

O Método Radiométrico Rb-Sr Aplicado em Rochas Sedimentares o Exemplo da Bacia do Paraná, Brasil

DIOGO RODRIGUES ANDRADE DA SILVA¹, ANA MARIA MIZUSAKI¹,
SYLVIA MARIA COUTO DOS ANJOS², ROMMULO VIEIRA CONCEIÇÃO¹

1. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91509-900, Porto Alegre, RS - Brasil
2. PETROBRAS, CEP 20031-912, Rio de Janeiro, RJ- Brasil. e-mail: diogrodrigues@yahoo.com.br

(Recebido em 11/05. Aceito para publicação em 06/06)

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, particularly 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 several depositional settings from the Paraná Basin. The parameters responsible by the isotopic homogenization of Sr have been evaluated. The obtained results allowed the improvement of the application of the Rb-Sr method to sedimentary rocks, and significant results concerning depositional ages were obtained.

Keywords- Rb-Sr dating, sedimentary rocks, Paraná Basin, depositional ages.

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 os 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 técnicas 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 µm) das amostras enriquecidas em argilominerais expansivos (esmectita, interstratificado 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 técnica, 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 para a 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, não convencional, e da mineralogia entre outros fatores considerados críticos para a aplicação do método Rb-Sr. Os resultados obtidos permitirão o aprimoramento do método isocrônico Rb-Sr quando aplicado a rochas sedimentares.

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 se desenvolveu a partir do Eo-Paleozóico sobre crosta continental, sendo preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas com espessura máxima cumulativa de 7.000 metros no seu depocentro da bacia.

Seu padrão estrutural apresenta três principais grupos de lineamentos (Zalán *et al.*, 1990):

- direção noroeste-sudeste, que tem como principal elemento o Arco de Ponta Grossa;
- direção nordeste-sudoeste, relacionada preferencialmente a movimentos transcorrentes;
- direção predominantemente leste-oeste.

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).

