

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**



**Geoquímica e geocronologia sedimentar no estudo das sequências
paleozoica e pré-rifte de bacias do nordeste brasileiro**

DIOGO RODRIGUES ANDRADE DA SILVA

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

COORIENTADOR - Dr. Edison José Milani (PETROBRAS)

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Thomaz Filho – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.

Prof. Dr. João Marcelo Medina Ketzer - Departamento de Geografia - Faculdade de Filosofia e Ciências Humanas - Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul.

Prof. Dr. Edinei Koester – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Doutor em Ciências.

Silva, Diogo Rodrigues Andrade da Silva

Geoquímica e geocronologia sedimentar no estudo das sequências paleozoica e pré-rifte de bacias do nordeste brasileiro./.. Diogo Rodrigues Andrade da Silva. – Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2011.

[146 f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências,
Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientação: Prof.^a Dr.^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki

Coorientação: Dr. Edison José Milani

1. Rocha sedimentar. 2. Sequência pré-rifte. 3. Geologia isotópica. 4.
Geoquímica Tectônica. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves CRB 10/1947

AGRADECIMENTOS

Sou grato à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ao Instituto de Geociências e ao Serviço Geológico do Brasil/CPRM pela oportunidade de cursar e concluir o curso de doutorado em Geociências.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de minha bolsa de estudos até minha nomeação no Serviço Geológico do Brasil/CPRM. Ao Serviço Geológico do Brasil/CPRM e a PETROBRAS pela colaboração e apoio no desenvolvimento da tese.

Agradeço aos meus orientadores Prof^a. Dr^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki e Dr. Edison José Milani por acreditarem no meu trabalho e aos co-autores dos artigos apresentados: Paulo Milhomem, Marcio Pimentel e Colombo Tassinari.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e o Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, em especial ao Prof. Koji Kawashita que na hora do aperto sempre tem uma solução.

Aos meus grandes amigos e quase irmãos: Benno, Cleitão, Fabiano, Flávio, Kelson, Parceirinho, Mateus, Ricardo e Zerbes, pela amizade que já vem de anos e a Clarissa, Zé Carlos e Nena pelo incentivo.

Por fim, aos meus pais Carlos e Cida por me aguentarem 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

O presente trabalho demonstra a aplicação de geoquímica e geocronologia sedimentar em amostras de rochas pelíticas da seção basal das bacias do nordeste da margem continental brasileira, em especial aquelas das sequências paleozoica e pré-rifte. Como resultado deste trabalho são apresentados três artigos técnicos que desenvolvem o assunto. Nos dois primeiros artigos foi utilizado o método das isócronas Rb-Sr em rocha total que tem sido aplicado, com sucesso, em rochas sedimentares de granulometria fina visando à obtenção de idades deposicionais. Foram analisadas amostras das seções paleozoica e pré-rifte das bacias do Recôncavo e Sergipe-Alagoas, pertencentes às formações Afligidos (Membro Cazumba), Aliança (Membro Capianga), Bananeiras e Itaparica. Os resultados obtidos para as formações Aliança e Itaparica da Bacia do Recôncavo e Bananeiras da Bacia de Sergipe-Alagoas, trazem importantes implicações aos esquemas paleogeográficos anteriormente estabelecidos para as bacias estudadas e outras bacias correlatas, uma vez que essas unidades sedimentares eram tradicionalmente consideradas como tendo idade neojurássica. O terceiro artigo aborda a integração de composições químicas e relações isotópicas do Sr e do Nd em cinco afloramentos de rochas sedimentares da Bacia de Camamu. A interação dessas ferramentas analíticas tem sido considerada como parâmetros úteis para estimar-se não só a proveniência como também obter inferências sobre o ambiente deposicional e processos intempéricos. Através da análise da composição química das amostras, inferiu-se que os afloramentos estudados representam uma mesma unidade sedimentar, podendo ser correlacionados com o Membro Capianga da Formação Aliança, da Bacia do Recôncavo. O cálculo do índice IAQ (índice de alteração química) mostrou atuação de condições associadas a um clima tropical/temperado, úmido. Aplicação de isótopos de Nd para fins de proveniência indicou as rochas paleoproterozoicas do Cráton do São Francisco como área fonte. Assim, mostra-se que a aplicação conjunta de análises químicas e isotópicas pode ser útil para a caracterização e a correlação de sequências litologicamente homogêneas. Por fim, este trabalho enfatiza que a amplitude espacial e a abrangência temporal das bacias sedimentares implícitas neste conceito deverão ser revistas à luz da constatação de idades triássicas extensivamente distribuídas no nordeste brasileiro e suas correlatas no nordeste africano.

