estabelecida.

INSERIR TABELA 3

8. CONCLUSÕES

Os dados obtidos neste trabalho tornam ainda mais promissoras as perspectivas de aplicações do método radiométrico Rb-Sr na datação de rochas sedimentares.

Determinou-se através da metodologia Rb-Sr a idade de sedimentação, concordante com a definida por critérios estratigráficos ou paleontológicos das Unidades Iapó, Ponta Grossa, Itararé, Santa Maria e Bauru, pertencentes a Bacia do Paraná, embora o erro seja relativamente grande.

As isócronas amostrais destas unidades que indicaram idades concordantes com a determinadas para o evento deposicional, apresentaram estes resultados devido:

- à homogeneização isotópica do Sr associada ao ambiente sedimentar e processo deposicional;
- ao controle estratigráfico das áreas estudadas;
- à amostragem;
- à granulometria com baixa razão silte/argila;
- à mineralogia enriquecida em argilominerais expansivos;
- ao ambiente deposicional, preferencialmente, marinho embora com o cuidado em relação aos critério acima, ambientes glaciais e fluviais também forneçam bom resultado. Algumas vezes, no entanto, erros estatísticos mais elevados são obtidos.

Na Formação Iapó, apesar de não ser associada a um ambiente marinho e a forma de coleta utilizada não ter sido a convencional, também foi obtido um ótimo resultado, assim como nas formações Ponta Grossa e Bauru onde trabalhou-se com amostras de granulometria siltico-argilosas e silticas, respectivamente, sendo esta última ainda associada a um ambiente flúvio-aluvial. Estes resultados devem-se ao fato das amostras destas formações apresentarem na sua FF < 2 μm interestratificado illita/esmectita, argilomineral que favorece a uniformização isotópica do Sr. Na Formação Ponta Grossa, outro ponto importante a ser observado é que parte das amostras foram obtidas a partir de testemunhos de sondagem e, portanto, estas amostras provavelmente não tenham sofrido qualquer processo intempérico que acarretasse numa remobilização do Sr após o processo de deposição.

No caso das unidades Itararé, Santa Maria e Guará foram obtidos resultados significativos quanto a sua idade deposicional apesar de apresentarem erros estatísticos elevados. O fato destas formações não apresentarem resultados tão expressivos quanto os outros citados acima deve-se: ao fato das amostras não apresentarem grandes teores de argilominerais expansivos; as amostras serem de origem vulcânica, como no caso do Grupo Itararé; ou apresentarem granulometria siltica, Formação Santa Maria.

Nas formações Furnas e Teresina onde não foram obtidos resultados significativos com relação a idade deposicional, nota-se no caso da Formação Furnas a influência da fonte (fragmentos detríticos) devido sua granulometria ser mais grossa e a escassa presença de argilominerais expansivo impedido que ocorresse o processo de uniformização do Sr no momento da deposição. Já no caso da Formação Teresina apesar das amostras serem siltico-argilosas, associadas a um ambiente marinho, não ocorreu o processo de uniformização do Sr devido ao fato destas amostras apresentarem argilominerais inertes para este processo.

9. AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que contribuíram para a realização deste trabalho. Em especial: à PETROBRAS pela concessão de minha bolsa de estudos na realização de meu mestrado, ao Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências da UFRGS, ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP e aos amigos André Borba e Edinei Koester pelas valorosas discussões.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, D. B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **1** (2): 157-175.
- Assine, M. L.; Soares, P. C. & Milani, E. J. 1994. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, **24** (2): 77-89.
- Barbarena, M. C.; Araújo, D. C.; Lavina, E. L. & Azevedo, S. A. K. 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 8, Rio de Janeiro, 1983. **Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Ser. Geol., Seção Paleontologia e Estratigrafia, Brasília**, v. 27 (2), p. 21-28.
- Bergamaschi, S. 1992. **Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do arco estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil**. Rio de Janeiro, IG-UERJ, Dissertação de Mestrado, 172 p.
- Bofinger, V. M. & Compston, W. 1967. A reassessment of the age of the Hamilton Group, New York and Pennsylvania, and the role of inherited radiogenic ⁸⁷Sr. **Geoch. et Cosmoch. Acta**, **31**, 2353-2359.
- Bonhomme, M. & Sengozac, G. D. 1962. Mesures d'âge par la Méthode rubidium-strontium dans les schistes de Steige (Vosges Septentrionales). **Bull. Serv. Géol. Als. Lorr.**, t. 15, 4, 129-137.
- Brookins, D. G.; Chaudhuri, S. & Dulekoz, E. 1970. Rb-Sr isotopic age of Eskridge shale (Lower Permian), Eastern Kansas. **Sedimentary Geology**, **4**: 103-115.
- Byscae, P. E. & Dasch, E. J. 1971. The rubidium, strontium, strontium isotope system in deep sea sediments: Argentina Basin. *Jour. Geophys. Research*, **76** (21): 5087-5096.
- Caputo, M. V. & Crowell, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic era. **GSA Bulletin**, **96**: 1020-1036.
- Compston, W. & Pidgeon, R. T. 1962. Rubidium-Strontium dating of shales by the whole-rock method. **Journal of Geophysical Research**, **67**: 3493-3502.
- Cordani, U. G.; Kawashita, K. & Thomaz Filho, A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks. In: COHEE, G. V. *et al.* (eds.), **Contributions to the Geologic Time Scale, Amer. Assoc. Pet. Geol., Tulsa**. Studies in Geology, 6, p.93-117.
- Cunha, P. R. C. & França, A. B. 1993. Estudos das taxas de sedimentação das formações Teresina e Rio do Rastro, Bacia do Paraná. In: I SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ. Rio Claro, **Resumos**, p. 83.
- Daemon, R. F.; Casaletti, P. & Ciguel, J. H. G. 1991. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. Curitiba, **PETROBRAS. Rel. interno**.
- Daemon, R. F. & Quadros, L. P. 1969. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23. Brasília, SBG. **Anais**, p. 355-412.
- Daemon, R. F.; Quadros, L. P. & Silva, L. C. 1967. Devonian Palynology and Biostratigraphy of the Paraná Basin. **Bol. Parana. Geoc.**, 21-22, 99-132, est. IX, XI, XIII, XV (Edit. J. J. Bigarella), Curitiba, PR.

- De Wit, M. J. & Ransome, I. D. 1992. Regional inversion tectonics along the Southern margin of Gondwana. In: De Wit & Ransome (Eds.), **Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa**. Rotterdam, Balkema, p. 15-21.
- Dino, R. & Rodrigues, M. A. C. 1993. Palinologia da Formação Furnas (Eodevoniano) na região de Jaguariaíva (PR). I SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ. Rio Claro, **Resumos**, p. 24-25.
- Faure, G. 1986. **Principles of isotope geology**. New York, John Wiley & Sons, 587 p.
- Faure, G. & Chudhuri, S. 1967. The geochronology of the Keweenaw rocks of Michigan and the origin for the copper deposits. **The National Science Foundation, Final Report**, Grants 3090, GA 470, 41 p.
- Fernandes, L. A. 1992. A cobertura cretácea suprabasáltica o Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, SBG. **Boletim de Resumos Expandidos (2)**: 506-508.
- Formoso, M. L. L.; Ramos, A. N. & Alves, D. B. 1993. Clay mineralogy of the gondwanic sedimentary rocks of the Paraná Basin, South America. In: PROCEEDING OF THE 10th INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, Adelaide – Austrália, 1993, p. 421-428.
- França, A. B. & Potter, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permo-Carbonífero), Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v.2, p. 147-191.
- Gama Jr., E. 1979. Sedimentação do Grupo Passa Dois (inclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. **Revista Brasileira de Geociências**, 9 (1): 1-16.
- Gibbs, R. J. 1965. Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting technique. **American Mineralogist**, 50: 741-751.
- Guerra-Somer, M.; Bortoluzzi, L. A. & Cazzulo-Kleipizig, M. 1985. A taflofa triássica da Formação Santa Maria, Bacia do Paraná, Brasil e sua importância bioestratigráfica. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, SIMPOSIO SOBRE FLORA DEL TRIÁSSICO TARDIO, SU FITOGEOGRAFÍA Y PALEOECOLOGIA. Memoria, México, ALPP, p. 3-41.
- International Union of Geological Science (IUGS). 2004. **Global Stratigraphic Chart**. Amsterdam, Elsevier Science, fifth revised and enlarged edition, plate.
- Isoplot. 2002. Programa estatístico fornecido pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- Katto, K. 1971. **Conchostráceos mesozóicos no sul do Brasil; Contribuição à estratigrafia das Formações Santa Maria e Caturrita**. Curso de Pós-Graduação em Geociências. 87p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências – UFRGS.
- Kawashita, K. 1972. **O método Rb/Sr em rochas sedimentares**. São Paulo, 111p., (Tese de doutorado não publicada).
- Milani, E. J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, SE Brazil. In: De Wit & Ransome (Eds.), **Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa**. Rotterdam, Balkema, p. 101-108.

- Milani, E. J. 1997. **Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências – UFRGS, 255 p.
- Milani, E. J.; Assine, M. L.; Soares, P. C.; Daemon, R. F. 1996. A Seqüência Ordovício-Siluriana da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 2/4, p. 257-273.
- Milani, E. J.; França, A. B. & Schneider, R. L. 1994. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, nº. 1, p. 69-82.
- Mizusaki, A. M. P. 1986. A utilização do microscópio eletrônico de varredura no estudo de rochas reservatório de hidrocarbonetos. *In*: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro, Petrobrás/Depex, v.1, p. 322-331.
- Mizusaki, A. M. P. 1992. **Comportamento do Rb e do Sr em sedimentos recentes: implicação na datação radiométrica de rochas sedimentares**. São Paulo, 140 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP.
- Mizusaki, A. M. P.; Kawashita, K. & Thomaz Filho, A. 1998. Razão Isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em Sedimentos Recentes: Implicações na Datação Radiométrica das Rochas Sedimentares. **Pesquisas**, 25 (1): 75-88.
- Morton, J. P. 1985. Rb-Sr evidence for punctuated illite-smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf. Coast. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 96: 114-122.
- Ragonha, E. W. 1984. **Taxonomia de dentes e espinhos isolados de Xeacanthodii (Condrihtes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí. Considerações cronológicas e paleoambientais**. São Paulo, IG-USP, Tese de Doutorado, 166 p.
- Scherer, C. M. S., Faccini, U. F. & Lavina, E. L. 2000. Arcabouço Estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. *In*: Holz, M. & DeRos, L. F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. CIGO/UFRGS, p. 335-354.
- Schneider, R. L.; Muhlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. F. & Nogueira, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, SBG. **Anais**, v.1, p. 41-65.
- Soares, P. C. 1992. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles**. Curitiba, UFPR, Tese para concurso ao cargo de Professor Titular, 131 p.
- Thomaz Filho, A. 1976. **Potencialidades do método Rb/Sr para datação de rochas sedimentares**. São Paulo, 124p., 1976 (Tese de doutorado não publicada).
- Thomaz Filho, A. & Lima, V. Q. 1979. Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb/Sr. Rio de Janeiro, **PETROBRAS/Cenpes**, 32p. (Relatório interno).
- Willianson, J. H. 1968. Least square fitting of a straight line. **Can. Jour. Physics**, 46; p. 1845-1847.
- Whitney, P. R. & Hurley, P. M. 1964. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations. **Geoch. Cosmochim. Acta**, 28: 425-436.
- Zalán, P. V.; Conceição, J. C. J.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Neto, E. V. S.; Cerqueira, J. R., Zanotto, O. A. & Paumer, M. L. 1986. Análise da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro, **PETROBRAS**. (Relatório interno).

Zalán, P. V.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C. J.; Neto, E. V. S. & Marques, A. 1990. The Paraná basin, Brazil. In: LEIGHTON, KOLATA, OLTZ & EIDEL (Eds.), Interior cratonic basins. AAPG Memoir 51, p. 681-708.

LEGENDA DE FIGURAS E TABELAS

Figura 1 – Mapa de localização da Bacia do Paraná (modif. de Milani *et al.*, 1997).

Figura 2 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, seus principais elementos tectônicos e acidentes geográficos (modif. de Milani, 1997).

Figura 3 – Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná (modif. de Milani *et al.*, 1996).

Figura 4 – Modelo de construção de um diagrama isocrônico (modif. de Mizusaki, 1992).

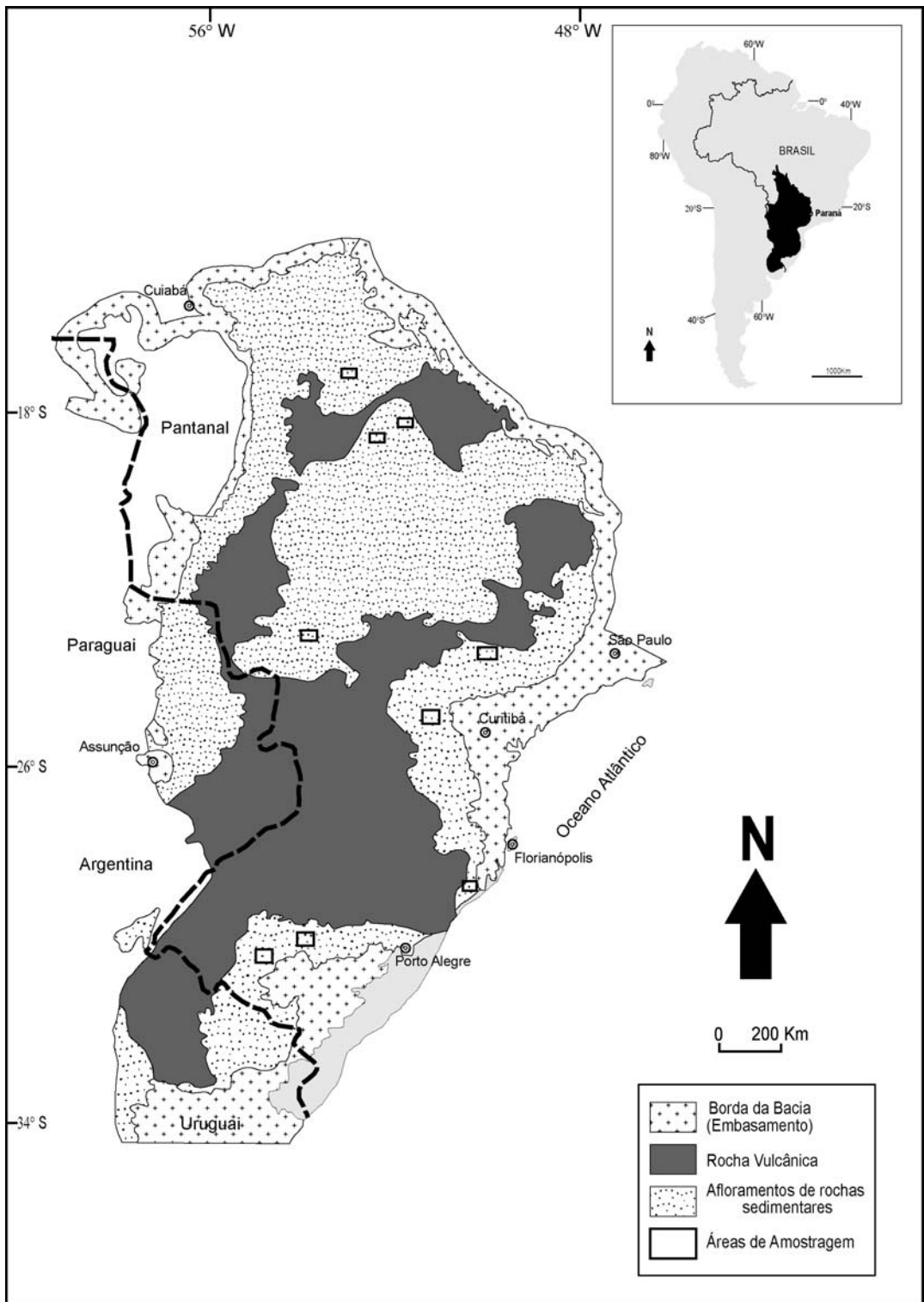
Figura 5 – Fluxograma da metodologia.