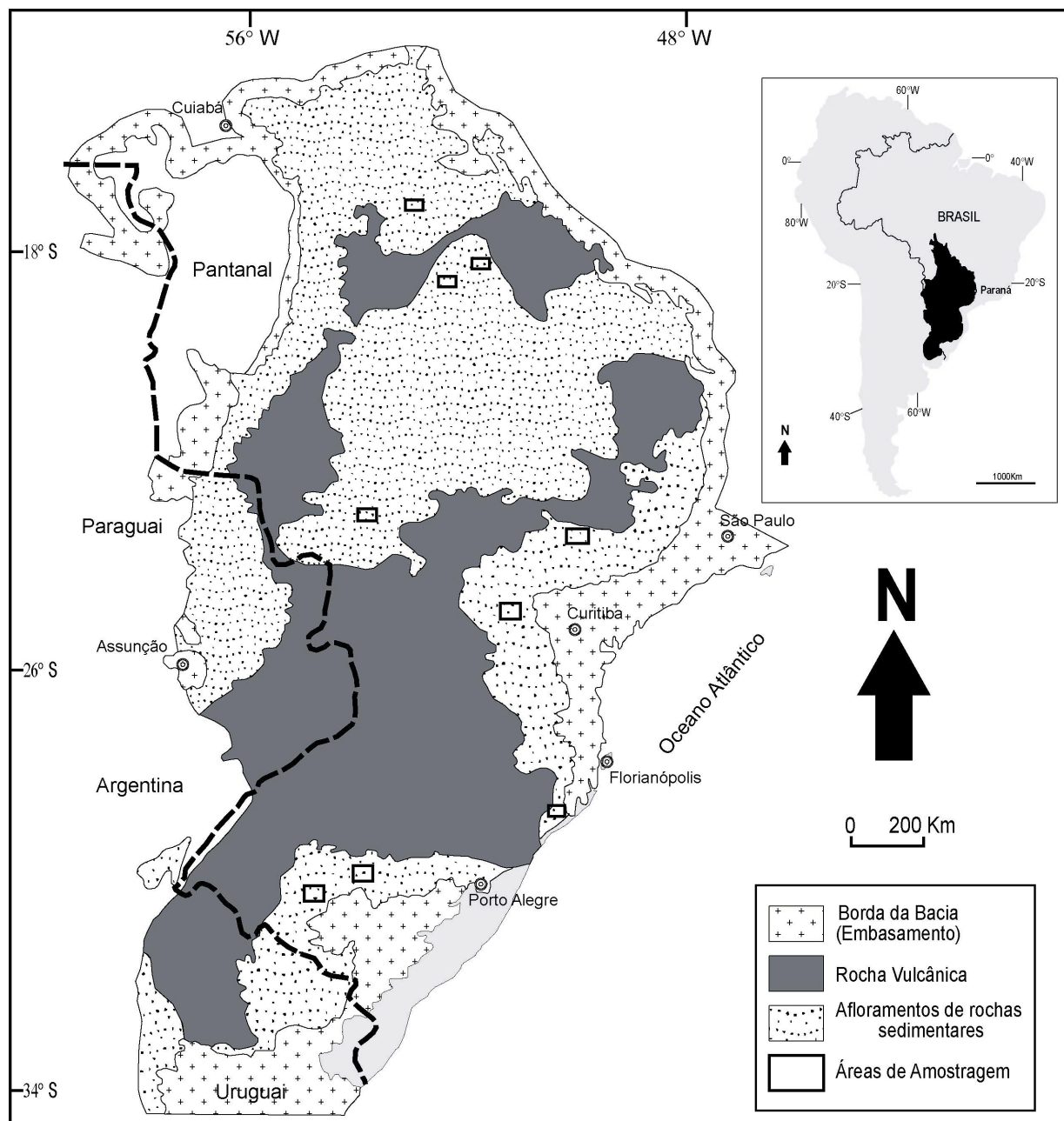


Figura 1 – Mapa de localização da Bacia do Paraná.

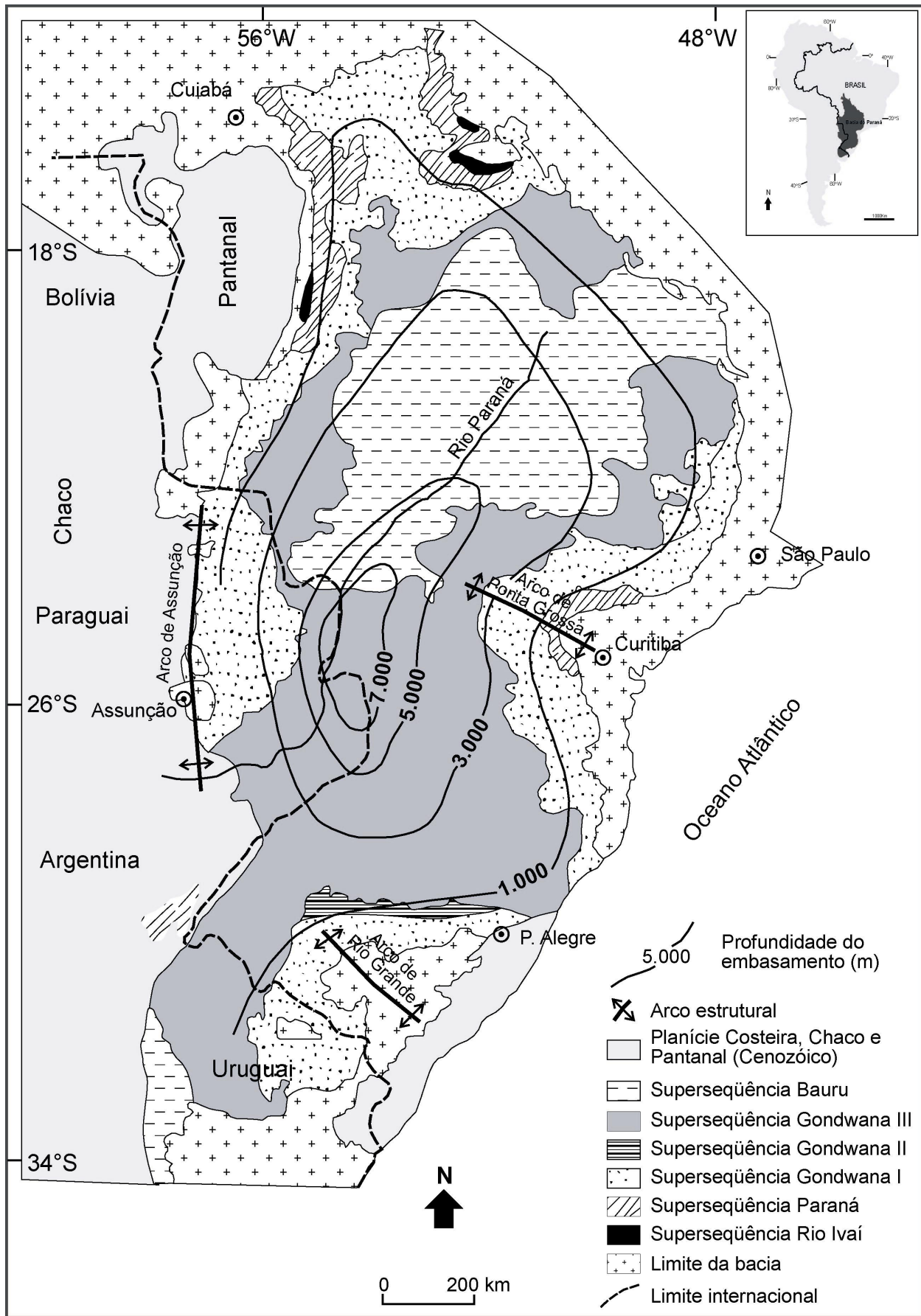


Figura 2 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, seus principais elementos tectônicos e acidentes geográficos (modif. de Milani, 1997).