ABSTRACT

Integrated application of geochemical and sedimentary geochronology in pelitic rock samples from the basal section of the northeastern Brazilian continental margin, especially those of the Paleozoic and pre-rift sequences is the main goal of this thesis. The results are presented and discussed in three technical articles. Two of these articles present the Rb-Sr methodology applied to fine-grained sedimentary rocks in order to determine the depositional age. Samples of the Paleozoic and pre-rift sections of the Recôncavo and Sergipe-Alagoas Basin, stratigraphically positioned at the basal portion of the Afligidos (Cazumba Member), Aliança (Capianga Member), Bananeiras and Itaparica formations, were analyzed. Concerning the obtained data for samples of the Aliança and Itaparica formations (Recôncavo Basin) and Bananeiras Formation (Sergipe-Alagoas Basin) there are significant implications to the paleogeographic schemes earlier established for these basins and also other correlated basins. These sedimentary units were traditionally considered as being of Neojurassic age and now a Neotriassic age is proposed. The third article discusses the integration of chemical compositions and isotopic ratios of Sr and Nd in samples of five outcrops of pelitic rocks of the Camamu Basin. Interactions of these analytical tools have been considered as useful parameters to estimate not only their provenance but also to make inferences about the depositional environment and weathering processes. By analyzing the chemical composition of the samples, it was inferred that the outcrops studied represented the same sedimentary unit and that they might be correlated to the Capianga Member of the Aliança Formation of the Recôncavo Basin. The values obtained to chemical index of alteration (CIA) can be related to conditions associated with a humid tropical/subtropical climate. Nd isotopes indicated the Paleoproterozoic rocks of the Sao Francisco craton as source area. So the association of chemical and isotopic analyses is useful to characterize and correlate homogeneous sedimentary sequences. Finally, this study emphasizes that some of the tectonic and stratigraphic concepts actually accepted to these basins should be reviewed in the light of these Triassic ages proposed and extensively distributed in northeastern Brazil and their northwestern African counterparts.

SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT	2
LEGENDA DE FIGURAS	5
LEGENDA DE TABELAS	6
ESTRUTURA DA TESE	7
1. INTRODUÇÃO	8
2. OBJETIVOS	11
3. ESTADO DA ARTE	12
4. ÁREA DE ESTUDO.....	14
4.1. Contexto Geológico	14
4.1.1. Seção Pré-rifte da Bacia de Camamu.....	18
4.1.2. Seção Paleozoica e Pré-rifte da Bacia do Recôncavo	20
4.1.3. Seção Pré-rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas	22
5. MÉTODO RADIOMÉTRICO Rb-Sr	25
6. MÉTODO RADIOMÉTRICO Sm-Nd.....	28
6. METODOLOGIA.....	31
6.1. Amostragem e preparação das amostras.....	31
6.2. Difratomia de raios-X (DRX)	31
6.4. Fluorescência de raios-X	32
6.5. Espectrometria de massas	36
6.5.1. Análise Isotópica	36
6.6. Análise Estatística	42
7. RESULTADOS OBTIDOS.....	44
7.1. ARTIGO I	44
7.2. ARTIGO II.....	56
7.3. ARTIGO III	94
8. SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	136

8.1. Idade Deposicional / Evolução Geológica.....	136
8.2. Integração de ferramentas analíticas.....	138
9. CONCLUSÕES	140
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	141