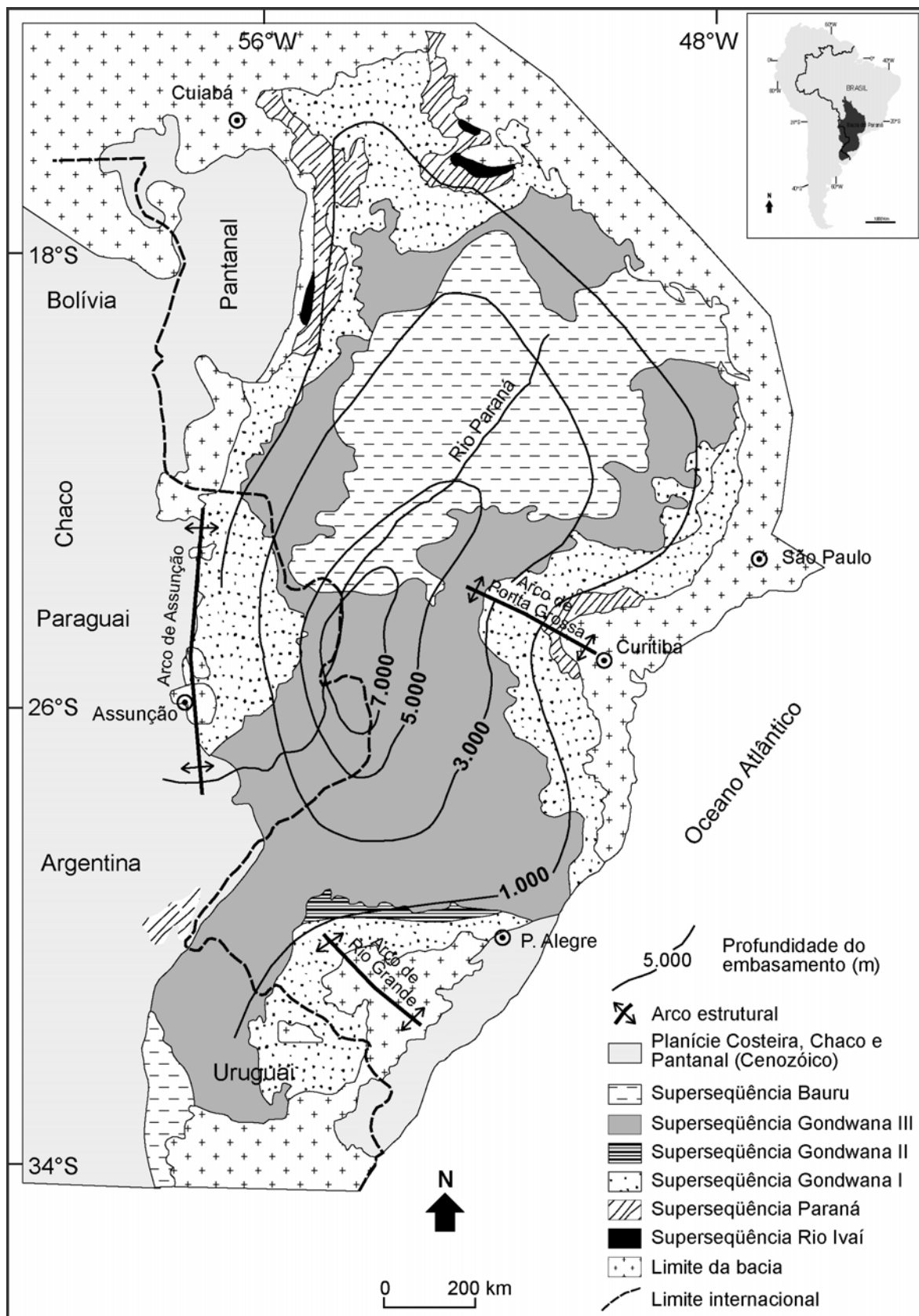
Figura 6 – Diagramas isocrônicos das unidades estudadas (a: Formação Iapó; I: modif. de Isoplot, 2002; II: modif. de Williamson, 1968 – b: Formação Furnas; I: modif. de Isoplot, 2002; II: modif. de Williamson, 1968 – c: Formação Ponta Grossa, modif. de Williamson, 1968 – d: Grupo Itararé, modif. de Williamson, 1968 – e: Formação Teresina, modif. de Isoplot, 2002 – f: Formação Santa Maria, modif. de Williamson, 1968; I: Perfil 1 e II: Perfil 2 – g: Grupo Bauru, modif. de Williamson, 1968).

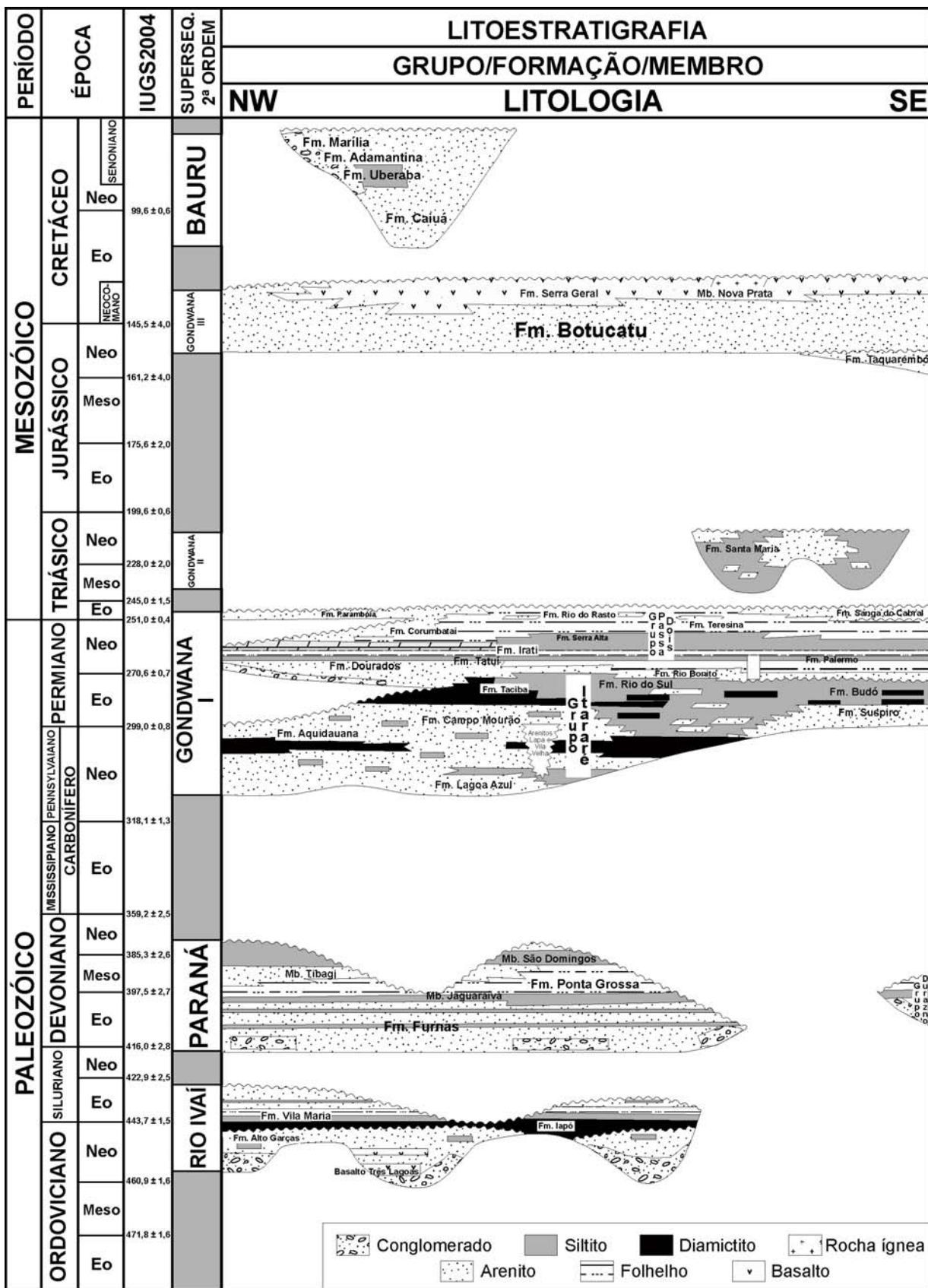
Tabela 1 – Localização dos pontos de amostragem das áreas estudadas e características mineralógicas das amostras (B = bentonita; C = clorita; I = ilita; K = caolinita; Q = quartzo; C/S = interestratificado clorita/esmectita; I/S = interestratificado ilita/esmectita e tr = traço).

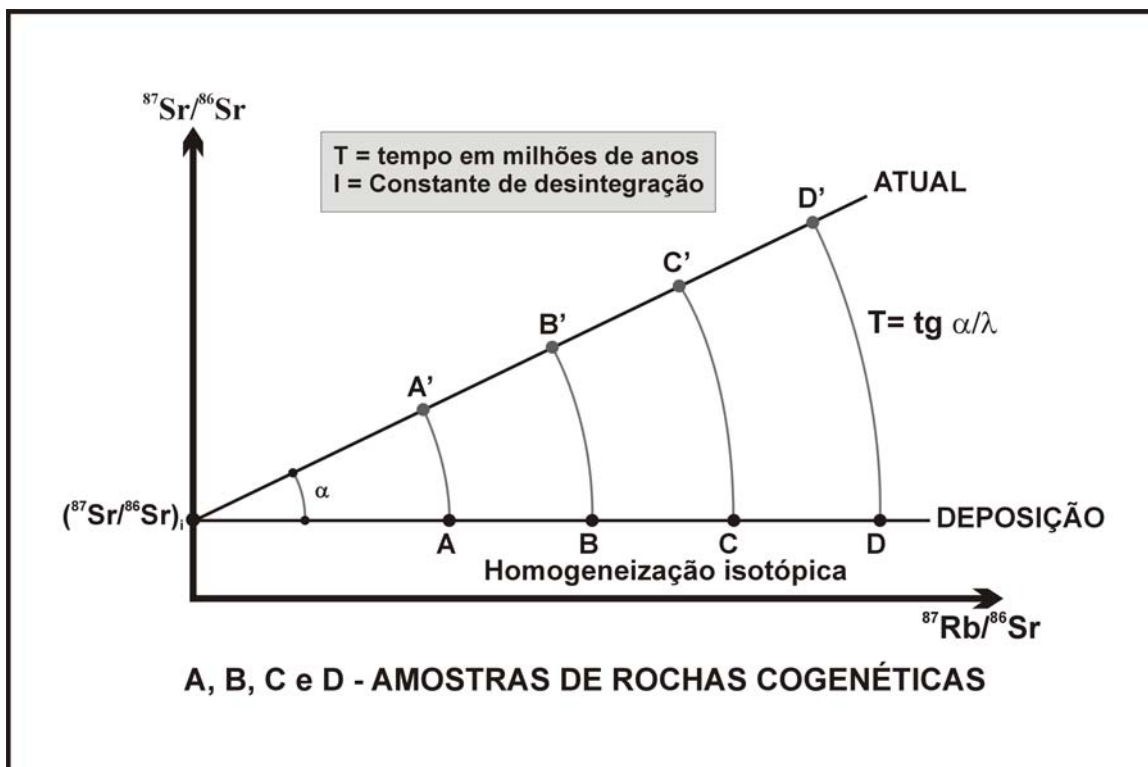
Tabela 2 – Razões isotópicas das amostras das unidades estudadas (os valores dos erros das razões isotópicas estão em SD absoluto).

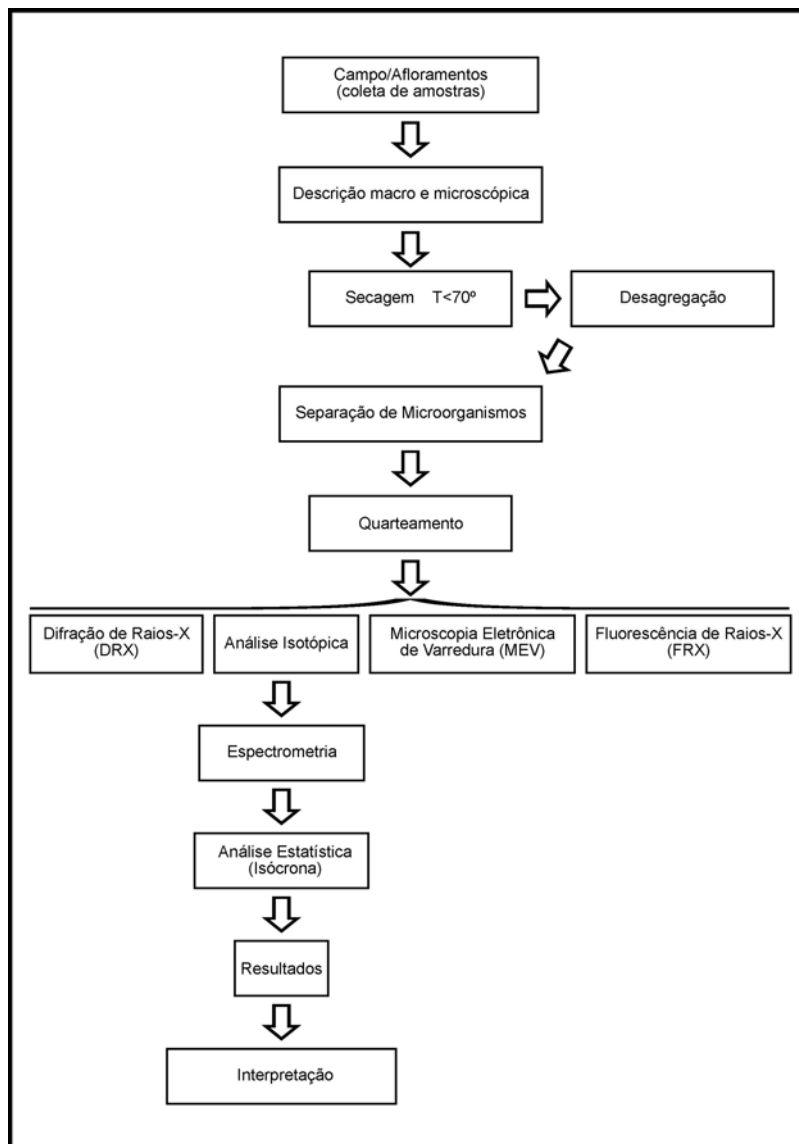
Tabela 3 – Os resultados obtidos para as unidades sedimentares estudadas (B = bentonita; C = clorita; I = ilita; K = caolinita; Q = quartzo; C/S = interestratificado clorita/esmectita; I/S = interestratificado ilita/esmectita e tr = traço).

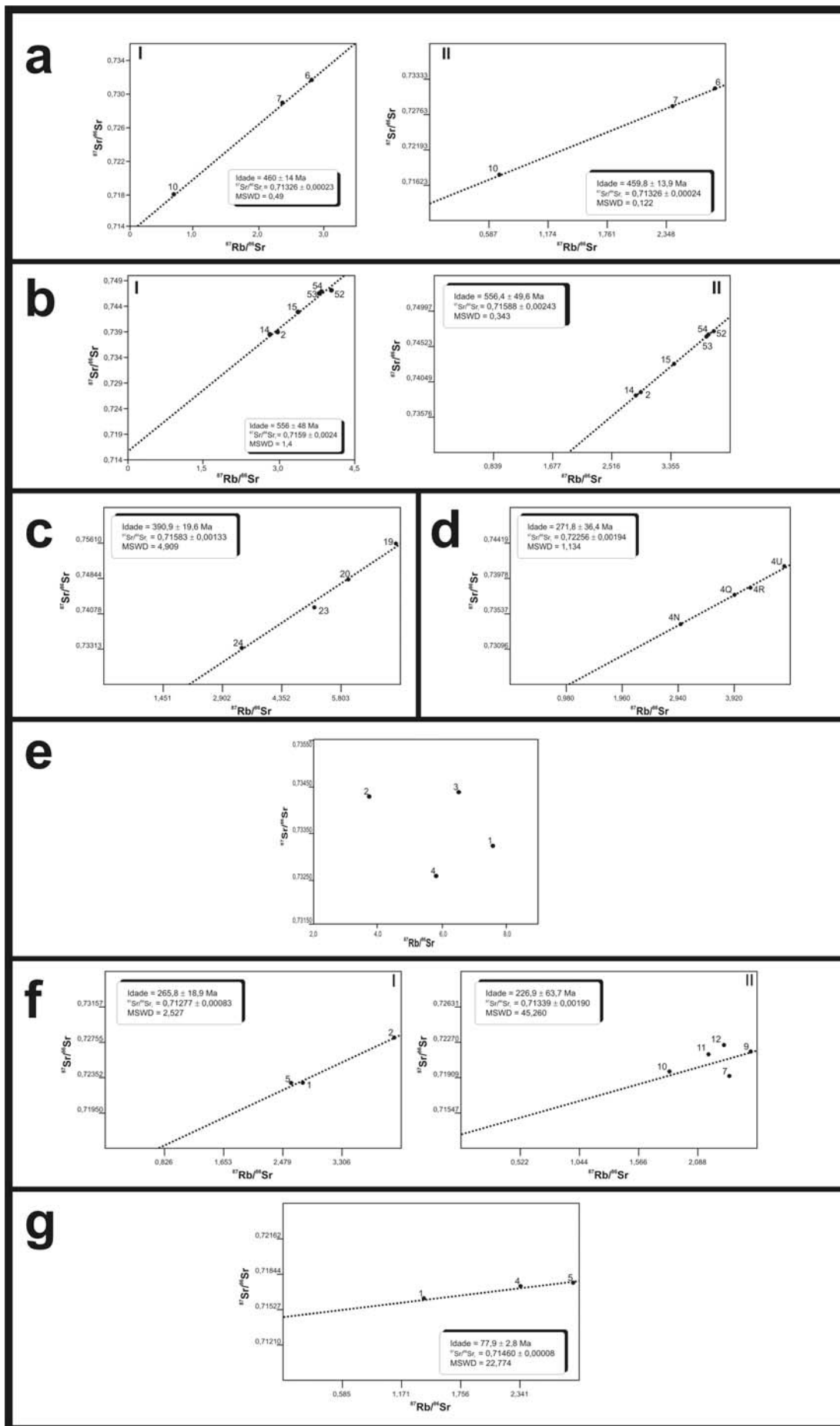












Unidade Sedimentar	Amostragem	Granulometria	Mineralogia	Local de coleta
Grupo Bauru	Não convencional	Siltica	I/S, I e Q	São Paulo
Formação Santa Maria	Convencional	Siltica	I, I/S e Q	Rio Grande do Sul
Formação Teresina	Convencional	Siltico-argilosa	C, I e C/S (tr)	Santa Catarina
Grupo Itararé	Convencional	Argilosa	B, I e Q	São Paulo
Formação Ponta Grossa	Convencional/ testemunho	Siltico-argilosa	I/S, I E K	Paraná, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso
Formação Furnas	Não convencional	Siltico-argilosa	K, I e I/S (tr)	Paraná e Goiás
Formação Iapó	Não convencional	Argilosa	K, I, Q e I/S	Paraná