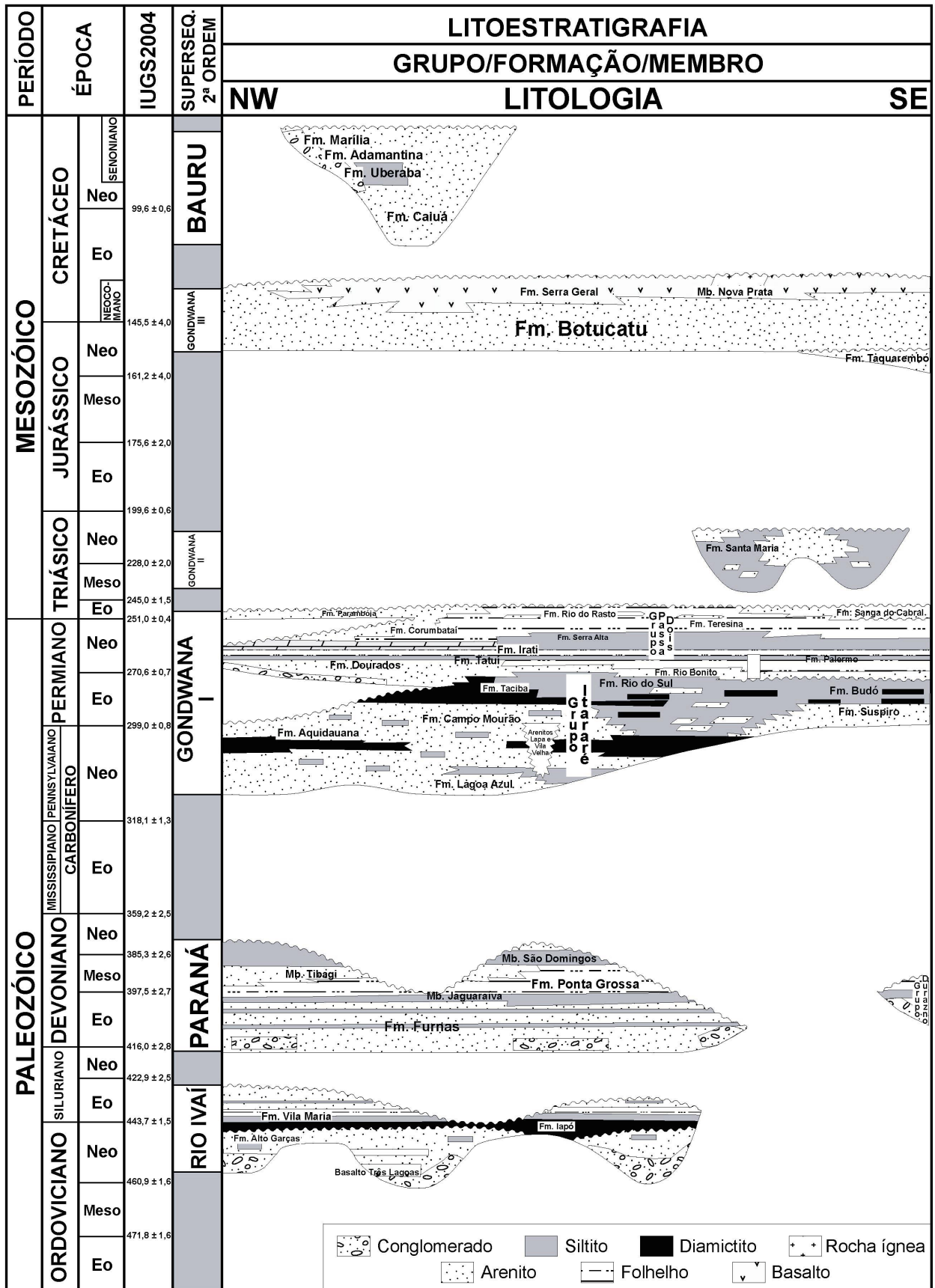


Figura 3 – Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná (modif. de Milani *et al.*, 1996).

O **Grupo Rio Ivaí** que corresponde a Superseqüência Rio Ivaí (superseqüência do Neo-Ordoviciano ao Eossiluriano, Assine *et al.* 1994) é composto na base por um pacote arenoso, gradando de arcóseo a quartzítico (**Formação Alto Garças**), sobreposto pelos diamictitos da Formação Iapó, culminando com pelitosossilíferos da **Formação Vila Maria**, estes representando 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 Paraná (superseqüência do Devoniano). O **Grupo Paraná**, constituído pelas formações Furnas e Ponta Grossa, têm idade entre o Eo- e o Neodevoniano e ocorre nas porções central e norte da bacia.