LEGENDA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de situação das bacias sedimentares estudadas.....	14
Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Camamu (modificado de Caixeta <i>et al.</i> , 2007).....	19
Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (modificado de Silva <i>et al.</i> , 2007).....	21
Figura 4 - Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe (modificado de Neto <i>et al.</i> , 2007).....	23
Figura 5 - Modelo de construção de um diagrama isocrônico (modificado de Mizusaki, 1992).	27
Figura 6 - Exemplo de curva analítica experimental do Laboratório de Fluorescência de Raios X, utilizada para a avaliação do teor de SiO ₂ na análise de materiais cuja concentração em sílica é superior a 50% do peso total da amostra (neste caso a concentração de SiO ₂ esta na forma de porcentagem em massa da pastilha). Observar o índice de correlação dos pontos experimentais de 0,999. Os pontos no gráfico são constituídos por padrões com certificação internacional, neste caso foram empregados os padrões JR-2, JG-2, JG-1A, AC-E, JA-1, JA-2 e MA-N.	33
Figura 7 - Exemplo de curva analítica experimental do Laboratório de Fluorescência de Raios X, utilizada para a avaliação do teor de Sr em amostras. Observar o índice de correlação dos pontos experimentais de 0,9991. Os pontos no gráfico são constituídos por padrões com certificação internacional, neste caso foram empregados 11 padrões de rocha. As intensidades dos picos estão corrigidas do efeito matriz.....	35
Figura 8 - Fluxograma do processo de abertura de amostra (modificado de Silva, 2005).....	37
Figura 9 - Chapa quente com savilex.....	38
Figura 10 - Fluxograma da separação química das colunas de Rb-Sr (modificado de Silva, 2005).	40
Figura 11 - Colunas de Rb-Sr.....	40
Figura 12 - Fluxograma da separação químicas nas colunas de Sm-Nd (modificado de Silva, 2005).	41
Figura 13 - Colunas de Sm-Nd.....	42

LEGENDA DE TABELAS

Tabela 1- Exemplo de resultados obtidos na análise de uma amostra e de sua duplicata. Os valores de concentração estão em porcentagem, sendo que a diferença obtida mostra a reprodutibilidade da metodologia empregada no Laboratório de Fluorescência de Raios X.34

ESTRUTURA DA TESE

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de um artigo publicado em periódico nacional e dois artigos submetidos a periódicos internacionais. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) introdução sobre o tema e descrição do objeto da tese de Doutorado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia da pesquisa desenvolvida, o estado da arte sobre o tema de pesquisa, os métodos e a metodologia aplicada;
- b) um artigo publicado e dois submetidos a periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado;
- c) síntese integradora contendo os principais resultados e interpretações deles derivadas e as conclusões sobre os resultados obtidos.

1. INTRODUÇÃO

A análise de bacia sedimentar, ou seja, a reconstrução dos processos evolutivos ao longo do tempo geológico é imprescindível especialmente para o caso de prospecção de hidrocarbonetos. Verifica-se que para a análise de bacias sedimentares, há necessidade do detalhamento do registro estratigráfico.

O registro estratigráfico preserva evidências da evolução biológica, trocas na química dos oceanos e da atmosfera, mudanças climáticas, flutuações do nível do mar, soerguimentos e erosões bem como processos de subsidência. Contudo, o registro estratigráfico nas bacias sedimentares é complexo e incompleto e, conseqüentemente exige um arcabouço temporal preciso e detalhado.

Além disso, há necessidade da obtenção de outros dados auxiliares pois as bacias, em sua maioria, têm afloramentos restritos ou simplesmente não afloram. Assim, a integração de ferramentas analíticas diversas, sensíveis a processos e eventos geológicos distintos, tem sido uma tendência crescente no campo da análise de bacias sedimentares (Borba, 2001; Pierini *et al.*, 2002; Borba, 2006; Mizusaki, 2008).

Neste sentido, a possibilidade de obtenção de dados com aplicação da geoquímica e da geocronologia sedimentar torna-se interessante e fundamental. Pode-se dizer que a estratigrafia e a geocronologia sedimentar apresentam uma intersecção no sentido de que a estratigrafia de uma determinada área seja perfeitamente calibrada com a coluna de tempo geológico. A geoquímica e a geocronologia sedimentar também apresentam um ponto comum, que é possibilitar uma melhor correlação estratigráfica nos diferentes intervalos de tempo geológico em áreas complexas e nos estudos de proveniência.