Unidade Sedimentar		Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
BAURU		SP 0	91	217	0,721724 ± 0,000054	1,1845 ± 0,014214
		SP 4	136	164	0,717338 ± 0,000031	2,3423 ± 0,0281076
		SP 5	149	147	0,717562 ± 0,000048	2,863 ± 0,034356
SANTA MARIA	Perfil 1	SM-1	105,9	110,6	0,72298 ± 0,00019	2,7655 ± 0,03577
		SM-2	119,3	85,5	0,72807 ± 0,00024	4,0366 ± 0,05495
		SM-5	103,6	114,9	0,72296 ± 0,00026	2,6047 ± 0,03336
	Perfil 2	SM-7	133,6	163	0,71921 ± 0,00016	2,3681 ± 0,03368
		SM-9	110	124,5	0,72192 ± 0,00026	2,5512 ± 0,03312
		SM-10	85,8	134,7	0,71968 ± 0,00014	1,8358 ± 0,02194
		SM-11	90,2	119,3	0,72147 ± 0,00027	2,1828 ± 0,02722
		SM-12	87,9	109,3	0,72242 ± 0,00028	2,3216 ± 0,02848
TERESINA		T 1	237,06	91,25	0,7332 ± 0,00017	7,5823 ± 0,2466
		T 2	127,22	99,43	0,73427 ± 0,00016	3,7348 ± 0,0786
		T 3	202,62	90,33	0,73436 ± 0,00013	6,5476 ± 0,1682
		T 4	196,76	98,77	0,73254 ± 0,00018	5,8137 ± 0,1524
ITARARÉ		IT - 4N	59,6	59,7	0,73391 ± 0,00002	2,89 ± 0,144
		IT - 4Q	52,9	39,4	0,73752 ± 0,00001	3,88 ± 0,194
		IT - 4R	54,7	38,7	0,73847 ± 0,00001	4,38 ± 0,219
		IT - 4U	38,7	24,2	0,74117 ± 0,00002	4,62 ± 0,231
PONTA GROSSA		PG - 19	236,6	98,5	0,75603 ± 0,00016	6,985 ± 0,197
		PG - 20	171,5	84,9	0,74873 ± 0,00007	5,87 ± 0,165
		PG - 23	192	106	0,74287 ± 0,00009	5,26 ± 0,148
		PG - 24	153	134	0,73481 ± 0,00011	3,313 ± 0,093
FURNAS		F - 2	82,7	80,6	0,73899 ± 0,0001	2,979 ± 0,116
		F - 14	75,3	77,2	0,73849 ± 0,00009	2,832 ± 0,08
		F - 15	59,8	51,4	0,74286 ± 0,00009	3,379 ± 0,095
		F - 52	71,3	51,3	0,74715 ± 0,00009	4,038 ± 0,114
		F - 53	75,1	56,8	0,74664 ± 0,00007	3,841 ± 0,108
		F - 54	75,5	57	0,74672 ± 0,00006	3,848 ± 0,108
IAPÓ		I - 6	101,2	103,9	0,73164 ± 0,00007	2,826 ± 0,08
		I - 7	102,5	125,4	0,7289 ± 0,00009	2,371 ± 0,067
		I - 9	87,5	384,1	0,71726 ± 0,00008	0,66 ± 0,019
		I - 10	82,4	345,4	0,71778 ± 0,00007	0,691 ± 0,02

UNIDADE	AMOSTRAGEM	GRANULOMETRIA	MINERALOGIA (FF < 2 µm)	AMBIENTE DEPOSICIONAL	IDADE (Ma)	ISÓCRONA (Ma)
IAPO	NÃO CONVECCIONAL	ARGILOSA	K, I, Q e I/S	GLACIAL	ORDOVICIANO SUPERIOR (443-460)	460 ± 14 459,8 ± 13,9
FURNAS	NÃO CONVECCIONAL	SILTICO-ARGILOSA	K, I e I/S (tr)	FLÚVIO-ALUVIAL	DEVONIANO INFERIOR (397-416)	556 ± 48 556,4 ± 49,6
PONTA GROSSA	CONVECCIONAL/ TESTEMUNHO	SILTICO-ARGILOSA	I/S, I e K	MARINHO	DEVONIANO ENSIANO- FRANSNIANO (374-407)	390,9 ± 19,6
ITARARÉ	CONVECCIONAL	ARGILOSA	B, I e Q	"CINZA"	PERMIANO INFERIOR (270-299)	271,8 ± 36,4
TERESINA	CONVECCIONAL	SILTICO-ARGILOSA	C, I e C/S (tr)	MARINHO	PERMIANO SUPERIOR (251-260)	—
SANTA MARIA	CONVECCIONAL	SILTICA	I, I/S e Q	FLUVIAL	TRIÁSSICO SUPERIOR LANDIANO- EONORIANO (216-237)	265,8 ± 18,9 (1) 226,9 ± 63,7 (2)
BAURU	NÃO CONVECCIONAL	SILTICA	I/S, I e Q	FLÚVIO-ALUVIAL	CRETÁCEO CENOMANIANO- SANTONIANO (83-99)	77,9 ± 2,8

6.2. Artigo II

Depositional age and provenance of fine-grained sedimentary rocks derived from Rb-Sr and Sm-Nd analyses: the example of the Santa Maria Formation (Triassic, Paraná Basin, southern Brazil).

Autores: Diogo Rodrigues Andrade da Silva, Ana Maria Pimentel Mizusaki, Sylvia Maria Couto dos Anjos, Edinei Koester e André Borba.

Revista publicada: Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 2006 (artigo submetido).

O objetivo do manuscrito é de mostrar a aplicação conjunta dos métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd visando, respectivamente, a obtenção da idade deposicional da Formação Santa Maria da Bacia do Paraná e a identificação de suas possíveis áreas fontes.

A escolha pela área deve-se ao fato de ter-se um excelente controle estratigráfico da unidade na região estudada (Pierini, 2001), permitindo então uma melhor interpretação dos resultados obtidos e a identificação de eventuais problemas analíticos.

Os resultados obtidos (Figuras 20 e 21) através destas metodologias mostraram-se muito coerentes em relação aos dados existentes na bibliografia, tornando a aplicação conjunta destes métodos muito promissoras quando aplicadas visando a obtenção de idade deposicional e identificação de áreas fontes.

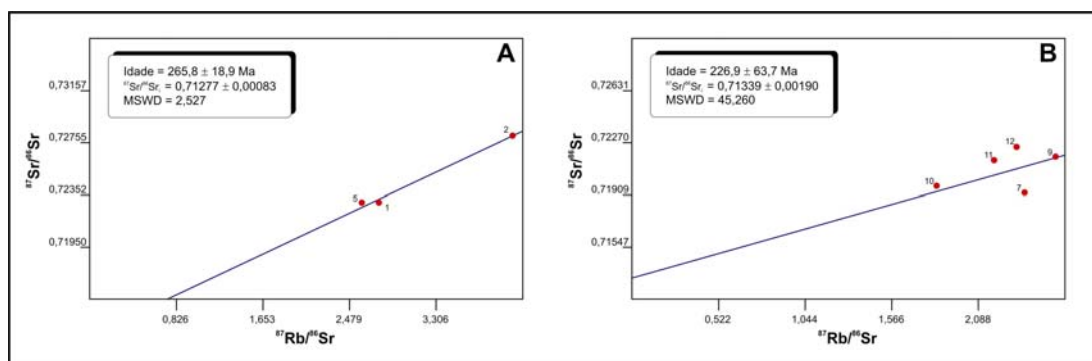


Figura 20 – Diagrama Isocrônico obtidos pelas análises Rb-Sr das amostras da Formação Santa Maria; A) Perfil 1; B) Perfil 2 (modif. Silva et al., 2006).

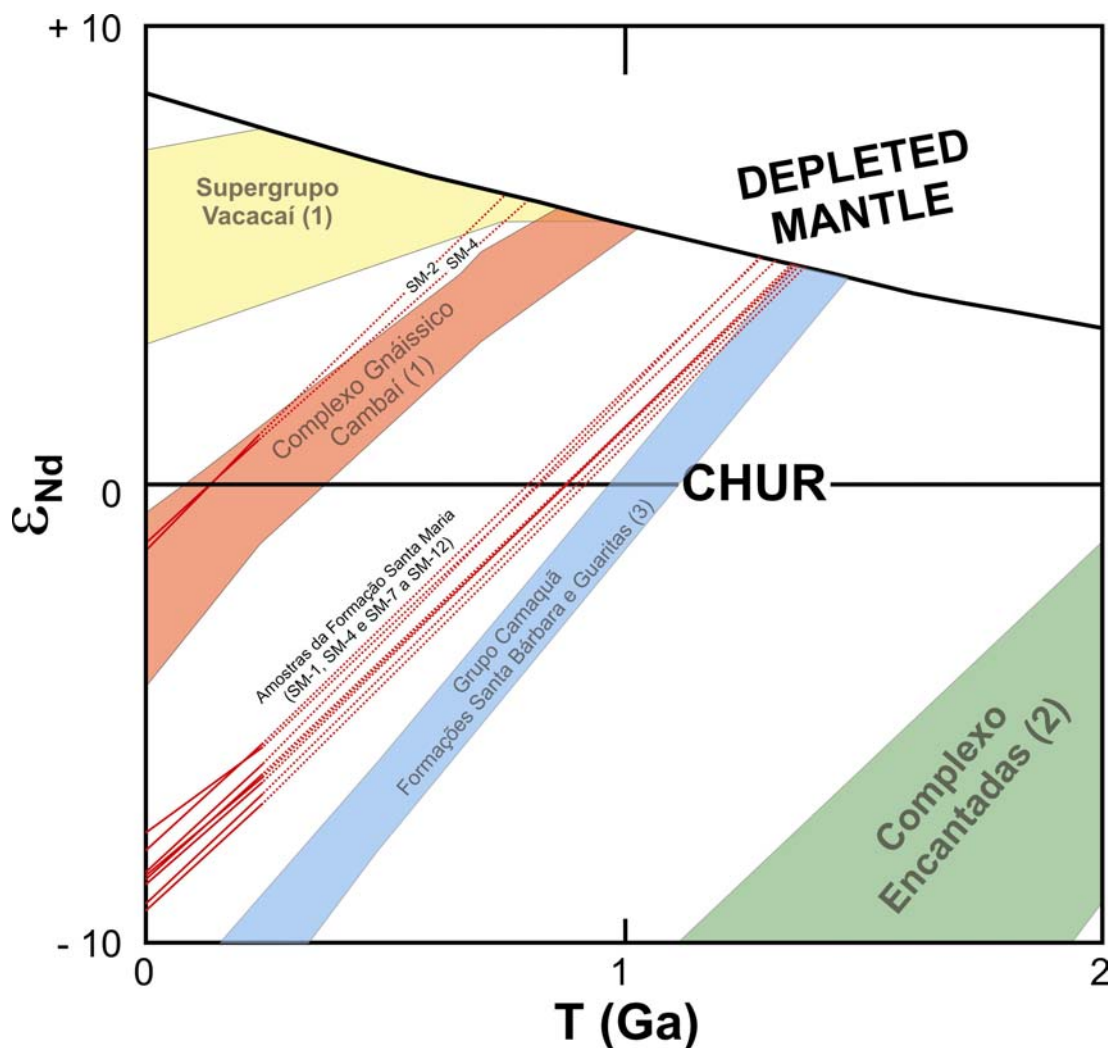


Figura 21 - Diagrama ϵ_{Nd} vs. Tempo (DePaolo, 1981) para as amostras da Formação Santa Maria (1– Babinski *et al.*, 1996; 2 – Chemale Jr. *et al.*, 2000; 3 – Borba *et al.*, 2004) com suas prováveis áreas fontes (modif. Silva *et al.*, 2006).

Os resultados obtidos através dos métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd aplicados nas rochas da Formação Santa Maria estão expostos no artigo II (Depositional age and provenance of fine-grained sedimentary rocks derived from Rb-Sr and Sm-Nd analyses: the example of the Santa Maria Formation (Triassic, Paraná Basin, southern Brazil)), submetido à revista *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* (Página 90).



LATIN AMERICAN JOURNAL OF SEDIMENTOLOGY AND BASIN ANALYSIS

Asociación Argentina de Sedimentología
Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804, 8000 Bahía Blanca, República Argentina.

E-mail: cuadrado@criba.edu.ar

Tel/Fax: (54-291) 486-
1112/1519

Bahía Blanca, 12 de Enero de 2006

Estimado Dr Diogo Rodrigues A. da Silva,

Por la presente le comunico que su trabajo DEPOSITIONAL AGE AND PROVENANCE OF FINE-GRAINED SEDIMENTARY ROCKS DERIVED FROM Rb-Sr AND Sm-Nd ANALYSES: THE EXAMPLE OF THE SANTA MARIA FORMATION (TRIASSIC, PARANÁ BASIN, SOUTHERN BRAZIL), escrito por Diogo Rodrigues A. da Silva, Ana Maria Pimentel Mizusaki, Sylvia Maria Couto dos Anjos, Edinei Koester Edinei Koester y André Weissheimer de Borba ha sido recibido en *LATIN AMERICAN JOURNAL OF SEDIMENTOLOGY AND BASIN ANALYSIS* (LAJSBA) con fecha 13 de Octubre 2005 y se le ha asignado el número **MS140**.

Por favor, para toda comunicación futura le ruego utilice el número de referencia. Su trabajo está siendo analizado y será enviado a evaluadores oportunamente seleccionados.

Muchas gracias por elegir *LATIN AMERICAN JOURNAL OF SEDIMENTOLOGY AND BASIN ANALYSIS* como órgano de difusión de su trabajo.

Cordialmente,

Dra Diana G. Cuadrado
Secretaria Editorial LAJSBA

**DEPOSITIONAL AGE AND PROVENANCE OF FINE-GRAINED
SEDIMENTARY ROCKS DERIVED FROM Rb-Sr AND Sm-Nd ANALYSES:
THE EXAMPLE OF THE SANTA MARIA FORMATION (TRIASSIC, PARANÁ
BASIN, SOUTHERN BRAZIL)**

Diogo Rodrigues Andrade da Silva¹ – e-mail: diogrodrigues@yahoo.com.br

Ana Maria Pimentel Mizusaki^{1,2} – e-mail: ana.muzisaki@ufrgs.br

Sylvia Maria Couto dos Anjos² – e-mail: sanjos@petrobras.com.br

Edinei Koester¹ – e-mail: edinei.koester@ufrgs.br

André Weissheimer de Borba¹ – e-mail: awborba.voy@terra.com.br

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências (IG-UFRGS)
Avenida Bento Gonçalves, 9500, Prédio 43127, Sala 112 – CEP: 91501-970 – Porto
Alegre (RS), Brasil - Tel:(51) 3316-6379 / Fax: (51) 3333-1163

² Pesquisador CNPq

³PETROBRAS, Av. Chile, 65 – 13° andar – Centro – Edise – Rio de Janeiro/RJ – Brasil
– CEP: 20031-912

RESUMO

Os métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd) têm sido aplicados em rochas sedimentares visando a obtenção de idades deposicionais e informações sobre proveniência. Em muitos casos, apesar dos resultados geologicamente significativos, ainda persistem dúvidas em relação à extensão e interpretação dos dados obtidos. Isto ocorre porque as rochas sedimentares resultam da mistura de fragmentos detríticos de diversas proveniências com diferentes sistemas isotópicos, conseqüentemente, já contendo um registro da rocha fonte. No caso do método Rb-Sr, aplicado em rochas sedimentares de granulometria fina, podem-se obter idades absolutas para o evento deposicional desde que o processo denominado homogeneização isotópica do Sr tenha ocorrido logo após a deposição. O método Sm-Nd, apesar de ser uma técnica relativamente nova quando aplicada a rochas sedimentares, tem se tornado uma ferramenta fundamental para auxílio na determinação de proveniência. Neste trabalho, foram aplicados os métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd em amostras de rochas sedimentares da Formação Santa Maria (Triássico da Bacia do Paraná). Foi calculada uma idade deposicional (226.9 ± 63.7 Ma) compatível com o registro sedimentar analisado. As informações obtidas com o método Sm-Nd permitiram inferências e reconstrução das áreas de proveniência. Estes resultados são fundamentais para o aprimoramento destas metodologias quando aplicada em rochas sedimentares.

RESUMEN

Los métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd) han sido aplicados en rocas sedimentarias objetivando la obtención de edades deposicionales y informaciones sobre origen. En muchos casos, a pesar de los resultados geológicamente significativos, continúan existiendo dudas en relación a la extensión e interpretación de los datos obtenidos. Esto ocurre porque las rocas sedimentarias resultan de la mezcla de fragmentos detríticos de diversos orígenes con diferentes sistemas isotópicos, con el consecuente registro de la roca madre. En el caso del método Rb-Sr, aplicado en rocas sedimentarias de granulometría fina, se pueden obtener edades absolutas de los eventos deposicionales, desde que el proceso denominado homogenización isotópica del Sr haya ocurrido después de la deposición. El método Sm-Nd, a pesar de ser una técnica relativamente nueva en la aplicación a rocas sedimentarias, se ha tornado una herramienta fundamental en el auxilio a la determinación de origen. En este trabajo, fueron aplicados los métodos radiométricos Rb-Sr y Sm-Nd en muestras de rocas sedimentarias de la Formación Santa Maria (Triásico de la Cuenca del Paraná). Fue calculada una edad deposicional (226.9 ± 63.7 Ma) compatible con el registro sedimentar analizado. Las informaciones obtenidas con el método Sm-Nd permitieron la presunción y reconstrucción de las áreas de origen. Estes

resultados son fundamentales para el perfeccionamiento de estas metodologías cuando aplicadas a rocas sedimentarias.

KEYWORDS: SEDIMENTARY ROCKS, Rb-Sr METHOD, Sm-Nd METHOD, DEPOSITIONAL AGE AND PROVENANCE.