A **Formação Furnas** é composta por pacotes de arenito branco a amarelado, caolinítico, médio a grosso, por vezes conglomerático e apresentando estratificações cruzadas predominantemente acanaladas de ambiente continental fluvial. No topo deste pacote evidencia-se a presença de depósitos transicionais e costeiros (Bergamaschi, 1992), cujos pelitos têm idade praguiana (Dino & Rodrigues, 1993). Esta unidade passa gradacionalmente para **Formação Ponta Grossa**, indicando um “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, sendo assim associada a sua deposição a condições marinhas rasas (Schneider *et al.*, 1974). Porém, em subsuperfície são identificados folhelhos pretos, carbonosos, finamente laminados, que apontam para a existência de condições locais de maior anoxia no ambiente deposicional.

A parte média, arenosa, da Formação Ponta Grossa constitui um evento progradacional no Mesodevoniano, proveniente da borda norte da bacia, interpondo-se a seus intervalos pelíticos de idade ensiana (basal) e frasniana (superior). O topo da 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 região durante um longo período, dando origem à discordância regional de maior hiato no registro paleozóico 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.

A sedimentação da Bacia do Paraná somente foi retomada no Westphaliano, sob a influência glacial e com períodos marcados pela deglaciação (inter-glaciais). A porção basal da Superseqüência Gondwana I (superseqüência carbonífera-eotriássica), coincidente com o **Grupo Itararé**, na parte sul, e a **Formação Aquidauana**, na porção norte da bacia, predominando nessas unidades pacotes de diamictitos intercalados a espessas seções de arenitos. Estas unidades correspondem à seção acumulada ainda sob marcante influência do clima glacial. Os processos de intenso fluxo de massa associados a escorregamentos e turbiditos foram favorecidos pelo forte afluxo sedimentar proveniente das áreas expostas pela deglaciação.

A **Formação Lagoa Azul** (França & Potter, 1988), unidade não aflorante do Grupo Itararé, constitui-se de um pacote arenoso inferior, sobreposto por folhelhos e diamictitos e 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. Acima desta unidade, 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 porção superior do Grupo Itararé, correspondente a **Formação Taciba** (França & Potter, 1988), ocorre ao longo de toda a bacia, recobrindo e até extrapolando a área da seção anterior. 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. Distingue-se daquela 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, em sua porção superior, assumiu 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, localizadamente carbonosos, formam um contexto clássico de sedimentação deltaica, que adentrou a bacia por seu flanco leste. A **Formação Palermo**, representada por siltito e siltito arenoso intensamente bioturbado, depositada numa ampla plataforma marinha rasa é o registro do retorno as condições transgressivas (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** (Milani *et al.*, 1994), constitui-se predominantemente de arenito fino a muito fino, de cor cinza esverdeada, também grosso a médio, caolinítico e levemente calcífero. 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 betuminosos, arenitos, margas, carbonatos e anidritas, indicativos de uma geometria de bacia igualmente complexa com golfos, baías de profundidades e águas com valores variáveis de salinidade (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 Gondwana I (Superseqüência carbonífera-eotriássica) documenta a progressiva continentaliza-

ção 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 os processos de subsidência já fortemente atenuados, 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). Valores para taxas de sedimentação da ordem de 120 m/Ma ou superiores são 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). A transmissão de esforços compressionais 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 Gondwana II (Superseqüência eotriássica) é representada pelas **formações Pirambóia e Rosário do Sul**, constituídas por arenito avermelhado e esbranquiçado, médio a fino, localizadamente conglomerático, com estratificação cruzada acanalada e planar, acumulado por sistemas continentais flúvio-eólicos associados a lagos rasos e localizados. A primeira unidade é afossilífera, de-

duzindo-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 Gondwana III (Superseqüência jurássica-eocretácea).

A Superseqüência Bauru (Superseqüência neocretácea) da Bacia do Paraná corresponde aos **grupos Bauru e Caiuá** (Fernandes, 1992), representados por depósitos continentais arenoconglomeráticos, 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, representam processos sedimentares já de idade terciária.

O MÉTODO RADIOMÉTRICO Rb-Sr

O método radiométrico Rb-Sr é tradicional-

mente aplicado para determinação de idades absolutas de rochas ígneas, devido às suas condições de formação 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 convencionalizada, 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 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 mo-

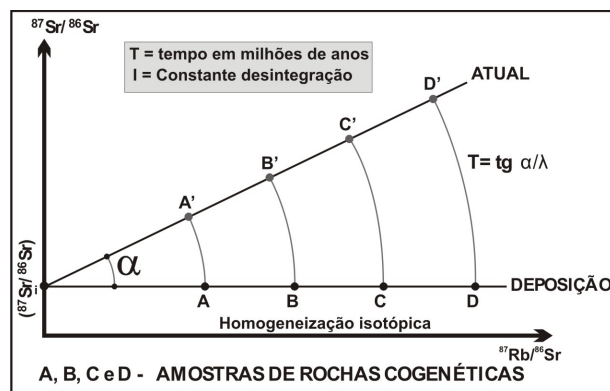


Figura 4 – Modelo de construção de um diagrama isocrônico (modif. de Mizusaki, 1992).

mento 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 ilita-esmectita, e critérios de amostragem, de preferência segundo recomendações de Thomaz Filho & Lima (1979).