A Geoquímica envolve a aplicação de dados geoquímicos (tanto elementos como isótopos) para caracterizar, correlacionar estratos e também nos estudos de proveniência dos sedimentos. O estudo quimioestratigráfico pode ser aplicado em diversas áreas que necessitam correlação estratigráfica. No entanto, o principal enfoque dado a esta técnica tem sido como ferramenta de auxílio na estratigrafia e na análise de bacias (Borba, 2006). Pode também ser aplicada a estudos de proveniência visando reconstruir e interpretar a história sedimentar, desde o início da erosão da rocha fonte até o soterramento.

O estudo da proveniência de rochas sedimentares clásticas, especialmente aquelas de granulometria mais fina ou nas quais a identificação confiável dos

fragmentos já não seja possível (efeito da diagênese ou metamorfismo), deve concentrar-se em outras ferramentas. Análises geoquímicas de elementos maiores, traços e terras raras permitem relacionar, através de *trends* de covariância, as assinaturas geoquímicas das rochas-fonte e dos sedimentos focalizados. O comportamento imóvel de alguns elementos-traço e terras raras (ETR), durante o ciclo sedimentar (Taylor & McLennan, 1985), também favorece sua utilização como indicadores de proveniência.

Em relação à aplicação da geocronologia em sequências sedimentares observa-se que 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. Neste sentido, a geocronologia sedimentar, ou seja, aplicação de métodos radiométricos em rochas sedimentares (Banner, 2004; Hamilton, 2003) tem sido de grande importância e tem possibilitado a obtenção de idades deposicionais especialmente de pelitos e, informações a respeito da proveniência. (Mizusaki *et al.*, 1990; Zwingmann *et al.* 1998; Maraschin *et al.*, 2010).

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. Neste sentido, foram analisadas amostras de clásticos terrígenos finos, provenientes da Bacia do Paraná, região com excelente conhecimento geológico e possibilidade de amostragem diversa (Silva, 2006). Tal procedimento permitiu o controle de variáveis como ambientes e 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 têm permitido 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.

A aplicação integrada destas técnicas poderá fornecer dados concretos e conseqüentemente, uma ideia mais completa sobre os eventos responsáveis pela geração destes depósitos sedimentares e dos seus processos evolutivos em bacias sedimentares.

Assim, a geoquímica e a geocronologia sedimentar foram utilizadas em seções basais das bacias do nordeste do Brasil. Mais especificamente, foram analisadas unidades sedimentares das seções Paleozoica e pré-rifte das bacias de Camamu, Recôncavo e Sergipe-Alagoas.

2. OBJETIVOS

Os objetivos principais da tese foram à aplicação do método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares pelíticas visando a obtenção de idades deposicionais e a interação entre a geoquímica e a geocronologia, aplicadas em rochas sedimentares da seção basal de bacias do nordeste brasileiro. Os resultados obtidos permitirão um aprimoramento do modelo evolutivo proposto para as bacias estudadas.

Secundariamente espera-se:

- obter critérios para a aplicação conjunta de técnicas geoquímicas e geocronológicas em rochas sedimentares siliciclásticas de granulometria fina;
- aprimorar os procedimentos analíticos e melhor definir os parâmetros ideais para avaliação dos resultados e a interpretação mais segura de resultados (geoquímicos e geocronológicos) em conjunto com a estratigrafia e a tectônica regional ocorrida na área de estudo.

3. ESTADO DA ARTE

Inúmeros trabalhos de datação Rb-Sr em rochas sedimentares argilosas têm 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 paleozoicos e eomesozoicos 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, 2002) conseguiram excelentes resultados em unidades sedimentares diversas com a obtenção de idades absolutas para o evento deposicional.

Thomaz Filho *et al.* (1976) e Silva *et al.* (2006) aplicando o método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares da Bacia do Paraná, 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 à 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 Paleozoico (do Ordoviciano ao Carbonífero).