INTRODUCTION

The depositional age of sedimentary rocks can be obtained from their fossil content or from stratigraphic correlation with well-dated units. Otherwise, where sedimentary rocks are afossiliferous or correlation between strata is not conclusive, dating sedimentary rocks is a difficult task. In such cases, radiometric methods widely used to date basement rocks can be tentatively applied in order to constrain depositional or diagenetic ages, as well as the provenance pattern of the focused unit.

The Rb-Sr dating of sedimentary rocks, in many basins around the world, has yielded geologically significant ages when a series of criteria are adopted: excellent stratigraphic control, low silt/clay ratio and samples rich in expansive clay minerals, such as smectite, mixed-layer illite-smectite, and degraded illite (Whitney and Hurley, 1964; Byscae and Dasch, 1971; Cordani et al., 1978; Morton, 1985; Mizusaki et al., 1998). Concerns and doubts on the reliability of the application of the Rb-Sr method to sedimentary rocks still persist, since these rocks are composed by isotopically distinct detritus from diversified source areas. The role of the clay mineral composition and grain-size, the isotopic uniformization of Sr, the depositional setting and the influence of oxidation and diagenetic processes are still reasons for controversy and debate.

The parameters of the Sm-Nd system, such as the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, ϵ_{Nd} and T_{DM} model ages, are distinctive of mantelic vs. crustal origin of igneous and metamorphic rocks. The relatively immobile character of the rare earth elements (REE's) in most terrestrial processes allows the application of this isotopic system for determining provenance (Nelson and DePaolo, 1988; McLennan et al., 1990), despite possible slight modifications during the sedimentary cycle (Zhao et al., 1992). The Sm-Nd system was successfully applied to Paleozoic marine basins in North America (Gleason et al., 1994; 1995) and Africa (Andersson et al., 2003).

In order to test the applicability of the Rb-Sr and Sm-Nd systems in obtaining geologically significant depositional ages and tracing provenance, fine-grained sedimentary rocks from the Triassic Santa Maria Formation were sampled and analyzed. The Santa Maria Formation was selected because of its well-known sedimentology and stratigraphy, as well as the good preservation and knowledge of the vertebrate fossil content (Scherer et al., 2000).

GEODYNAMICS AND STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

Paraná Basin – general characterization

The Paraná Basin occupies an area of 1,700,000 km², covering part of the territories of Brazil, Argentina, Paraguay and Uruguay (Figure 1). Its basement is made up of Archean/Paleoproterozoic cratonic nuclei and Neoproterozoic mobile belts amalgamated in the context of the Brasiliano/Pan-African cycle (900-540 Ma) during the assembly of Gondwana. The tectonostratigraphic evolution of the Paraná Basin is closely related to the geodynamic processes occurred in the Gondwanides belt, during the subduction of the Panthalassan plate underneath the southwestern margin of Gondwana (Milani, 2000).

The geological record of the Paraná Basin is divided into six supersequences bounded by regional-scale unconformities, each one produced by a different paroxysm of the Gondwanides belt. The Ordovician-Silurian (or Rio Ivaí) supersequence comprises the fluvial deposits of the Alto Garças Formation, the glacial facies of the Iapó Formation and the transgressive marine deposits of the Vila Maria Formation, dated at the Llandoveryan (Mizusaki et al., 2002). The Devonian (or Paraná) supersequence is composed by the Furnas and Ponta Grossa formations, made up of fluvio-deltaic to marine deposits and recording a transgressive event.

During the Devonian-Carboniferous boundary, the Paraná Basin was affected by a very unstable period due to a long glaciation (Caputo and Crowell, 1985) and to convergent tectonic processes which resulted in a regional angular unconformity representing a large non-deposition hiatus (Milani, 2000). At the end of the glaciation, sedimentation was resumed and the Carboniferous-Eotriassic (or Gondwana I) supersequence developed. This 2,500m thick package, at its base, is made up of the diamictites, sandstones and siltstones/mudstones of periglacial origin of the Itararé Group. Stratigraphically above, occur the coal-bearing fluvio-deltaic deposits of the Rio Bonito Formation, and the transgressive marine deposits of the Palermo and Irati formations (Holz and Carlucci, 2000). A new continentalization trend is represented by the Serra Alta, Teresina, and Rio do Rasto formations, which culminate with fluvio-eolian deposits (Menezes, 2000).

The Neotriassic (or Gondwana II) supersequence, the main focus of this study, crops out only in the southern portion of the basin, in the Rio Grande do Sul State, Brazil. This package is made up of the Sanga do Cabral, Santa Maria, Caturrita and Mata formations, all deposited in a continental, fluvio-lacustrine setting (Scherer et al., 2000). Stratigraphically above, the Jurassic-Eocretaceous (or Gondwana III) supersequence is composed by the eolian sandstones of the Botucatu Formation and by the tholeiitic basaltic flows of the Serra Geral Formation, with subordinated andesites and rhyolites (Roisenberg and Viero, 2000). Finally, the Neocretaceous

(or Bauru) supersequence is represented by the fluvial deposits of the Bauru and Caiuá formations, accumulated in depressions formed by the cooling of the Cretaceous basaltic flows.

The Gondwana II supersequence – the Triassic package of southern Paraná Basin

The sedimentary rocks of the Gondwana II supersequence, cropping out in the central lowlands of the Rio Grande do Sul State, southern Brazil, were extensively revised by Scherer et al. (2000) and Zerfass et al. (2003, 2005) in terms of sedimentology, stratigraphy and tectonics. The cited authors subdivide this package in unconformity-bounded depositional sequences, with depositional ages determined through their fossil content.

The Eoscytian sequence corresponds to the Sanga do Cabral Formation, which base is composed by poorly sorted intraformational conglomerates and conglomeratic sandstones, with trough- and planar-cross stratifications, suggesting deposition in braided fluvial streams. Upsection, siltstones and mudstones occur, with interlayered fine-grained rippled sandstones and desiccation cracks, representing deposition in a periodically dry lacustrine setting. At the top of this package, coarse-grained and conglomeratic sandstones crop out, associated with fine-grained sandstones, with either horizontal stratification or large-scale eolian trough-cross stratification. Paleocurrents point to northeast and the fossil content is composed by reptiles and amphibians of the Eoscytian *Lystrosaurus* biozone.

The Ladinian-Eonorian sequence, main focus of the present paper, corresponds in the lithostratigraphy to the Santa Maria Formation and to the base of the Caturrita Formation. The sequence begins with fine-grained to conglomeratic sandstones and subordinate reddish siltstones and mudstones, diagnostic of braided fluvial streams (the Passo das Tropas Member). Stratigraphically above (the Alemoa Member), massive or thinly laminated siltstones dominate, associated with desiccation cracks, caliches and paleosols. These characteristics suggest the dominance of floodplain areas over the fluvial channels, which should be more sinuous and with stable margins. Upsection (the Caturrita Formation), coarse-grained sandstones are more common, suggesting a new braided fluvial system, with wide and shallow channels. Paleocurrents suggest a northeastward flow, and a rich Ladinian to Eonorian paleotetrapod fauna, associated with plant fossils and invertebrates is recorded.

The Rethic sequence, represented by the “Mata Sandstone”, comprises fine-grained to conglomeratic quartzose sandstones, with small- to medium-scale trough-cross stratifications. These rocks contain a significant occurrence of silicified fossil conifer stems. The Neojurassic sequence is represented by the Guarú Formation (Scherer and Lavina, in press), a succession made up of fine-grained to conglomeratic sandstones, with trough-cross and horizontal stratifications. A progressive southwards grain-size decreasing, associated with consistent

southward paleocurrents, suggest that the basin depocenter, at that time, was located in Uruguay, where the correlated Taquarembó Formation contains gastropoda, reptiles and fishes of Late Jurassic age. The Gondwana II supersequence is unconformably overlain by the Cretaceous eolian sandstones of the Botucatu Formation and by the basaltic lava flows of the Serra Geral Formation.

Basement of the southern Paraná Basin – the Sul-rio-grandense Shield

During the Mesozoic, the basement of the Paraná Basin in its southern portion was represented by the igneous, metamorphic and sedimentary units of the Sul-rio-grandense Shield, with formation ages from the Late Archean to the Ordovician. This area developed through accretionary and collisional events during the Transamazonian (Paleoproterozoic) and Brasiliano/Pan-African (Neoproterozoic) orogenic cycles (Chemale Jr. et al., 1995; Fernandes et al., 1995; Babinski et al., 1996; Hartmann et al., 1998). Tectonic activity during the Paleozoic and Mesozoic was identified by means of petrographic analysis of sandstones (Zerfass, 2000), identification of tectonic structures (Zerfass et al., 2005) and apatite fission-track data (Borba et al., 2002; 2003a). Thus, a detailed description of the isotopically-distinct basement domains of the Sul-rio-grandense Shield is necessary for comparison with the obtained data and identification of possible source areas.

The Taquarembó Domain comprises the Paleoproterozoic Santa Maria Chico granulitic complex, of juvenile island-arc TTG origin. The magmatic ages are between 2.55 and 2.35 Ga, and a 2.02 Ga old metamorphic overprint is recorded. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are very low (ca. 0.703) and Sm-Nd isotopic data reveal T_{DM} ages between 2.3 and 2.6 Ga and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ around +3 (Hartmann et al., 1999; Soliani Jr. et al., 2000).

The São Gabriel Domain consists of a Neoproterozoic juvenile terrain made up of TTG-type metagranitoids of the Cambaí Complex, with magmatic ages ranging from 879 ± 14 Ma to 703 ± 13 Ma (Leite et al., 1998). Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are also very low and Sm-Nd model ages vary between 930 and 800 Ma and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values between +0.7 and +4.4 (Babinski et al., 1996). Remnants of oceanic crust, island-arc volcanics and sedimentary cover are assembled in the Vacacaí Supercomplex, also with juvenile characteristics, unit which is dated at 753 ± 2 Ma and 705 ± 2 Ma (Machado et al., 1990; Hartmann et al., 2003; Saalman et al., 2005).

The Santana da Boa Vista Domain is made up of the Paleoproterozoic Encantadas gneisses (Jost and Bitencourt, 1980), with Sm-Nd T_{DM} ages of 2.0 to 3.2 Ga and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ of +5 (Soliani Jr. et al., 2000). This unit is unconformably overlain by the supracrustal Porongos complex, with Neoproterozoic metamorphosed volcanic rocks (783 ± 6 Ma, Porcher et al., 1999) and sedimentary units of Paleoproterozoic provenance (Vasconcellos et al., 2003).

The Pelotas Domain is made up of granitic rocks emplaced within a major shear zone (the Dorsal de Canguçu shear zone, DCSZ), active between 658 – 625 Ma under transpressive regime, and 625 – 600 Ma under transtractive regime. These granitoids display mixed mantle-crust Sm-Nd data (T_{DM} ages between 1.53 and 2.27 Ga, Frantz et al., 1999). Post-collisional (Bitencourt and Nardi, 1993) intrusive suites outside DCSZ are younger than 612 ± 2 Ma and are rich in Paleoproterozoic metamorphic xenoliths (Babinski et al., 1997; Philipp and Machado, 2002). Large Paleoproterozoic xenoliths and roof-pendants are ascribed to the Várzea do Capivarita metamorphic suite (Frantz et al., 1984) and the Arroio dos Ratos gneissic complex (Fernandes et al., 1990). A recent proposal suggests an allochthonous origin for the Pelotas Domain (or Cuchilla Dioniso Terrane in Uruguay) and a 530 Ma left-lateral (strike-slip) collisional event (Bossi and Gaucher, 2004).

The “Camaquã Basin” (Paim et al., 2000), designation of a series of fault-bounded sedimentary and volcanosedimentary basins, represents the post-collisional phase of the Neoproterozoic orogenic events. From base to top, the stratigraphic units represent an overall continentalization trend. The Maricá Formation (Leinz et al., 1941), considered to be Neoproterozoic (Paim et al., 2000), is made up of fluvial and shallow marine sedimentary rocks (Borba et al., 2004) with crustal, Paleoproterozoic Sm-Nd parameters (Borba et al., in press). The Bom Jardim Group comprises andesites of the Hilário Formation (*ca.* 592 ± 5 Ma, Remus et al., 1997) and alluvial, fluvio-lacustrine deposits of the Arroio dos Nobres Formation. The Acampamento Velho Formation is made up of rhyolitic lavas and pyroclastic rocks dated at 549 ± 5 Ma (Sommer et al., 2003), and the Camaquã Group comprises the alluvial, fluvial and eolian deposits of the Santa Bárbara and Guaritas formations, younger than 540 Ma (Borba and Mizusaki, 2003b; Scherer et al., 2003). Shoshonitic to alkaline granitoids with ages in the 590 – 550 Ma interval (*e.g.* Lavras do Sul, Jaguari, Caçapava do Sul, São Sepé granitoids) are widespread in the entire Sul-rio-grandense Shield.

METHODOLOGY AND SAMPLING

Rb-Sr dating

The Rb-Sr dating method is related to the process of radioactive decaying of ^{87}Rb to ^{87}Sr , with a half-life value of 48.8 Ga, and it is traditionally applied to the absolute dating of igneous suites. During the crystallization of a magma, ^{87}Sr has considerable mobility, and it migrates between mineral phases when the temperature is above 300 – 350°C. The result is called the isotopic homogenization of Sr, which is stopped by the cooling of the formed rocks below the referred temperature. Thus, a Rb-Sr age records the crystallization of a given igneous suite. An important parameter of the Rb-Sr system is the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (R_i), which

distinguishes acidic, crust-derived igneous rocks, with higher R_i values, from basaltic, mantle-related suites, with R_i around 0.703. The Rb-Sr dating of a single granite sample, analyzed by mass spectrometry, can be obtained by attributing an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (conventional age). Otherwise, when R_i is unknown, the obtained $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for a series of co-magmatic samples are plotted in the isochron diagram, the slope of the best-fitting line meaning the crystallization age.

During the sedimentary cycle, characterized by lower temperatures, the behavior of the Rb and Sr ions is different. Rb is more easily adsorbed by clay minerals, while Sr is released from the crystal lattice of the minerals, and incorporated to the interstitial fluids. This fact is thought to favor a process called the “isotopic uniformization” of Sr during the deposition of fine-grained sediments in a sedimentary basin (Compston and Pidgeon, 1962; Faure, 1986). This process is necessary condition for the reliability of the radiometric dating. The success in yielding geologically significant depositional ages, according to Mizusaki (1992) and Mizusaki et al. (1998), depends on obtaining samples with high clay content, presence of expansive clay minerals such as smectite, degraded illite and I-S mixed-layer, and sampling according to the scheme proposed by Thomaz Filho and Lima (1979).

Sm-Nd system

The relatively immobile character of the rare earth elements (REE's) in most terrestrial processes (DePaolo, 1988; McLennan et al., 1990) allows the application of the Sm-Nd isotopic system to provenance research, even considering a possible slight modification of parameters during the sedimentary cycle (Awwiller and Mack, 1991; Zhao et al., 1992). Relatively lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios (^{144}Nd is the reference stable isotope) indicate crustal sources, while higher $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios suggest the input of mantle-derived juvenile material (DePaolo, 1988). The difficult visualization of the meaning of Nd ratios is overcome by the ϵ_{Nd} parameter and by mantle-extraction ages T_{DM} . Positive or near-zero ϵ_{Nd} values, and T_{DM} values near the crystallization age of an igneous suite, correspond to juvenile, mantle-derived components. On the other hand, negative results and significant difference between ages of extraction (T_{DM}) and crystallization point to contamination by inherited, crustal material.

The early study of Nelson and DePaolo (1988) in continental, semi-arid, fault-bounded basins of the Tertiary of southwestern United States demonstrated the applicability of the parameters cited above to provenance studies by recognizing two isotopic end-members (Precambrian basement and Oligocene volcanics) and their mixing in post-Oligocene rocks. McLennan et al. (1990) showed that recent sediments draining shield areas and depositing in passive margin basins have strongly negative, present-day ϵ_{Nd} parameters (between -9,9 and -24,9), while sediments from fore-arc basins display positive values from +0,7 to +8,3. The Sm-

Nd parameters have also been applied to Paleozoic marine basins in North America (Gleason et al., 1994; 1995) and Africa (Andersson et al., 2003), as well as to Neoproterozoic sedimentary (Ball and Farmer, 1998; Farmer et al., 2001) and metasedimentary (Pimentel et al., 2001) successions.

Sampling and analytical procedures

The analyzed samples are representative of the upper package of the Santa Maria Formation, the Alemoa Member, comprising siltstones with desiccation cracks, caliches and paleosols, cropping out along a E-W trending area in the central lowlands of Rio Grande do Sul State, southern Brazil (Fig. 2). Sample collection was performed along two distinct stratigraphic sections, with slightly different grain-size, distant some 50 kilometers from one another in the E-W direction. In the first profile (Fig. 3 a), located near the urban area of Santa Maria city, samples SM-1 to SM-6 were collected, while in the second (Fig. 3 b), located near Agudo, samples SM-7 to SM-12 were obtained. All the twelve samples were analyzed for Rb-Sr, while ten samples were submitted to Sm-Nd procedures. The selection of samples was performed according to the criteria of Mizusaki (1992), by considering macroscopic characteristics and previous results by X-ray diffraction (Pierini, 2001).