AMOSTRAGEM

Em cada ponto dos afloramentos selecionados para a amostragem foram coletadas 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, os quais foram lacrados para evitar possível contaminação e/ou perda de material.

METODOLOGIA

O método utilizado para o tratamento das amostras está esquematizada na figura 5.

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.

Difratometria 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 Difratometria 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 no procedimento descrito por Alves (1987), pelo qual inicialmente as amostras são pulverizadas 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.

Analizou-se inicialmente a lâmina seca ao natural (denominada normal). A outra lâmina foi inserida 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 calcinação 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: ilita, caolinita e interestratificado ilita-esmectita.

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, possibilita 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 anali-

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

sadas 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 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.

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 $0,71026 \pm 0,000014$.

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).

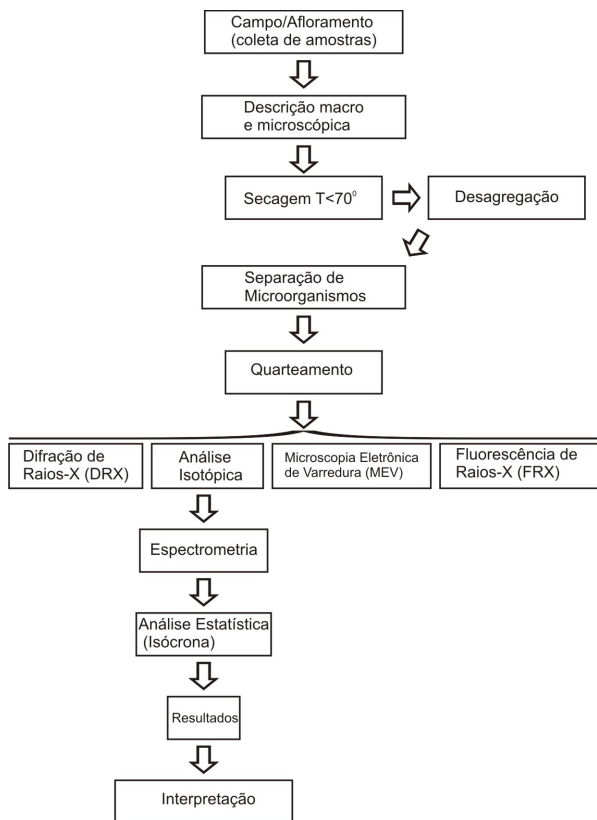


Figura 5 – Fluxograma da técnica empregada nesta pesquisa.

RESULTADOS

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.

Na 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).

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 feições associadas a dunas eólicas e composição arenosa,

optou-se por amostrar a posição interduna, onde a fração I mais argilosa está concentrada.

Na análise por difratometria de raios-X efetuadas nas amostras ($FF < 2 \mu\text{m}$), foram determinadas a caolinita (41 a 46%), a ilita (59 a 79%) e traços de interestratificado 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 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), permitindo traçar uma isócrona com idade de 556 ± 48 e $556,4 \pm 49,6$ Ma, respectivamente (Fig. 6b).

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 interestratificado 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, apresentarem razões semelhantes ou valores considerados anômalos (Fig. 6c).

Grupo Itararé

As amostras do Grupo Itararé (Superseqüência Gondwana I; amostras IT-4N, IT-4Q, IT-4R e IT-4U da Tab. 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 associado a um ambiente com influência glacial.

No entanto, as análises por difração de raios-X (FF < 2 µm) 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 $271,8 \pm 36,4$ 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 outras amostras apresentavam razões com valores semelhantes às plotadas no diagrama.

Formação Teresina

As amostras desta formação (Superseqüência Gondwana I; amostras T-1 a T-4 da Tabela 2; Fig. 3) são descritas como 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 de 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.

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 Tab. 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, de cor vermelha e associado a um ambiente fluvial.

Na difratometria de raios-X (FF < 2 µm) 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.

Grupo Bauru

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

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

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
		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	

Na análise por difratometria de raios-X (FF < 2 µm) foram identificados interestratificado ilita-esmectita, ilita 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 ± 2,8 Ma (Fig. 6g).

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 à 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).