O trabalho de Andersson *et al.* (2003) utiliza dados de paleocorrentes, petrografia de arenitos, assembleias de minerais pesados e dados do sistema Sm-Nd em seis amostras da Formação Skoorsteenberg 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.* (2003) utilizam a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em siltitos de origem fluviolacustre pertencentes ao Grupo Camaquã, com vistas à inferência das possíveis áreas-fonte de depósitos disponíveis durante o Paleozoico inferior para aquela sedimentação.

A abordagem integrada, utilizando diferentes técnicas analíticas, foi aplicada por Van de Kamp & Leake (1995) onde estes integraram análises petrográficas e geoquímicas em rocha total, sugerindo que, para fragmentos ultramáficos alterados e de identificação duvidosa, concentrações elevadas de Co, Cr e Ni, correlacionados a MgO, podem constituir bons traçadores de proveniência ofiolítica.

Pierini *et al.* (2002) utilizou várias técnicas analíticas (petrografia, estratigrafia, geoquímica, entre outras) no estudo do Membro Alemoa (Formação Santa Maria) e Formação Caturrita (Bacia do Paraná) para fazer uma avaliação da evolução das condições paleoambientais.

Borba *et al.* (2007a) comprovou que utilizando ferramentas estratigráficas, petrográficas, isotópicas e geocronológicas, sensíveis a diversos processos e temperaturas, têm o potencial de fornecer uma visão muito mais detalhada da evolução geológica de uma bacia sedimentar. Esta abordagem, aplicada à Formação Maricá (Bacia do Camaquã, RS), aportou informações importantes sobre diversos aspectos da história geológica desta unidade.

Borba *et al.* (2007b) focaliza a proveniência das rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim (Bacia do Camaquã, RS), de idade Neoproterozoica, utilizando dados de petrografia, geoquímica de rochas pelíticas e do sistema Sm-Nd.

4. ÁREA DE ESTUDO

As amostras utilizadas neste trabalho foram coletadas em diferentes pontos das seções paleozoica e pré-rifte das porções terrestres das Bacias de Camamu, Recôncavo e Sergipe-Alagoas, nordeste do Brasil (Fig. 01).