The Rb-Sr and Sm-Nd isotopic analyses were performed in the Laboratório de Geologia Isotópica of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-CPGq/UFRGS). Initially, the samples were dried under controlled temperature (up to 70°C) in order to avoid damage to the structure of the clay minerals. The semi-quantitative and quantitative determination of the Rb, Sr, Sm and Nd contents was achieved by X-ray fluorescence. About 0.1 to 0.2 g of powdered rock from each sample was dissolved with HNO₃ and HF in Savilex vials, with the addition of isotopic tracers. Rb, Sr and REE's were separated in cationic exchange AG-50W-X8 resin columns (200 to 400 mesh), and Sm was separated from Nd with anionic exchange LN-B50-A resin columns (100 to 200 µm). Isotopic ratios were obtained using a VG SECTOR 54 mass spectrometer, with multi-collection system and 1.0 V ion beam, at the Laboratório de Espectrometria de Massas do LGI-CPGq/UFRGS. Rb-Sr and Sm-Nd results were calibrated respectively against standards NBS-987 (Strontium carbonate, mean 0.71026 ± 0.000014) and La Jolla (mean 0.511859 ± 0.00001). Blank values were lower than 150pg for Sr and Sm, and 750pg for Rb and Nd.

RESULTS

The analyzed samples can be described as reddish, oxidized, massive siltstones. Their close field relationship with lens-shaped sandstone beds, as well as the stratigraphic position

within the Ladinian-Eonorian sequence, relate them with floodplain deposits of a fluvial system. The X-ray diffraction procedures in the $FF < 2\mu\text{m}$ fraction allowed the recognition of illite, I-S mixed-layer and quartz (Fig. 4).

The results of the application of the Rb-Sr and Sm-Nd isotopic methods in whole rock are in Table I. In the first profile, Rb values are between 103 and 119 ppm, Sr varies from 85 to 133 ppm, Sm from 4 to 10 ppm and Nd between 22 and 50 ppm. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio spreads from 0.721 to 0.728, while the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratio are between 2.36 and 4.03. The values for the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio are from 0.191 to 0.203, and the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ spreads from 0.5121 and 0.5125. These results correspond to $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ values of -1.27 to -9.18 , and $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ from $+0.91$ to -6.95 , considering the depositional age of 230 Ma. The T_{DM} ages spread from 750 to 1360 Ma.

In the second profile, Rb values are between 85 and 133 ppm, Sr between 109 and 163 ppm, Sm from 3 to 5 ppm and Nd from 17 to 25 ppm. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values spread from 0.719 to 0.722 and the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ from 1.83 to 2.55. The values of the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio are from 0.189 to 0.198, and the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ spreads from 0.5121 and 0.5122. These results correspond to $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ values of -7.98 to -9.07 , and $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ from -5.75 to -6.84 ($t=230$ Ma). The obtained T_{DM} ages are between 1280 and 1365 Ma.

The $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios obtained for the samples SM-1, SM-2 and SM-5 from the first profile, and SM-7, SM-9, SM-10, SM-11 and SM-12 from the second profile were plotted within the statistical program developed by Williamson (1968), allowing to trace isochrons of 265.8 ± 18.9 Ma for the first profile and 226.9 ± 63.7 Ma for the second one (Fig. 5 A, B).

DISCUSSION

Rb-Sr analyses: depositional age

The successful dating of depositional processes of sedimentary rocks by the Rb-Sr method depends highly on the isotopic “uniformization” of Sr during the deposition. Thus, all records of provenance ages would be erased in the newly formed sedimentary deposits. The obtained isochron (second profile) for the siltstones of the Santa Maria Formation is coherent with the depositional age inferred by stratigraphic and paleontological evidences. A number of Rb-Sr dating efforts in basins around the world also got to very similar results (Bonhomme and Segonzac, 1962; Compston and Pidgeon, 1962; Whitney and Hurley, 1964; Faure and Chaudhuri, 1967; Bofinger and Compston, 1967; Brookins et al., 1970; Kawashita, 1972).

Sampling has a fundamental significance for the applicability of the Rb-Sr dating method in sedimentary rocks. Unidentified stratigraphic breaks in the sedimentary record can be

a problem, since rocks above and below unconformities or correlative conformities can have different source areas, difficulting the necessary condition of isotopic uniformization of Sr.

The Santa Maria Formation is positioned, based on its fossil content, in the Late Triassic, between Ladinian and Early Norian (Barberena et al., 1985; Guerra-Sommer et al., 1985; Katto, 1971). In the Phanerozoic time scale of IUGS (2004), this interval spreads from 216.5 ± 2 and 237.0 ± 2 Ma.

The obtained age for the samples of the first profile (265.8 ± 18.9 Ma) is older than the depositional age inferred by paleontologic methods, while the age for the samples of the second profile (226.9 ± 63.7 Ma) is coincident with the fossil content, despite its high experimental uncertainty. Considering the characteristics of the collected samples, the obtained results for the siltstones of the Santa Maria Formation are very satisfactory, and they may have a relationship with different source areas for the sedimentation. The I-S mixed-layers are attached to silt-sized, partially altered detrital grains (Fig. 6). The high contents of silt fraction, and the continental, fluvial depositional setting are not the ideal conditions for the application of the Rb-Sr procedure.

Sm-Nd analyses: provenance research

Provenance studies are capable of reconstructing the tectonic, geographic and climatic parameters of a given sedimentary basin. The most widely used provenance tools are conglomerate clast-counting, sandstone petrography (modal counting of detrital components), and geochemical analyses. Isotopic analyses by the Rb-Sr and Sm-Nd systems can also contribute in the identification of source areas for sediments and sedimentary rocks (Nelson and DePaolo, 1988; McLennan et al., 1990), especially those deposited under dry climatic conditions, where erosion and transport are dominated by physical instabilization and ephemeral, short-lived, high-energy subaqueous flash-floods.

The Gondwana II Supersequence of the Paraná Basin, which corresponds to the Triassic section of southern Brazil, comprises the Sanga do Cabral, Santa Maria, Caturrita and Mata formations, deposited in fluvial and lacustrine systems (Scherer et al., 2000), in a rift basin with preferential transport to north-northeast. The Santa Maria Formation is subdivided in the Passo das Tropas (basal sandstones) and Alemoa (upper siltstones and shales) members.

The analyzed samples are positioned at the base of the Alemoa Member, interpreted as deposited under floodplain and ephemeral lakes (Pierini, 2001) periodically dried (mudcracks, calcretes). The deposition of the Alemoa Member was processed during the Ladinian-Carnian interval, and then the reference age of 230 Ma was used for the calculation of $\epsilon_{Nd(t)}$. The chosen age is also compatible with the Rb-Sr age obtained in this study (226.9 ± 63.7 Ma). In the first profile, located near the town of Santa Maria, the SM-1 and SM-5 samples yielded negative

values of $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$, of -6.39 and -6.95 , corresponding to T_{DM} of around 1.3 Ga. On the other hand, the samples SM-2 and SM-4 yielded positive values of $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$, from 0.81 to 0.91, corresponding to T_{DM} ages from 750 to 800 Ma. In the second profile, distant some 50 km eastward, near the town of Agudo, a more significant uniformity of values was observed, with all samples showing negative $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ values, from -5.75 to -6.84 , and T_{DM} ages around 1.3 Ga (Fig. 7).

The values obtained for the SM-2 and SM-4 suggest significant contribution of mantle-derived source rocks, formed by juvenile accretion during the Neoproterozoic Brasiliano/Pan-African Cycle. The Cambaí Complex and Vacacaí Supercomplex (Fig. 8), units that compose the São Gabriel Domain, are the only units of the Sul-rio-grandense Shield to show Sm-Nd data compatible with the obtained results. Thus, these juvenile rocks were probably exposed and available for erosion during the deposition of the analyzed interval, especially in its western portion. On the other hand, the rest of the samples show values which suggest mixing of mantle-derived juvenile and crustal source areas. The Sm-Nd parameters, including T_{DM} , are very similar to those obtained by Borba et al. (2003b) for samples of the Camaquã Group (Santa Bárbara and Guaritas formations), which could be the main sources of sediments of the studied section in its eastern part.

In summary, it can be suggested that rock units located in the Sul-rio-grandense Shield, such as the Vacacaí, Cambaí and Camaquã units, were uplifted and available for erosion during the evolution of the Alemoa siltstones of the Triassic rift of southern Brazil. Evidences for uplifting during the Triassic were obtained previously by means of apatite fission-track thermochronology (Borba et al., 2002; 2003a) and structural analysis (Zerfass et al., 2005). The uplifted area, possibly bounded by NW-SE trending structures, would be composed, in the western portion, by juvenile rocks of the Cambaí/Vacacaí units, partially covered by sedimentary rocks of the Santa Bárbara Formation. In the east, a thicker sedimentary pile of the Camaquã Group would be the only available source rock, also limited by NW-SE faults.

CONCLUSIONS

The Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systems were successfully applied to siltstone samples collected from the Alemoa Member of the Santa Maria Formation, deposited in the Ladinian-Carnian interval, Triassic (*ca.* 230 Ma). The obtained data are related to the depositional age and the provenance pattern of the Alemoa siltstones, data very important for the knowledge of the Triassic paleogeography of southern Brazil. The depositional Rb-Sr age obtained for samples collected near Agudo (second profile, 226.9 ± 63.7 Ma) is coherent with the age inferred from the fossil content, despite the significant analytical error, while the age obtained for samples collected near Santa Maria was slightly older (265.8 ± 18.9 Ma), probably due to detrital inheritance and incomplete isotopic uniformization of Sr. The provenance parameters, obtained

by the Sm-Nd procedures, allowed the proposition of a configuration of paleoborders, with Brasileiro juvenile units (Cambai/Vacacai) exposed in the west and sedimentary rocks of the Camaquã Group (Santa Bárbara Formation) available for erosion to the east, near Caçapava do Sul. It is possible to suggest that the results of the profile near Agudo (second profile) were better because of: (a) a higher content of clay minerals, implying a smaller influence of Rb and Sr coarse-grained detrital minerals; and (b) a mineralogy enriched in expansive clay minerals (I-S), favoring the process of isotopic uniformization of Sr during deposition.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge all colleagues that make possible the realization of this research. The first author also acknowledge PETROBRAS (Brazilian Oil Company) for his Master Scholarship. We thanks to Dr. Rommulo Vieira Conceição (Geoscience Institute /UFRGS) by his important contributions and discussions concerning isotope geology.

REFERENCES

- Andersson, P.O.D., Johansson, Å. and Kumpulainen, R.A., 2003. Sm-Nd isotope evidence for the provenance of the Skoorsteenberg Formation, Karoo Supergroup, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 173-183.
- Awwiller, D.N. and Mack, L.E., 1991. Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf Coast. *Geology*, 19, 311-314.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. and Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24, 439-442.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R. and Silva, L.C., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10, 263-274.
- Ball, T.T. and Farmer, G.L., 1998. Infilling history of a Neoproterozoic intracratonic basin: Nd isotope provenance studies of the Uinta Mountain Group, Western United States. *Precambrian Research*, 87, 1-18.
- Barbarena, M. C., Araújo, D. C., Lavina, E. L. and Azevedo, S. A. K. 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 8, Rio de Janeiro, 1983. Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Ser. Geol., Seção Paleontologia e Estratigrafia, Brasília, 27 (2), 21-28.
- Bitencourt, M.F.A.S. and Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasileiro magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65 (Supl. 1), 3-16.
- Bofinger, V. M. and Compston, W. 1967. A reassessment of the age of the Hamilton Group, New York and Pennsylvania, and the role of inherited radiogenic ⁸⁷Sr. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 2353-2359.
- Bonhomme, M. and Sengozac, G. D. 1962. Mesures d'âge par la Méthode rubidium-strontium dans les schistes de Steige (Vosges Septentrionales). *Bull. Serv. Géol. Als. Lorr.*, 15 (4), 129-137.
- Borba, A.W. and Mizusaki, A.M.P., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic post-collisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (5), 365-380.

- Borba, A.W., Vignol, M.L., and Mizusaki, A.M.P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic constraints from apatite fission track data. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 683-692.
- Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol, M.L., Mizusaki, A.M.P., Sparrenberg, I., Barros, C.E. 2003a. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from the Lavras do Sul region, southernmost Brazil. *Gondwana Research* 6, 79-88.
- Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, D.R.A. and Kawashita, K. 2003b. Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ como traçadores de proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas: exemplos no Grupo Camaquã. *Pesquisas em Geociências*, 30, 39-50.
- Borba, A.W., Maraschin, A.J. and Mizusaki, A.M.P., 2004. Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography. *Gondwana Research*, 7 (3), 871-886.
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A., Koester, E., Noronha, F.L. and Casagrande, J. in press. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic Constraints. *Gondwana Research*, in press.
- Bossi, J. and Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7 (3), 661-674.
- Brookins, D.G., Chaudhuri, S. and Dulekoz, E. 1970. Rb-Sr isotopic age of Eskridge shale (Lower Permian), Eastern Kansas. *Sedimentary Geology*, 4, 103-115.
- Byscae, P.E. and Dasch, E.J. 1971. The rubidium, strontium, strontium isotope system in deep sea sediments: Argentina Basin. *Jour. Geophys. Research*, 76 (21), 5087-5096.
- Caputo, M.V. and Crowell, J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic era. *GSA Bulletin*, 96, 1020-1036.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. and Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10, 151-166.
- Chemale Jr, F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & DeRos, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Compston, W. and Pidgeon, R.T. 1962. Rubidium-Strontium dating of shales by the whole-rock method. *Journal of Geophysical Research*, 67, 3493-3502.
- Cordani, U.G., Kawashita, K. and Thomaz Filho, A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks. In: COHEE, G.V. et al. (eds.), Contributions to the Geologic Time Scale, Amer. Assoc. Pet. Geol., Tulsa. *Studies in Geology*, 6, 93-117.
- DePaolo, D.J., 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin.
- Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*. New York, John Wiley & Sons, 587 p.
- Faure, G. and Chaudhuri, S. 1967. The geochronology of the Keweenaw rocks of Michigan and the origin for the copper deposits. *The National Science Foundation, Final Report, Grants* 3090, GA 470, 41 p.
- Farmer, G.L., Espinoza, G., Morales, M., Martín, M.W. and Bowring, S.A., 2001. Nd isotope constraints on sources of Neoproterozoic to Early Cambrian siliciclastic sedimentary rocks in northern Sonora. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 437-446.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., and Porcher, C.C., 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geologica Leopoldensia*, 30, 117-138.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. and Camozzato, E., 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense, Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (4), 351-374.
- Frantz, J.C., Lima, E.F., Machado, R.P., and Naumann, M., 1984. Contribuição à geologia de Encruzilhada do Sul-RS. In: Congr. Bras. Geologia, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...*, SBG, 5, 2407-2416.

- Frantz, J.C., Botelho, N.F., Pimentel, M.M., Potrel, A., Koester, E. and Teixeira, R.S., 1999. Relações isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd e idades do magmatismo granítico brasileiro da região leste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul: evidências de retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2), 227-232.
- Gleason, J.D., Patchett, P.J., Dickinson, W.R. and Ruiz, J., 1994. Nd isotopes link Ouachita turbidites to Appalachian sources. *Geology*, 22, 347-350.
- Gleason, J.D., Patchett, P.J., Dickinson, W.R. and Ruiz, J., 1995. Nd isotopic constraints on sediment sources of the Ouachita-Marathon fold belt. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (10), 1192-1210.
- Guerra-Sommer, M., Bortoluzzi, L. A. and Cazzulo-Kleipizig, M. 1985. A tafoflora triássica da Formação Santa Maria, Bacia do Paraná, Brasil e sua importância bioestratigráfica. In: Congresso Latinoamericano de Paleontologia, Simposio Sobre Flora del Triássico Tardio, su Fitogeografía y Paleoecología. Memoria, México, ALPP, p. 3-41.
- Hartmann, L.A., Silva, L.C., Remus, M.V.D., Leite, J.A.D. and Phillip, R.P., 1998. Evolução geotectônica do Sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. Actas, II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay, 277-284.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J. and Santos, J.O.S., 1999. Deepest exposed crust of Brazil – SHRIMP establishes three events. *Geology*, 27, 947-950.
- Hartmann, L.A., Lopes, A.P., Wang, Y., Liu, D. and Vasconcellos, M.A.Z., 2003. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian shield. Short papers 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, 1, 178.
- Holz, M. and Carlucci, R. 2000. Litoestratigrafia, Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleofisiográfica da zona de borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul durante o Eo-Permiano. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 303-322.
- International Union of Geological Science (IUGS), 2004. Global Stratigraphic Chart. Amsterdam, Elsevier Science, fifth revised and enlarged edition, plate.
- Jost, H. and Bitencourt, M.F.A.S., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4, 27-59.
- Katto, K. 1971. *Conchostráceos mesozóicos no sul do Brasil; Contribuição à estratigrafia das Formações Santa Maria e Caturrita*. Unpublished M.Sc. Dissertation, UFRGS.
- Kawashita, K. 1972. *O método Rb/Sr em rochas sedimentares*. Unpublished Ph.D. Thesis, USP.
- Leinz, V., Barbosa, A.F. and Teixeira, E., 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Boletim 90, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio – RS.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. and Chemale Jr., F., 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews*, 40 (8), 688-705.
- Machado, N., Koppe, J.C. and Hartmann, L.A., 1990. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3, 87-90.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. and Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2015-2050.
- Menezes, J.R.C. 2000. Estratigrafia do Neopermiano da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 323-334.
- Milani, E. J. 1997. *Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. Unpublished M.Sc. Dissertation, Instituto de Geociências – UFRGS, 255 p.
- Milani, E.J. 2000. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-occidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 275-302.
- Mizusaki, A. M. P. 1992. *Comportamento do Rb e do Sr em sedimentos recentes: implicação na datação radiométrica de rochas sedimentares*. Unpublished Ph.D. Thesis, USP.