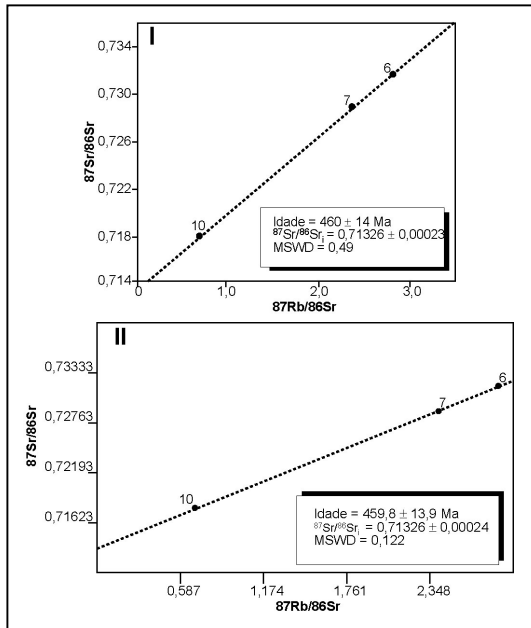


Figura 6A – Diagramas isocronicos das unidades estudadas. Formação Iapó; I: modif. de Isoplot, 2002; II: modif. de Williamson, 1968.

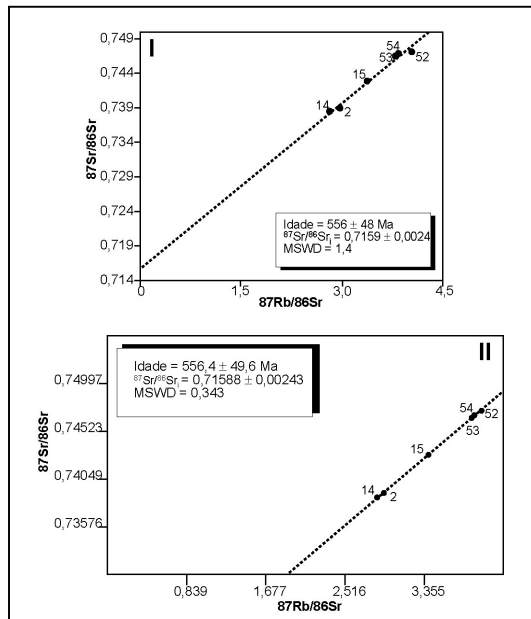


Figura 6B – Diagramas isocronicos das unidades estudadas. Formação Furnas; I: modif. de Isoplot, 2002; II: modif. de Williamson, 1968.

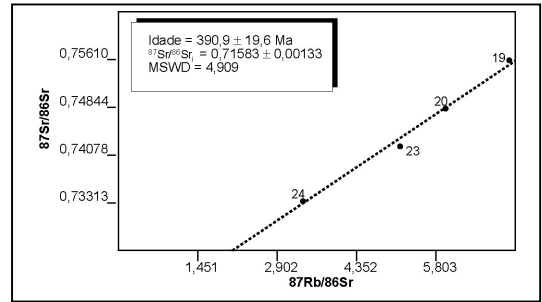


Figura 6C – Diagramas isocronicos das unidades estudadas. Formação Ponta Grossa, modif. de Williamson, 1968.

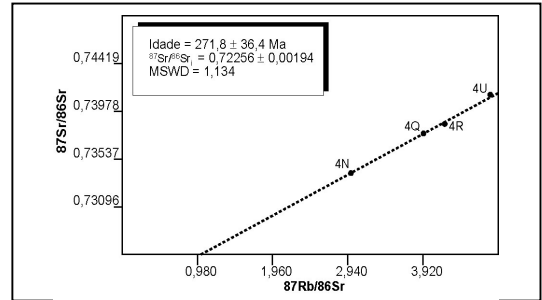


Figura 6D – Diagramas isocronicos das unidades estudadas. Grupo Itararé, modif. de Williamson, 1968.

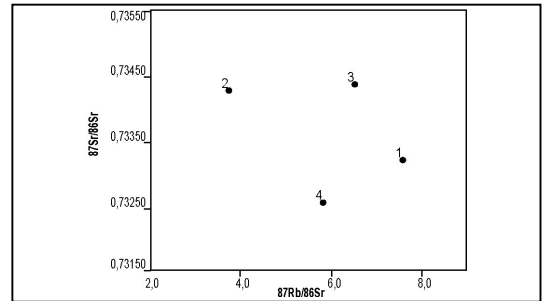


Figura 6E – Diagramas isocronicos das unidades estudadas. Formação Teresina, modif. de Isoplot, 2002.

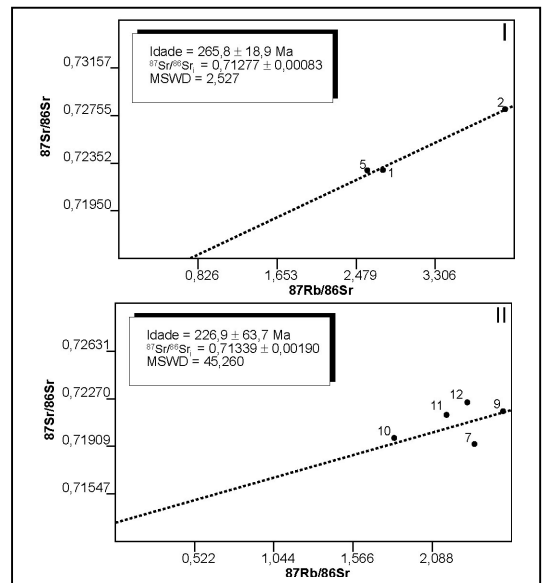


Figura 6F – Diagramas isocronicos das unidades estudadas. Formação Santa Maria, modif. de Williamson, 1968; I: Perfil 1 e II: Perfil 2.