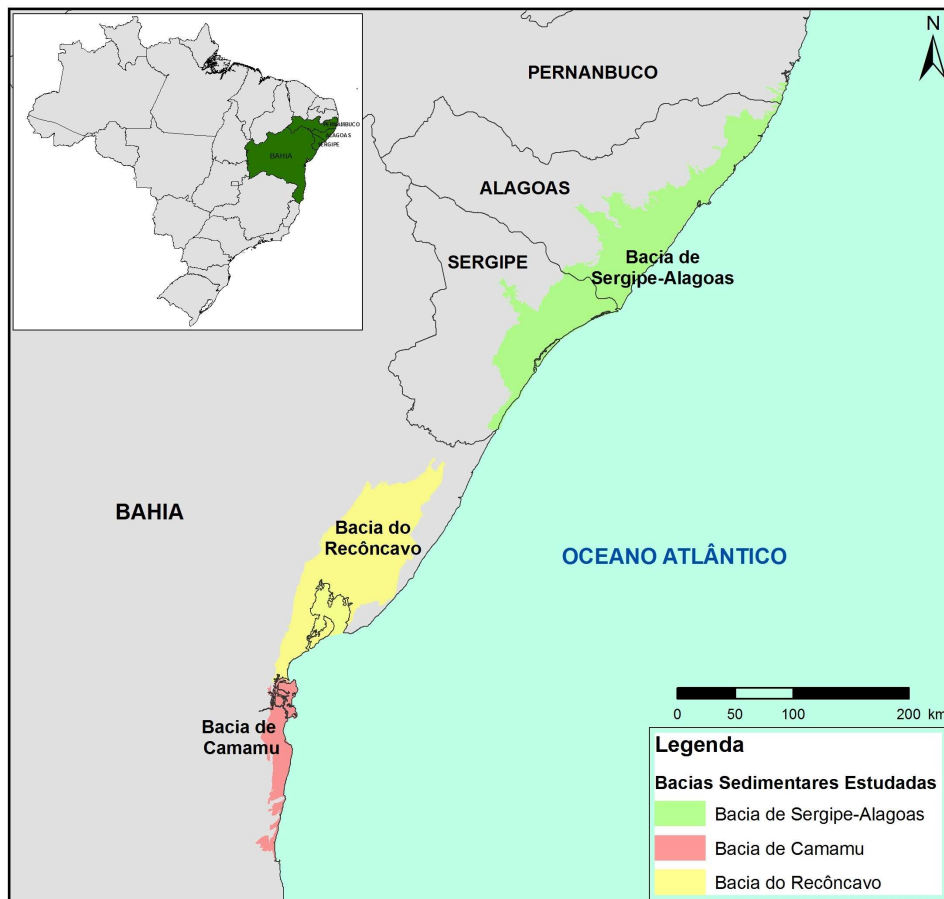


Figura 1 - Mapa de situação das bacias sedimentares estudadas.

4.1. Contexto Geológico

As bacias marginais brasileiras compartilham, de uma forma geral, grandes semelhanças quanto à evolução tectônica e história do preenchimento sedimentar. Essas semelhanças devem-se à gênese comum, resultante dos processos que culminaram com a ruptura do Gondwana a partir do final do Jurássico.

Analisando-se a sucessão sedimentar das diversas bacias da margem leste e equatorial brasileira, observa-se que o pacote sedimentar existente nessas bacias poderia ser agrupado em sequências geneticamente correlatas, geograficamente contínuas, relacionadas a estágios evolutivos termomecânicos distintos. Com base no estudo dessas sequências, cinco estágios tectônicos foram diferenciados nessas

bacias: sinéclise, pré-rifte, rifte, transicional e deriva (Ponte *et al.*, 1976; Ojeda, 1982). Desses estágios, os três últimos correspondem àqueles que ocorrem sucessivamente em bacias que evoluem de uma fase rifte para uma fase de deriva (margem passiva). Os dois primeiros, sinéclise e pré-rifte não ocorrem necessariamente (Souza-Lima & Hamsi Junior, 2003).

O estágio de sinéclise (seção paleozoica) corresponde às sucessões sedimentares relacionadas ao preenchimento de grandes depressões, em geral associadas às bacias intracratônicas. A gênese dessas depressões pode estar relacionada a ciclos de desequilíbrio térmico crustal (Sleep, 1971), sendo, contudo, de origem e evolução complexa. No Brasil, destacam-se as grandes sinéclises paleozoicas das bacias do Amazonas, Solimões, Parnaíba, e Paraná. Os sedimentos desse estágio, que ocorrem nas bacias marginais brasileiras, correspondem, na verdade, à extensão geográfica dessas sinéclises: assim, os sedimentos de idade paleozoica que ocorrem em algumas dessas bacias são relictos de bacias mais antigas, de idade paleozoica (Souza-Lima & Hamsi Junior, 2003).

O estágio de pré-rifte está provavelmente relacionado ao soerguimento crustal resultante do aquecimento induzido pela presença de *hotspots* no Gondwana central (Morgan, 1983), embora se tenha também aproveitado das antigas depressões das sinéclises paleozoicas. A ação desses *hotspots* auxiliou o enfraquecimento crustal da junção entre as placas sul-americana e africana, causando sua posterior ruptura. O início ou final desse estágio, bem como a intensidade de soerguimento, variou de um local a outro, porém, em geral, ocorreu entre o final do Jurássico e o início do Cretáceo (Berriasiano a Valanginiano) (Souza-Lima & Hamsi Junior, 2003).

Associado ao soerguimento crustal ocorreu o desenvolvimento de depressões periféricas que, junto às depressões paleozoicas, atuaram como áreas de captação sedimentar de origem fluviolacustre. A sedimentação deste estágio é caracteristicamente composta por sedimentos oxidados, de coloração avermelhada. No nordeste brasileiro, a sedimentação desse estágio se desenvolveu na Depressão Afro-Brasileira (Estrella, 1972), que englobava a região hoje ocupada pelas bacias de Sergipe-Alagoas, Camamu e Almada, na costa sul do Estado da Bahia, incluindo também as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá e suas contrapartes africanas.