- Mizusaki, A. M. P., Kawashita, K. and Thomaz Filho, A. 1998. Razão Isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em Sedimentos Recentes: Implicações na Datação Radiométrica das Rochas Sedimentares. *Pesquisas*, 25 (1), 75-88.
- Mizusaki, A. M. P.; Melo, J. H. G.; Vignol-Lelarge, M. L. & Steemans, P. 2002. Vila Maria Formation, Paraná Basin, Brazil - an example of integrated geochronological and palynological dating. *Geological Magazine*, Cambridge, v. 139, n. 4, p. 453-463, 2002.
- Morton, J. P. 1985. Rb-Sr evidence for punctuated illite-smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf. *Coast. Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 114-122.
- Nelson, B.K. and DePaolo, D.J., 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (2), 348-357.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F. and Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 231-274.
- Philipp, R.P. and Machado, R., 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29 (1), 43-60.
- Pierini, C. 2001. *Uso integrado de técnicas analíticas na análise estratigráfica de Sistemas Fluviais – o exemplo das formações Santa Maria e Caturrita (Triássico Superior, Bacia do Paraná, RS)*. Unpublished M.Sc. Dissertation, UFRGS.
- Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Junges, S.L., Fischel, D.P., Seer, H.J. and Dantas, E.L., 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 571-585.
- Porcher, C.C., McNaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A. and Fernandes, L.A.D., 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. Boletim de Resumos, 1º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, 110.
- Remus, M.V.D, Mcnaughton, N.J., Hartmann, L.A. and Fletcher, I.R., 1997. Zircon SHRIMP dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archean Paleoproterozoic basement, II International Symposium on granites and associated mineralization, 271-272.
- Roisenberg, A and Viero, A P. 2000. O Vulcanismo Mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 355-374.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E. and Conceição, R.V., 2005. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*, 136, 159-175.
- Scherer, C. M. S., Faccini, U. F. and Lavina, E. L. 2000. Arcabouço Estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: Holz, M. & DeRos, L. F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. CIGO/UFRGS, 335-354.
- Scherer, C.M.S., Paim, P.S.G. and Melo, M.A., 2003. Estratigrafia de alta resolução em sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas (Bacia do Camaquã) na localidade da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, Anais, 99-104.
- Scherer, C.M.S. and Lavina, E.L.C., in press. Stratigraphic evolution of a fluvial-eolian succession: the example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guara and Botucatu formations, Parana Basin, southernmost Brazil. *Gondwana Research*, in press.
- Soliani Jr., E., Koester, E. and Fernandes, L.A.D., 2000. Geologia isotópica do Escudo Sul-riograndense, parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, 175-230.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Pierosan, R. and Waichel, B.L., 2003. Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. In: I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, Anais, 105-110.

- Thomaz Filho, A. and Lima, V. Q. 1979. Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb/Sr. Rio de Janeiro, Petrobrás/Cenpes, 32p. (Relatório interno).
- Vasconcellos, M.A.Z., Giuriatti, G., Hartmann, L.A., Liu, D. and Philipp, R.P., 2003. Integrated geochronological and structural evaluation of the significance of detrital zircon crystals from the Porongos complex, southern Brazilian shield. Short papers, 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, 1, 134-137.
- Zerfass, H., Garcia, A.J.V., Susczynski, A.M. and Lavina, E.L.C. 2000. Análise de proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul (RS): uma contribuição para arquitetura estratigráfica e evolução tectono-sedimentar. *Acta Geologica Leopoldensia*, 23, 61-84.
- Zerfass, H., Lavina, E.L., Schultz, C.L., Garcia, A.J.V., Faccini, U.F. and Chemale Jr., F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of southernmost Brazil : a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161, 85-105.
- Zerfass, H., Chemale Jr., F. and Lavina, E. 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin , southernmost Brazil , and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research* 8, 163-176.
- Zhao, J.X., McCulloch, M.T. and Bennett, V.C., 1992. Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constraints on the provenance of sediments of the Amadeus Basin, central Australia: evidence for REE fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (3), 921-940.
- Whitney, P. R. and Hurley, P. M. 1964. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 28: 425
- Willianson, J. H. 1968. Least square fitting of a straight line. *Can. Jour. Physics*, 46, 1845-1847.

BILINGUAL CAPTIONS OF THE TABLES (ENGLISH AND PORTUGUESE)

Table 1 – Isotope ratios of Santa Maria Formation samples (errors values of the isotope ratios are presented in absolute SD). * samples refered to profile 1.

Tabela 3 - Razões isotópicas das amostras da Formação Santa Maria (os valores dos erros das razões isotópicas estão em SD absoluto). * amostras referentes ao perfil 1.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t (Ma)	T_{DM}
SM-1*	105.9	110.6	4.9	25.3	0.72298 ± 0.00019	2.7655 ± 0.03577	0.19393 ± 0.00233	0.512168 ± 0.000023	-9.18	-6.95	230	1376
SM-2*	119.3	85.5	4.3	22.6	0.72807 ± 0.00024	4.0366 ± 0.05495	0.19149 ± 0.0023	0.512568 ± 0.000028	-1.37	0.91	230	749
SM-3*	108.8	132.8	-	-	0.7207 ± 0.00020	2.3659 ± 0.03109	-	-	-	-	-	-
SM-4*	104.5	116	10.1	49.9	0.72229 ± 0.00013	2.6027 ± 0.03366	0.20298 ± 0.00244	0.512573 ± 0.00002	-1.27	0.81	230	796
SM-5*	103.6	114.9	4.3	22	0.72296 ± 0.00026	2.6047 ± 0.03336	0.19785 ± 0.00237	0.5122 ± 0.000019	-8.55	-6.39	230	1359
SM-6*	111.6	127.8	-	-	0.72126 ± 0.00024	2.52 ± 0.03606	-	-	-	-	-	-
SM-7	133.6	163	4.6	23.5	0.71921 ± 0.00016	2.3681 ± 0.03368	0.19488 ± 0.00234	0.512192 ± 0.000016	-8.71	-6.49	230	1346
SM-8	123.3	139.2	4.4	22	0.72063 ± 0.00016	2.5580 ± 0.03468	0.19809 ± 0.00238	0.512196 ± 0.000016	-7.65	-5.79	230	1311
SM-9	110	124.5	5	25.6	0.72192 ± 0.00026	2.5512 ± 0.03312	0.19685 ± 0.00236	0.512231 ± 0.000019	-8.63	-6.45	230	1356
SM-10	85.8	134.7	3.4	17.7	0.71968 ± 0.00014	1.8358 ± 0.02194	0.18951 ± 0.00228	0.512207 ± 0.000023	-8.4	-6.1	230	1279
SM-11	90.2	119.3	3.8	19.7	0.72147 ± 0.00027	2.1828 ± 0.02722	0.19365 ± 0.00232	0.512173 ± 0.000021	-9.07	-6.84	230	1365
SM-12	87.9	109.3	3.7	19.2	0.72242 ± 0.00028	2.3216 ± 0.02848	0.19398 ± 0.00233	0.512229 ± 0.000019	-7.98	-5.75	230	1280

BILINGUAL CAPTIONS OF THE FIGURES

Figure 1 – Location map of Paraná Basin (modified Milani et al., 1997)

Figura 1 – Mapa de localização da Bacia do Paraná (modif. de Milani *et al.*, 1997).

Figure 2 – Geological map of Paraná Basin in Rio Grande do Sul state (modified Scherer *et al.*, 2000)

Figura 2 – Mapa geológico da Bacia do Paraná no estado do Rio Grande do Sul (modif. de Scherer *et al.*, 2000).

Figure 3 – Stratigraphic profile of Santa Maria Formation samples; a – profile 1, samples SM-01 a SM-06; b – profile 2, samples SM-07 a SM-12 (modified Pierini, 2001).

Figura 3 - Perfil estratigráfico das amostras da Formação Santa Maria; a – perfil 1, amostras SM-01 a SM-06; b – perfil 2, amostras SM-07 a SM-12 (modif. de Pierini, 2001).

Figure 4 - X-ray diffraction patterns to sample SM-4, Santa Maria Formation. A) Normal sample; B) Glicolated sample; C) Calcinated sample (modified Pierini, 2001).

Figura 4 - Difratogramas da amostra SM-4, Formação Santa Maria. A) Amostra normal; B) Amostra glicolada; C) Amostra calcinada (modif. de Pierini, 2001).

Figure 5 – A) Isochron diagram to SM-1, SM-2 e SM-5 samples, profile 1, Santa Maria Formation (modified Williamson, 1968); B) Isochron diagram to SM-7, SM-9, SM-10, SM-11 e SM-12 samples, profile 2, Santa Maria Formation.

Figura 5 - A) Diagrama isocrônico das amostras SM-1, SM-2 e SM-5 do Perfil 1, Formação Santa Maria (modif. de Williamson, 1968); B) Diagrama isocrônico das amostras SM-7, SM-9, SM-10, SM-11 e SM-12 do perfil 2, Formação Santa Maria.

Figure 6 – Scanning Electron Microscope – detail showing illite-smectite mixed-layer recovering detrital grain (1200 X magnification).

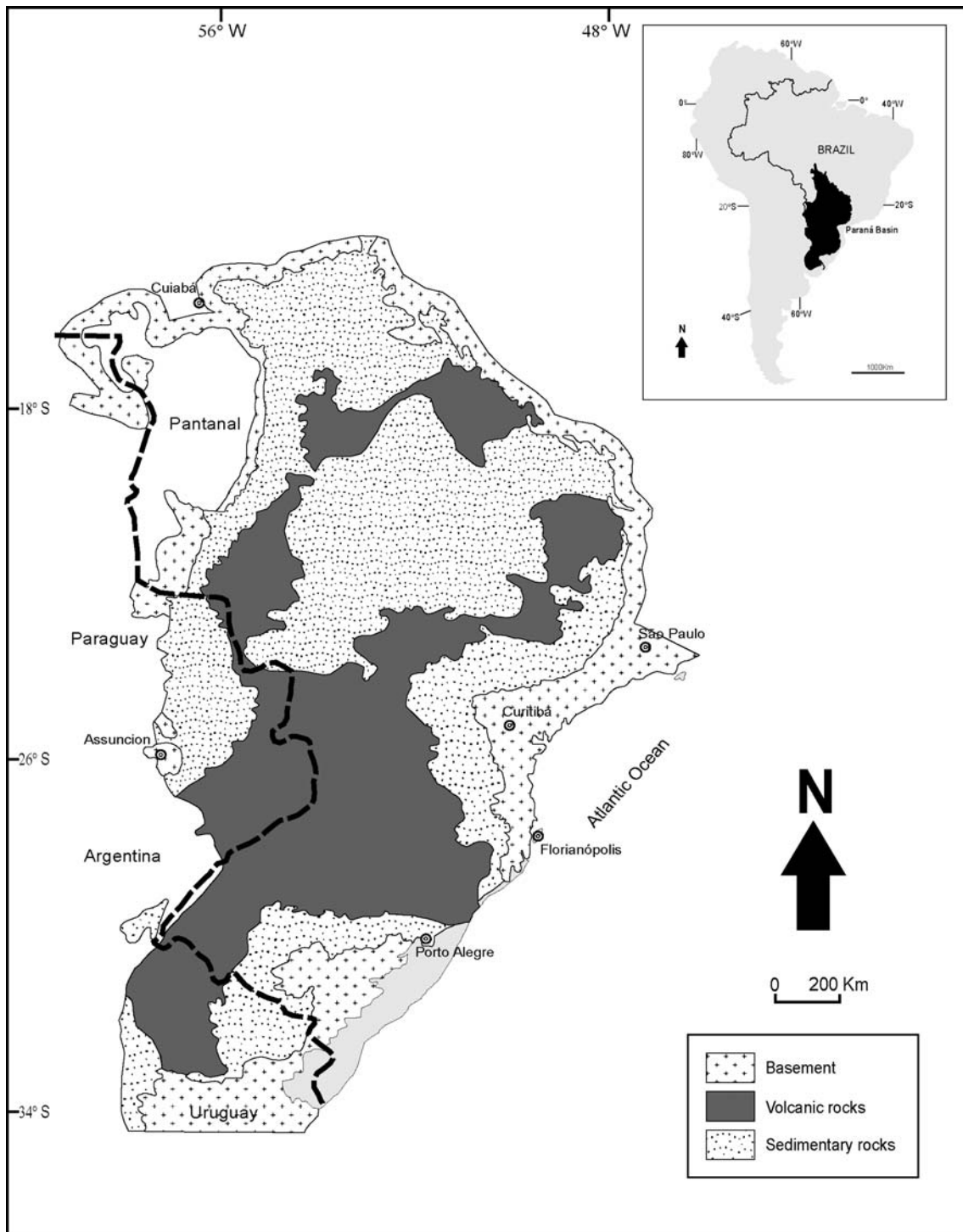
Figura 6 – Detalhe ao microscópio eletrônico de varredura mostrando a presença do interestratificado illita/esmectita recobrimdo grão detrítico (1200 X de aumento).

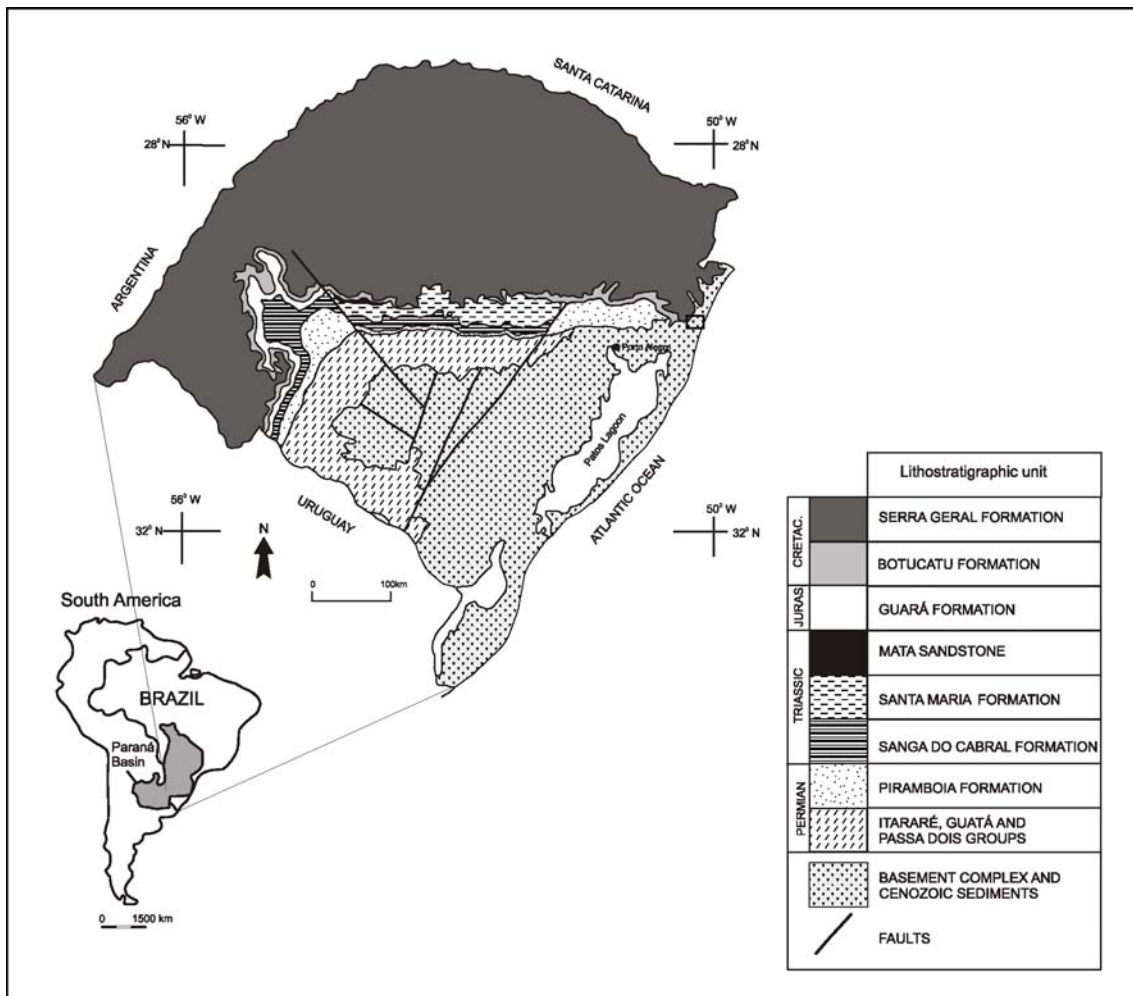
Figure 7 – Geological map of Cinturão Vila Nova and Bloco Taquarembó (modified Chemale Jr. *et al.*, 1995) – 1 = Complexo Ibaré, 2 = Complexo Palmas/Bossoroca, 3 = Complexo Passo Feio e CM = Cerro Mantiqueiras. Granitic massives are: C = Caçapava do Sul, SS = São Sepé, R = Ramada, SR = Santa Rita, J = Jaguari, L = Lavras e SA = Santo Afonso.