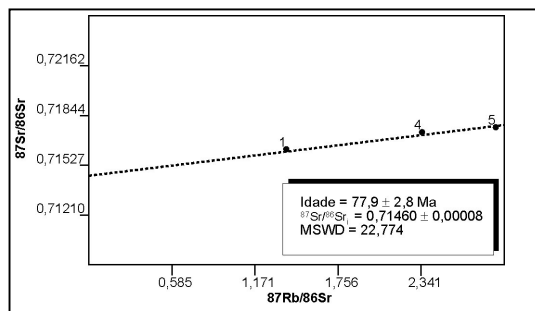


Figura 6G – Diagramas isocrônicos das unidades estudadas. Grupo Bauru, modif. de Williamson, 1968.

Neste caso é possível verificar 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 a 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 são adequadas 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 constatado nas amostras da Formação Teresina (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 Neo-Ordoviciano (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 posiciona-se no Eo-Devoniano (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 Fransniano ($374,5 \pm 2,6$ 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.

A porção superior da Formação Itararé é neo-permiana (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

aquele intervalo de tempo.

Os dados palinológicos (Daemon *et al.* 1991) e de macrofósseis (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 possível traçar uma isócrona. Os pontos apresentaram-se muito dispersos um do outro, quando plotados no diagrama, impossibilitando o traçado da isócrona.

Como causas mais plausíveis para esta dispersão destaca-se 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 bem mais elevada em relação à idade deposicional determinada com base no seu conteúdo fossilífero (Barberena *et al.*, 1985), enquanto a idade obtida para o perfil 2 ($226,9 \pm 63,7$ Ma) é coincidente com a estabelecida, apesar de seu elevado erro experimental. Observando a figura 6f, nota-se que os pontos representativos das razões isotópicas das amostras do perfil 2 apresentam uma dispersão com relação a reta de ajuste plotada no diagrama isocrônico resultando no 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 siltica 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.

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	AMOSTRAGEM	GRANULOMETRIA	MINERALOGIA (FF < 2 mm)	AMBIENTE DEPOSICIONAL	IDADE (Ma)	ISÓCRONA (Ma)
IAPÓ	NÃO CONVECCIONAL	ARGILOSAS	K, I, Q e I/S	GLACIAL	ORDOVICIANO SUPERIOR (443-460)	460 ± 14 $459,8 \pm 13,9$
FURNAS	NÃO CONVECCIONAL	SILTICO-ARGILOSAS	K, I e I/S (tr)	FLÚVIO-ALUVIAL	DEVONIANO INFERIOR (397-416)	556 ± 48 $556,4 \pm 49,6$
PONTA GROSSA	CONVECCIONAL/ TESTEMUNHO	SILTICO-ARGILOSAS	I/S, I e K	MARINHO	DEVONIANO ENSIANO- FRANSNIANO (374-407)	$390,9 \pm 19,6$
ITARARÉ	CONVECCIONAL	ARGILOSAS	B, I e Q	“CINZA”	PERMIANO INFERIOR (270-299)	$271,8 \pm 36,4$
TERESINA	CONVECCIONAL	SILTICO-ARGILOSAS	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)	$265,8 \pm 18,9$ (1) $226,9 \pm 63,7$ (2)
BAURU	NÃO CONVECCIONAL	SILTICA	I/S, I e Q	FLÚVIO-ALUVIAL	CRETÁCEO CENOMANIANO- SANTONIANO (83-99)	$77,9 \pm 2,8$

CONCLUSÕES

Os dados obtidos neste trabalho tornam muito promissoras as perspectivas para aplicação 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 analítico ainda seja relativamente grande em alguns casos.

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

- da homogeneização isotópica do Sr associada ao ambiente sedimentar e processo deposicional;
- do controle estratigráfico das áreas estudadas;
- da amostragem;
- da granulometria com baixa razão silte/argila;
- da mineralogia enriquecida em argilominerais expansivos;
- do ambiente deposicional que deve ser preferencialmente, marinho. No entanto, tendo-se cuidado em relação aos critérios acima estabelecidos, ambientes glaciais e fluviais também fornecem resultados adequados. Algumas vezes, no entanto, erros estatísticos mais elevados podem ser 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 foram utilizadas amostras de granulometria variando de siltico-argilosas e silticas, associadas 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 algumas das amostras foram obtidas a partir de testemunhos de sondagem e, portanto, provavelmente não tenham sofrido qualquer processo tenham sofrido qualquer processo intempérico que acarretasse numa remobilização do Sr após o processo de deposição.