No estágio rifte, a distensão atingiu o limite elástico da crosta e, finalmente, conduziu à ruptura da placa litosférica. Nas bacias da margem leste, o início do rifte foi mais ou menos simultâneo, ocorrendo entre o Berriasiano e o Valanginiano (145

– 135 Ma, início do Cretáceo), havendo algum retardo localizado (p. ex., na bacia do Jequitinhonha), provavelmente relacionado ao comportamento reológico crustal diferenciado. O avanço da evolução crustal foi, contudo, distinto nas bacias situadas mais ao sul (bacias do Espírito Santo a Pelotas), onde o estiramento crustal esteve associado a vulcanismo basáltico já na fase rifte. Nas bacias da margem equatorial, o rifteamento ocorreria mais tarde, entre o Barremiano e o final do Albiano (130 - 100 Ma).

Durante o estágio rifte, a sedimentação consistiu praticamente na colmatagem da calha gerada pelos falhamentos novos ou reativados pelos esforços distensivos que aconteceram ao longo da atual margem continental brasileira. Essa grande calha era compartimentada em blocos altos (*horsts*) e baixos (*grabens*), que condicionaram a sedimentação em seu interior. Os processos predominantes estiveram relacionados a leques aluviais ou subaquosos, controlados principalmente pelas falhas normais das bordas das bacias e sistemas fluviais predominantemente coaxiais, ou seja, acompanhando o eixo longitudinal da estrutura rifte.

A evolução da ruptura continental esteve condicionada às direções estruturais impostas pelo arcabouço dos crátons e das faixas móveis que serviram de embasamento às bacias, bem como pelos principais lineamentos e falhas existentes na região. Analisando-se a atual margem continental, nota-se que praticamente todo o litoral leste brasileiro, desde o Rio Grande do Sul até a Bahia, desenvolveu-se condicionado aos alinhamentos derivados da orogenia brasiliana, ocorrida no final do Proterozoico (Almeida, 1971). O tectonismo de idade eocretácea, conhecido como "Reativação Wealdeniana", foi responsável pela reativação tectônica das estruturas brasilianas, gerando o rifte estreito e alongado que ocupou essa área.

A partir da Faixa de Dobramentos Sergipana, as direções estruturais passam a ser transversais àquelas existentes a sul, de modo que a região tornou-se uma área resistente à ruptura norte-sul. Essa região corresponde à Província Borborema, onde destacam-se os lineamentos pré-cambrianos de Pernambuco e de Patos, antigas falhas transcorrentes, cuja continuidade pode ser acompanhada também na África. Essa anisotropia estrutural permitiu, dentre outras coisas, que a região apresentasse uma subsidência muito mais lenta que as regiões adjacentes, limitando ainda a distensão crustal da região, confinando o sistema de riftes da margem oriental brasileira. Além disto, por ser uma área menos adequada à propagação da ruptura, a Província Borborema permaneceu como um dos pontos finais da ruptura crustal entre a placa sul-americana e africana.

O rifte abortado do Recôncavo-Tucano-Jatobá ilustra bem a atuação das anisotropias estruturais, onde a falha de Ibimirim, componente do lineamento de Pernambuco, constitui o limite norte da bacia de Jatobá, desviando a ruptura norte-sul para leste.

A propagação da ruptura, que ocorreu preferencialmente de sul para norte na margem leste, foi mais complexa na margem equatorial. Nesta região, as principais feições estruturais são paralelas à costa, estando, muitas vezes, relacionadas a falhas de transferência. A rotação diferencial das placas sul-americana e africana, mais rápida a sul, ocasionou compressão e distensão localizada na margem equatorial e interior, causadas pela reativação do complexo sistema nordestino de lineamentos e falhas de direção predominante este-oeste e nordeste-sudeste (Szatmari *et al.*, 1987). Destes processos resultaram também as diversas bacias interiores do Nordeste do Brasil.