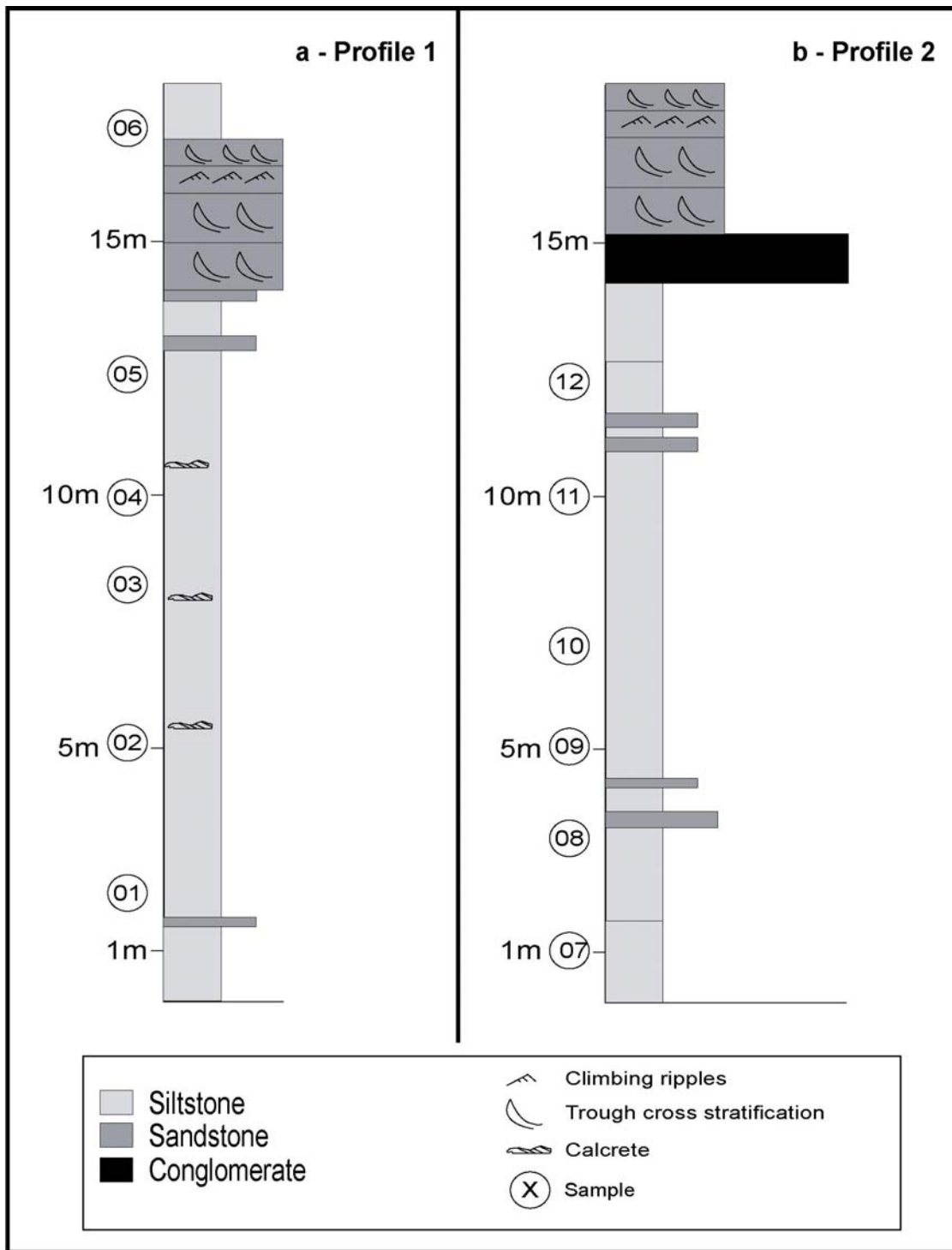
Figura 7 – Mapa geológico do Cinturão Vila Nova e Bloco Taquarembó (modif. de Chemale Jr. *et al.*, 1995) – 1 = Complexo Ibaré, 2 = Complexo Palmas/Bossoroca, 3 = Complexo Passo Feio e CM = Cerro Mantiqueiras. Os corpos graníticos são: C = Caçapava do Sul, SS = São Sepé, R = Ramada, SR = Santa Rita, J = Jaguari, L = Lavras e SA = Santo Afonso.

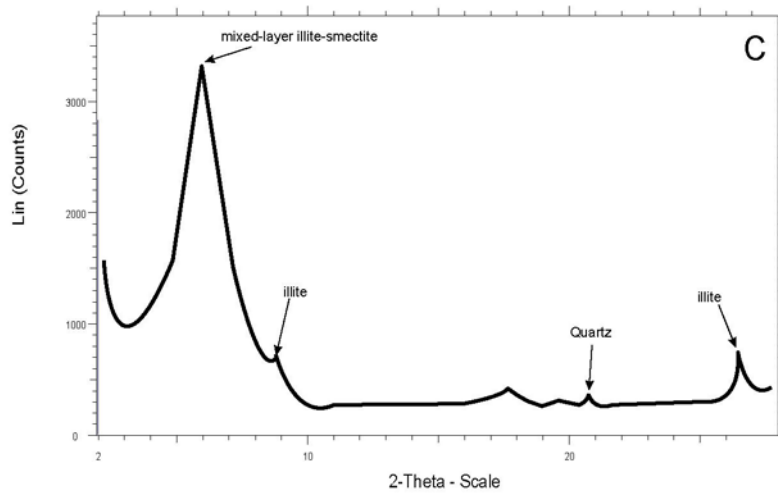
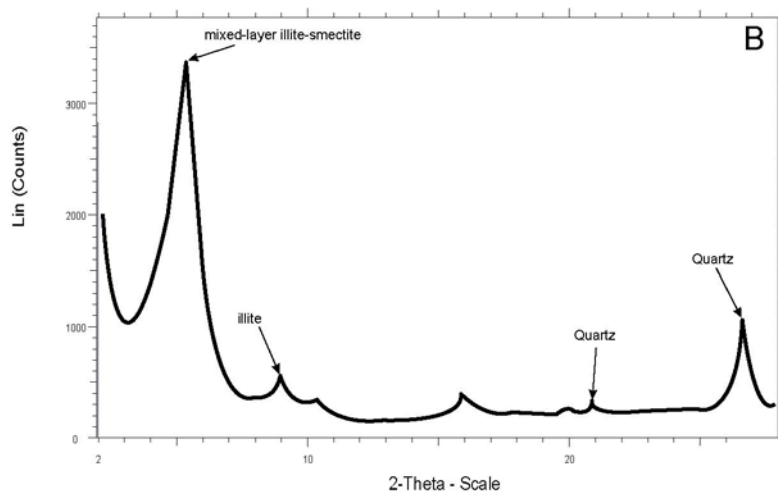
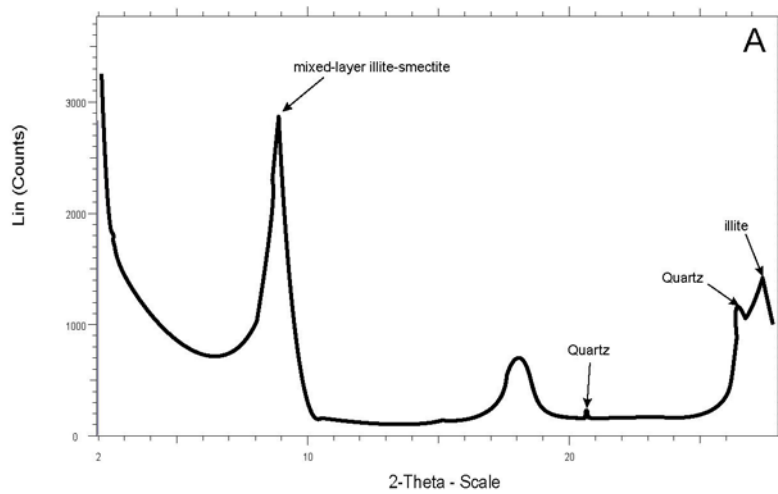
Figure 8 - Diagram ϵNd vs. Time (DePaolo, 1981) Santa Maria Formation samples (1– Babinski *et al.*, 1996; 2 – Chemale Jr., 2000; 3 – Borba *et al.*, 2004).

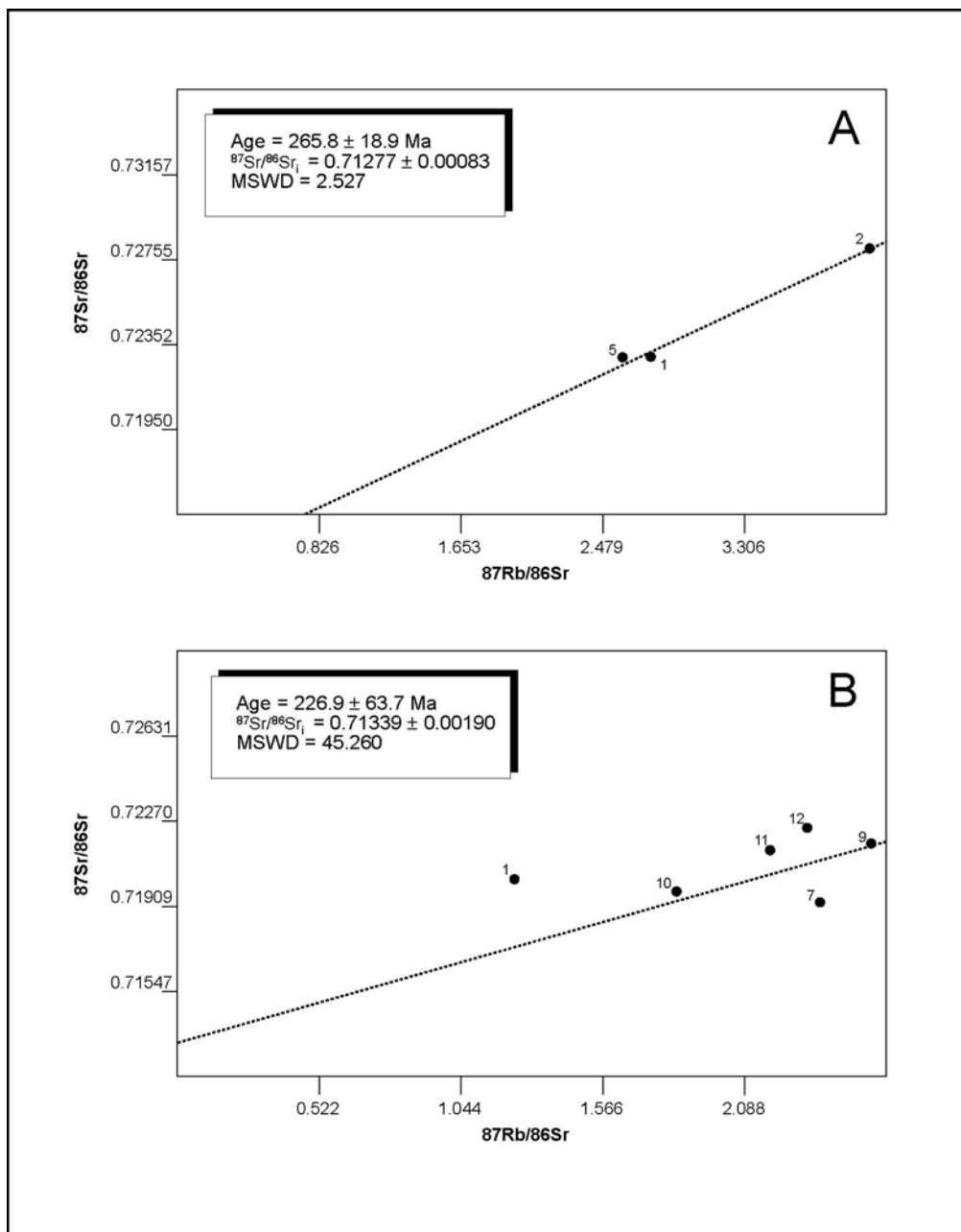
Figura 8 - Diagrama ϵNd vs. Tempo (DePaolo, 1981) para as amostras da Formação Santa Maria (1– Babinski *et al.*, 1996; 2 – Chemale Jr., 2000; 3 – Borba *et al.*, 2004).