No caso das unidades Itararé, Santa Maria e Bauru foram obtidos resultados significativos quan-

to a sua idade deposicional apesar de apresentarem erros estatísticos elevados. Estas formações não apresentarem resultados tão expressivos quanto os outros citados acima possivelmente pelo fato das amostras não apresentarem elevados teores de argilominerais expansivos, por serem de origem vulcânica como no caso do Grupo Itararé e/ou apresentarem granulometria siltica como observado na Formação Santa Maria.

No caso da Formação Santa Maria (perfil 2) e do Grupo Bauru é importante ressaltar que o elevado valor obtido de MSWD (figura 6f), do ponto de vista de interpretação geocronológico das rochas sedimentares, é aceitável. Associa-se ao fato das amostras terem sido coletadas na vertical o que pode representar pequenas diferenças nos valores iniciais da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Nas formações Furnas e Teresina onde não foram obtidos resultados significativos com relação à idade deposicional, nota-se no caso da Formação Furnas, a influência de fragmentos detríticos da área fonte, devido a sua granulometria ser mais grossa e a escassa presença de argilominerais expansivos. Estes fatores impediram 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, considera-se que não ocorreu o processo de uniformização do Sr devido ao fato destas amostras apresentarem somente argilominerais inertes para este processo.

Agradecimentos- Agradecemos a todos que contribuíram para a realização deste trabalho. Em especial: à PETROBRAS pela concessão de bolsa de estudos para o autor, 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 geólogos André Borba e Edinei Koester pelas valorosas discussões.

REFERÊNCIAS

- 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, Série Geologia, Seção Paleontologia e Estratigrafia, Brasília**, v. 27 (2), p. 21-28.
- Bergamaschi, S. 1992. **Análise sedimentológica da Formação**

- Furnas na faixa de afloramentos do flaco norte do arco estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil.** Rio de Janeiro. 172 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual do Rio de Janeiro.
- 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. **Geochimica et Cosmochimica 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). **Bulletin du Service de la carte Géologique d'Alsace et de Lorraine**, **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. **Journal of Geophysical Research**, **76** (21): 5087-5096.
- Caputo, M. V. & Crowell, J. C. 1985. Migration of glacial ceters across Gondwana during Paleozoic era. **Geological Society of America 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 related rocks. In: Cohee, G. V. et al. (eds.), **Contributions to the Geologic Time Scale, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla.** 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, breves comunicações...** Rio Claro, UNESP, p. 83.
- Daemon, R. F.; Casaletti, P. & Ciguel, J. H. G. 1991. **Biopaleogeografia da Bacia do Paraná.** Curitiba. PETROBRAS (Relatório interno).
- Daemon, R. F. & Quadros, L. P. 1969. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23. Brasília, **Anais...** Brasília, SBG, p. 355-412.
- Daemon, R. F.; Quadros, L. P. & Silva, L. C. 1967. Devonian Palynology and Biostratigraphy of the Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências**, **21-22**, 99-132, Curitiba, Paraná.
- 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, breves comunicações...** Rio Claro, UNESP, 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 Keweenawan 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: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, Adelaide, Australia, 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 FITO GEOGRAFÍA Y PALEOECOLOGIA. Memoria, México, Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología, p. 3-41.
- International Union of Geological Science (IUGS). 2004. **Global Stratigraphic Chart.** Amsterdam, Elsevier Science, 5ªEd.
- Isoplot. 2002. Programa estatístico fornecido pelo Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Katto, K. 1971. **Conchostráceos mesozóicos no sul do Brasil; Contribuição à estratigrafia das Formações Santa Maria e Caturrita.** Porto Alegre. 87 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Kawashita, K. 1972. **O método Rb/Sr em rochas sedimentares.** São Paulo, 111 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Milani, E. J. 1992. Intraplate tectonics ad 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.** Porto Alegre. 255 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani, E. J.; Assine, M. L.; Soares, P. C.; Daemon, R. F. 1996. A Sequência 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 em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- 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. **The Geological Society of America Bulletin**, **96**: 114-122.
- Ragonha, E. W. 1984. **Taxonomia de dentes e espinhos isolados de Xecanthodii (Condrichthes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí. Considerações cronológicas e paleoambientais**. São Paulo. 166 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Scherer, C. M. S., Faccini, U. F. & Lavina, E. L. 2000. Arca-bouço 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, Universidade Federal do Paraná, 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. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- 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. **Canadian Journal of Physics**, **46**; p. 1845-1847.
- Whitney, P. R. & Hurley, P. M. 1964. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations. **Geochimica et Cosmochimica 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., Zannotto, 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, M. W.; Kolata, D. R.; Oltz, D. F. & Eidel, J. J. (Eds.). **Interior cratonic basins**. Tulsa, AAPG. (AAPG Memoir, n. 51). p. 681-708.