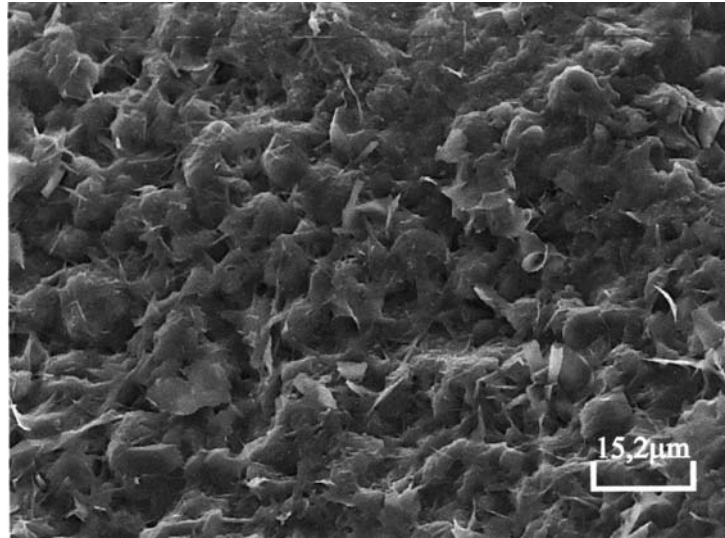


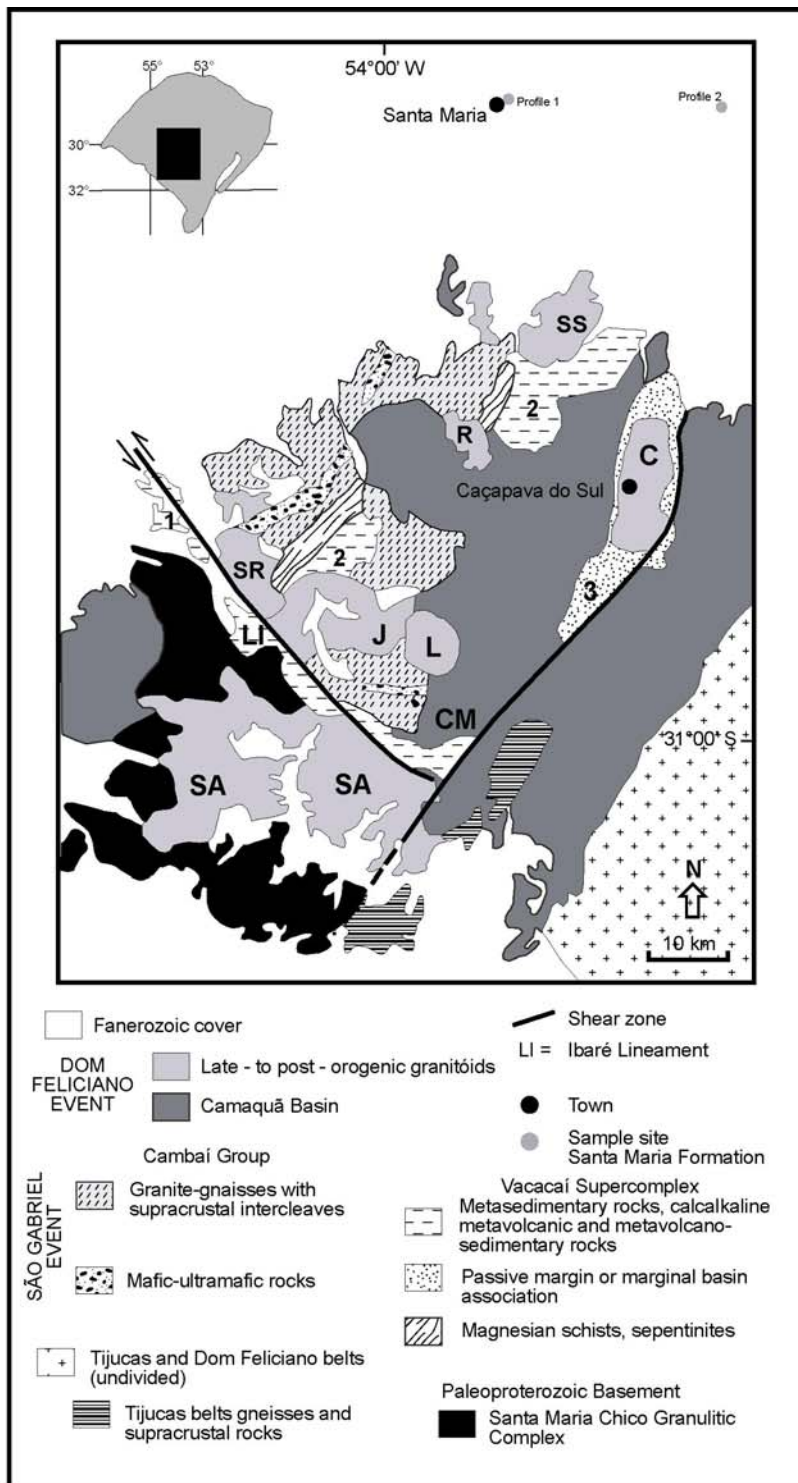


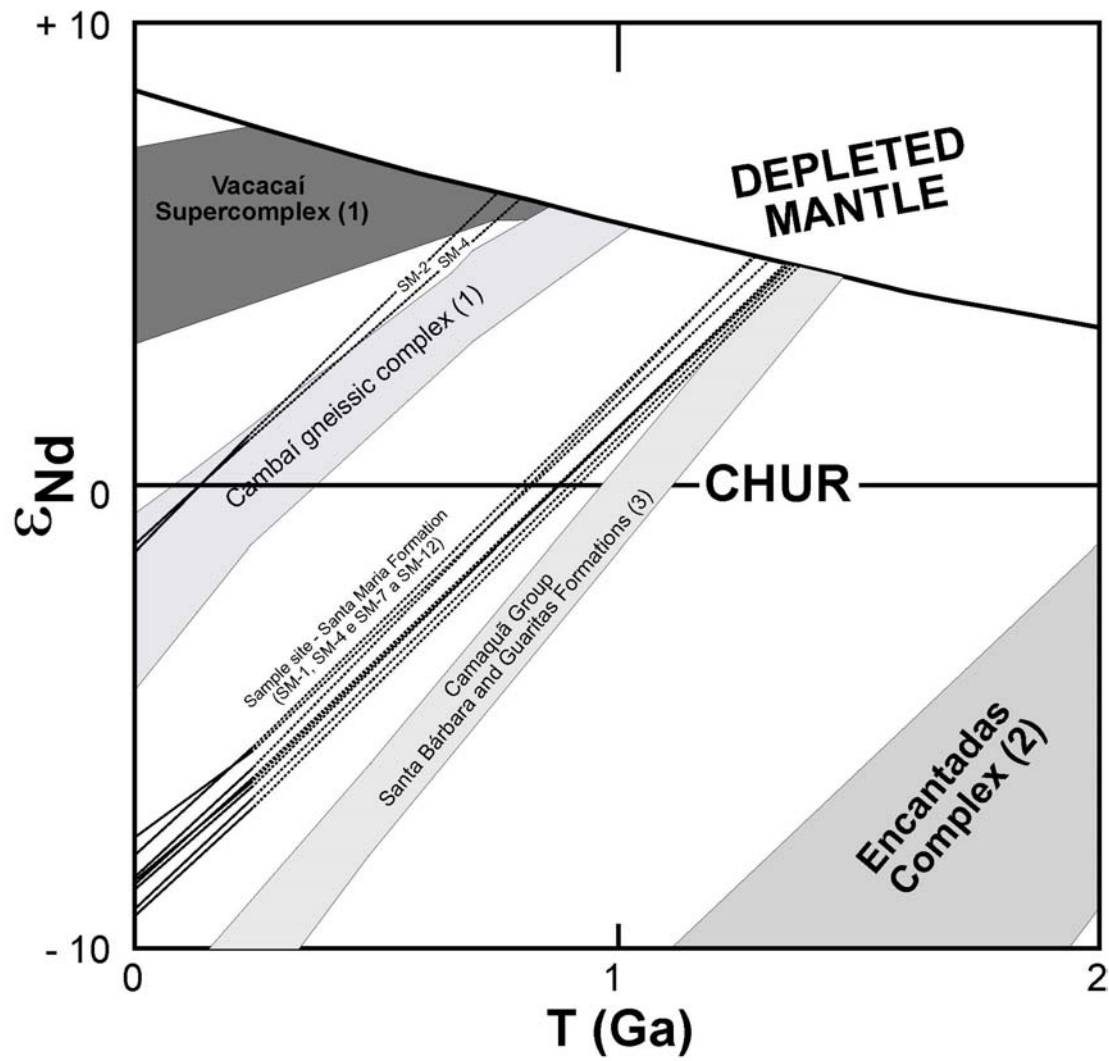












7. CONCLUSÕES

Os dados obtidos neste trabalho tornam ainda mais promissoras as aplicações dos métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd na datação de rochas sedimentares e identificação de suas potenciais áreas-fonte. Se por um lado, a determinação da idade de deposição da rocha é de fundamental significado, principalmente para o estudo da estratigrafia de rochas afossilíferas, ampliaram-se também as perspectivas de sucesso na definição das idades deposicionais, bem como da proveniência das unidades sedimentares, relevantes para o estudo das rochas sedimentares.

Determinou-se através da metodologia Rb-Sr a idade de sedimentação, concordante com a definida por critérios estratigráficos ou paleontológicos, das Unidades Iapó, Ponta Grossa, Itararé, Santa Maria e Bauru, e através do método Sm-Nd foi possível identificar as possíveis áreas-fonte dos sedimentos da Formação Santa Maria.

As isócronas amostrais destas formações que indicaram idades concordantes com a determinadas para o evento deposicional, apresentaram estes resultados devido:

- ao excelente controle estratigráfico das áreas estudadas;
- amostragem;
- granulometria com baixa razão silte/argila;
- mineralogia enriquecida em argilominerais expansivos;
- ambiente deposicional, preferencialmente, marinho.

Com base nos dados obtidos neste trabalho, para melhor eficácia do método Rb-Sr em rochas sedimentares, para a definição de idades deposicionais é necessário que sejam seguidos diversos critérios tanto na forma de coleta quanto na seleção das amostras a serem analisadas.

Na Formação Iapó, apesar de não ser associada a um ambiente marinho e a forma de coleta utilizada não ter sido a convencional, também foi obtido um ótimo resultado, assim como nas formações Ponta Grossa e Bauru onde trabalhou-se com amostras de granulometria siltico-argilosa e siltica, respectivamente, sendo esta última ainda associada a um ambiente flúvio-aluvial. Estes resultados devem-se ao fato de as amostras destas formações apresentarem na sua FF < 2 μm interestratificado illita/esmectita, argilomineral que favorece a uniformização isotópica do Sr. Na Formação Ponta Grossa, outro ponto importante a ser observado é que parte das amostras foram obtidas a partir de testemunhos de sondagem e, portanto, estas amostras provavelmente não tenham sofrido qualquer processo intempérico que acarretasse numa remobilização do Sr após o processo de deposição.

No caso das unidades Itararé e Santa Maria foram obtidos resultados significativos quanto a sua idade deposicional apesar de apresentarem erros estatísticos elevados. O fato destas formações não apresentarem resultados tão expressivos quanto os outros citados acima deve-se: ao fato das amostras não apresentarem grandes teores de argilominerais expansivos; as amostras serem de origem vulcânica, como no caso do Grupo Itararé; ou apresentarem granulometria siltica como na Formação Santa Maria.

Nas formações Furnas e Teresina onde não foram obtidos resultados significativos com relação a idade deposicional, nota-se no caso da Formação Furnas a influência da fonte (fragmentos detríticos). Isto por que a sua granulometria é mais grossa e observa-se escassa presença de argilominerais expansivos impedindo que o processo de uniformização do Sr ocorresse no momento da deposição. Já no caso da Formação Teresina apesar das amostras serem siltico-argilosas, associadas a um ambiente marinho, não ocorreu o processo de uniformização do Sr devido ao fato destas amostras apresentarem argilominerais inertes (clorita) para este processo.

Com relação às análises através da metodologia Sm-Nd das amostras da Formação Santa Maria, pode-se propor a seguinte configuração para as áreas-fonte do Membro Alemoa na região estudada: a oeste, exposições das rochas juvenis do Terreno Rio Cambai/Vacacaí, parcialmente recobertas por rochas sedimentares do Grupo Camaquã, fontes que poderiam contribuir alternadamente para a sedimentação Triássica; mais a leste, uma cobertura mais espessa do Grupo Camaquã, que provavelmente seria a única área-fonte disponível

A identificação destas áreas-fonte deve-se ao fato de se ter um excelente controle estratigráfico e isotópico da formação estudada e das possíveis áreas-fonte estarem situadas no Escudo Sul-rio-grandense.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, D. B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **1** (2): 157-175.
- Andersson, P.O.D.; Johansson, Å.; Kumpulainen, R.A. (2003) Sm-Nd isotope evidence for the provenance of the Skoorsteenberg Formation, Karoo Supergroup, South Africa. **Journal of African Earth Sciences**, v. 36, p. 173-183.
- Assine, M. L.; Soares, P. C. & Milani, E. J. 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, **24** (2): 77-89.
- Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Hartmann, L. A.; Van Schmus, W. R. & Silva, L. C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, **24** (5): 439-442.
- Bergamaschi, S. 1992. **Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do arco estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil**. Rio de Janeiro, IG-UERJ, Dissertação de Mestrado, 172 p.
- Bonhomme, M.; Weber, F. & Faure-Mercuret, M. 1965. Age par la méthode rubidium-strontium des sédiments du Bassin de Frannoëville. **Serv. Carte Geol. Als. Lorr. Bull.**, **21**: 249-252.
- Borba, A. W.; Mizusaki, A. M. P.; Silva, D. R. A. & Kawashita, K. 2004. Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ como traçadores de proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas: exemplos no Grupo Camaquã. **Pesquisas em Geociências**.
- Byscae, P. E. & Dasch, E. J. 1971. The rubidium, strontium, strontium isotope system in deep sea sediments: Argentina Basin. *Jour. Geophys. Research*, **76** (21): 5087-5096.
- Caputo, M. V. & Crowell, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic era. **GSA Bulletin**, **96**: 1020-1036.
- Chemale Jr, F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & DeRos, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Compston, W. & Pidgeon, R. T. 1962. Rubidium-Strontium dating of shales by the whole-rock method. **Journal of Geophysical Research**, **67**: 3493-3502.

- Cordani, U.G.; Thomaz Filho, A.; Brito-Neves, B.B.; Kawashita, K. 1985a. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. **Giornale di Geologia**, serie 3a, v. 47 (1-2), p. 253-280.
- Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Kikuchi, R. K. P. & Simomoto, M. A. 1985b. Sistemática Rb-Sr em rochas sedimentares argilosas do Paleozóico da Bacia Amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, II, Belém, 1985. **Anais....**, 1: 94-105.
- Cordani, U. G.; Kawashita, K. & Thomaz Filho, A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related related rocks. In: COHEE, G. V. *et al.* (eds.), **Contributions to the Geologic Time Scale, Amer. Assoc. Pet. Geol., Tulsa**. Studies in Geology, 6, p.93-117.
- Cunha, P. R. C. & França, A. B. 1993. Estudos das taxas de sedimentação das formações Teresina e Rio do Rastro, Bacia do Paraná. In: I SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ. Rio Claro, **Resumos**, p. 83.
- Daemon, R. F.; Casaletti, P. & Ciguel, J. H. G. 1991. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. Curitiba, **PETROBRÁS. Rel. interno**.
- Daemon, R. F. & Quadros, L. P. 1969. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23. Brasília, SBG. **Anais**, p. 355-412.
- DePaolo, D. J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and applications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. **Nature**, v. 291, p. 193-197.
- De Wit, M. J. & Ransome, I. D. 1992. Regional inversion tectonics along the Southern margin of Gondwana. In: De Wit & Ransome (Eds.), **Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa**. Rotterdam, Balkema, p. 15-21.
- Dino, R. & Rodrigues, M. A. C. 1993. Palinologia da Formação Furnas (Eodevoniano) na região de Jaguariaíva (PR). I SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ. Rio Claro, **Resumos**, p. 24-25.
- Faure, G. 1986. **Principles of isotope geology**. New York, John Wiley & Sons, 587 p.
- Fernandes, L. A. 1992. A cobertura cretácea suprabasáltica o Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO

- DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, SBG. **Boletim de Resumos Expandidos** (2): 506-508.
- Formoso, M. L. L.; Trescasses, J. J.; Dutra, C. V. & Gomes, C. B. (coord.) 1984. **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia**. São Paulo, Editora Edgard Blücher. 218 p.
- França, A. B. & Potter, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permo-Carbonífero), Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v.2, p. 147-191.
- Gama Jr., E. 1979. Sedimentação do Grupo Passa Dois (inclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. **Revista Brasileira de Geociências**, 9 (1): 1-16.
- Gibbs, R. J. 1965. Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting technique. **American Mineralogist**, 50: 741-751.
- Gleason, J.D.; Patchett, P.J.; Dickinson, W.R.; Ruiz, J. (1994) Nd isotopes link Ouachita turbidites to Appalachian sources. **Geology**, v. 22, p. 347-350.
- Gleason, J.D.; Patchett, P.J.; Dickinson, W.R.; Ruiz, J. (1995) Nd isotopic constraints on sediment sources of the Ouachita-Marathon fold belt. **Geological Society of America Bulletin**, v. 107 (10), p. 1192-1210.
- Goldstein, S. L.; Arndt, N. T. & Stallard, R. F. 1997. The history of a continent from U-Pb ages of zircons from Orinoco River sand and Sm-Nd isotopes in Orinoco basin river sediments. **Chemical Geology**, 139: 271-286.
- Grahn, C. Y. 1989. Chitiozoan biostratigraphy of the pre-Carboniferous sequences of the Paraná basin. Rio de Janeiro, **PETROBRÁS. REL. intero**.
- Gray, J.; Colbath, G. K.; Faria, A., Boucot, A. J. & Rohr, D. M. 1985. Silurian age fossils from the Paleozoic Paraná basin. **Geology**, 13: 521-525.
- International Union of Geological Science (IUGS). 2004. Global Stratigraphic Chart. Amsterdam, Elsevier Science, fifth revised and enlarged edition, plate.
- Isoplot. 2002. Programa estatístico fornecido pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- Kawashita, K. 1972. **O método Rb/Sr em rochas sedimentares**. São Paulo, 111p., (Tese de doutorado não publicada).
- Mapa Rodoviário do Brasil. 2002. Guia Quatro Rodas.
- McDaniel, D. K.; McLennan, S. M. & Hanson, G. N. 1997. Provenance of the Amazon Fan muds: constants from Nd and Pb isotopes. In: Floods, R. D.; Piper, D. J. W.; Klaus, A. & Peterson, L. C. (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. **Scientific Results**, v. 155, p.169-176.

- McIntyre, G. A.; Brooks, C.; Compston, W. & Turek, A. 1966. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. **Journal of Geophysical Research**, **71**: 5459-5468.
- McLennan, S. M.; Taylor, S.R.; McCulloch, M. T.; Maynard, J. B. 1990. Geochemical and Sm-Nd isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **54**(7), p. 2015-2050.
- Mearns, E.W. (1988) A samarium-neodymium isotopic survey of modern river sediments from northern Britain. **Chemical Geology**, v. 73 (1), p. 1-13.
- Milani, E. J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, SE Brazil. In: De Wit & Ransome (Eds.), Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa. Rotterdam, Balkema, p. 101-108.
- Milani, E. J. 1997. **Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Tese de doutorado, Instituto de Geociências – UFRGS, 255 p.
- Milani, E. J.; Assine, M. L.; Soares, P. C.; Daemon, R. F. 1996. A Seqüência Ordovício-Siluriana da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 2/4, p. 257-273.
- Mizusaki, A. M. P. 1986. A utilização do microscópio eletrônico de varredura no estudo de rochas reservatório de hidrocarbonetos. *In*: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro, Petrobrás/Depex, v.1, p. 322-331.
- Mizusaki, A. M. P. 1992. **Comportamento do Rb e do Sr em sedimentos recentes: implicação na datação radiométrica de rochas sedimentares**. São Paulo, 140 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP.
- Mizusaki, A. M. P.; Kawashita, K. & Thomaz Filho, A. 1998. Razão Isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em Sedimentos Recentes: Implicações na Datação Radiométrica das Rochas Sedimentares. **Pesquisas**, **25** (1): 75-88.
- Mizusaki, A. M. P.; Melo, J. H. G.; Vignol-Lelarge, M. L. & Steemans, P. 2002. Vila Maria Formation (Silurian, Paraná Basin, Brazil): integrated radiometric and palynological age determinations. **Geol. Mag.**, **139** (3), 2002, pp. 000-000.
- Morton, J. P. 1985. Rb-Sr evidence for punctuated illite-smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf. Coast. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, **96**: 114-122.

- Ragonha, E. W. 1984. **Taxonomia de dentes e espinhos isolados de *Xeacanthodii* (Condrichthes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí. Considerações cronológicas e paleoambientais.** São Paulo, IG-USP, Tese de Doutorado, 166 p.
- Scherer, C. M. S., Faccini, U. F. & Lavina, E. L. 2000. Arcabouço Estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: Holz, M. & DeRos, L. F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. CIGO/UFRGS, p. 335-354.
- Schneider, R. L.; Muhlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. F. & Nogueira, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, SBG. **Anais**, v.1, p. 41-65.
- Silva, D. R. A.; Mizusaki, A. M. P. 2002a. Aplicação do método radiométrico Rb/Sr em rochas sedimentares – Determinação de idades deposicionais e idades diagenéticas. Livro de resumos do XIII Salão de Iniciação Científica, 2002. p. 47 – 48.
- Silva, D. R. A.; Mizusaki, A. M. P.; Conceição, R. V. 2002b. Aplicação do método radiométrico Rb/Sr em rochas sedimentares – Implicações nas definições de idades deposicionais. Livro de resumos do XIII Salão de Iniciação Científica, 2002. p. 116 – 117.
- Silva, D. R. A.; Mizusaki, A. M. P.; Anjos, S. M.C.; Koester, E.; Borba, A. W. 2006 (artigo submetido). Depositional age and provenance of fine-grained sedimentary rocks derived from Rb-Sr and Sm-Nd analyses: the example of the Santa Maria Formation (Triassic, Paraná Basin, southern Brazil). **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**.
- Soares, P. C. 1992. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles.** Curitiba, UFPR, Tese para concurso ao cargo de Professor Titular, 131 p.
- Thomaz Filho, A. 1976. **Potencialidades do método Rb/Sr para datação de rochas sedimentares.** São Paulo, 124p., 1976 (Tese de doutorado não publicada).
- Thomaz Filho, A.; Cordani, U. G. & Kawashita, K. 1976. Aplicação do método Rb-Sr na datação de rochas sedimentares argilosas da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geociências.

- Thomaz Filho, A. & Lima, V. Q. 1979. Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb/Sr. Rio de Janeiro, **Petrobrás/Cenpes**, 32p. (Relatório interno).
- Titterton, D. M. & Halliday, A. N. 1979. On the fitting of parallel isochrons and the method of maximum likelihood. **Chemical Geology**, **26**: 183-195.
- Willianson, J. H. 1968. Least square fitting of a straight line. **Can. Jour. Physics**, **46**; p. 1845-1847.
- Whitney, P. R. & Hurley, P. M. 1964. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations. **Geoch. Cosmochim. Acta**, **28**: 425-436.
- York, D. 1969. Least-square fitting of a straight line with correlated errors. **Earth and Planetary Science Letters**, **5**: 320-324.
- Zalán, P. V.; Conceição, J. C. J.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Neto, E. V. S.; Cerqueira, J. R., Zanutto, O. A. & Paumer, M. L. 1986. Análise da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro, **PETROBRÁS. Rel. interno**.
- Zalán, P. V.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C. J.; Neto, E. V. S. & Marques, A. 1990. The Paraná basin, Brazil. In: LEIGHTON, KOLATA, OLTZ & EIDEL (Eds.), Interior cratonic basins. AAPG Memoir 51, p. 681-708.