O estágio rifte marca o fim da evolução do sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá. Embora o rifteamento tivesse sido iniciado no Berriasiano (cerca de 145 Ma), as anisotropias estruturais do embasamento presentes naquela região, associadas à dificuldade de propagação dos esforços através dos lineamentos transversais na região da Faixa de Dobramentos Sergipana e da Província Borborema, provavelmente favoreceram a ruptura através de outra trajetória. Assim, a partir do Hauteriviano (cerca de 135 Ma), a ruptura crustal foi iniciada na região da bacia de Sergipe-Alagoas, onde evoluiu de forma mais eficaz, e onde efetivamente ocorreu a separação das placas tectônicas.

O progresso da separação entre as placas sul-americana e africana permitiu a entrada intermitente de água marinha no estreito e alongado golfo moldado durante a fase rifte. Essa incursão marinha marcou o início do estágio transicional. O influxo de água marinha no golfo do proto-oceano Atlântico esteve controlado por uma importante feição estrutural que hoje se estende entre o litoral sul do Brasil e a costa da Namíbia, na África: a cadeia de Rio Grande-Walvis. Esse alto atuou como uma barreira à comunicação efetiva entre o oceano Atlântico Austral e o golfo Brasil-África, de modo que o influxo de água controlado e as altas taxas de evaporação existentes devido ao clima quente então vigente favoreceram a concentração dos sais nesses mares. Permitiu-se o acúmulo de uma espessa sequência evaporítica, cuja influência foi muito importante para a evolução tectono-sedimentar subsequente dessas bacias. Esse estágio começou mais cedo também nas bacias da margem leste, ocorrendo predominantemente durante o Aptiano. Nas bacias da margem

equatorial ocorreu entre o final do Aptiano e o Cenomaniano. A fase transicional corresponde à diminuição dos falhamentos por distensão crustal, mas taxas de sedimentação ainda altas ocorreram no início desta fase devido à subsidência térmica.

Com o avanço da separação entre as placas sul-americana e africana, a cadeia de Rio Grande-Walvis teve seu papel progressivamente reduzido no controle das incursões marinhas para o golfo, de modo que essa assumiu caráter permanente. Iniciou-se, então, o estágio de deriva continental. Esse estágio foi inicialmente marcado, nas bacias marginais, pelo desenvolvimento de amplas plataformas carbonáticas. O progresso da separação, associado às modificações climáticas induzidas pelo extenso oceano gerado, posteriormente inibiu a gênese e deposição carbonática, de modo que as sequências sedimentares evoluíram para um sistema predominantemente siliciclástico que persiste até hoje.

4.1.1. Seção Pré-rifte da Bacia de Camamu

A Bacia de Camamu está situada na faixa costeira do estado da Bahia, entre os paralelos 13° e 14° S, constituindo o prolongamento sul do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Com uma área de cerca de 13.000 km² (dos quais 2.000 km² emersos), a Bacia de Camamu contém algumas acumulações de óleo e gás em terra e no mar, todas consideradas como originadas a partir das rochas geradoras lacustres eocretáceas da Formação Morro do Barro (Gonçalves *et al.*, 2000).

A Bacia de Camamu, ao norte, faz limite com as bacias do Recôncavo e Jacuípe que é dado pela Falha da Barra, uma importante feição regional que corta a bacia na direção leste-oeste. Ao sul, o limite é apenas geográfico com a Bacia de Almada, observando-se uma continuidade tanto estrutural quanto estratigráfica entre ambas as bacias.

A origem da Bacia de Camamu, assim como das demais bacias mesozoicas da margem continental brasileira, está relacionada ao processo de estiramento crustal que culminou com a ruptura do continente Gondwana e a formação do Oceano Atlântico, seguindo o modelo da margem continental brasileira (Ponte & Asmus, 1976; Asmus & Guazelli, 1981; Chang *et al.*, 1992).

Segundo Caixeta *et al.* (2007), o pacote sedimentar da Bacia de Camamu constitui-se de cinco supersequências: paleozoica, pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte. A supersequência pré-rifte, porção basal da bacia, corresponde ao intervalo estratigráfico estudado (Fig. 2).

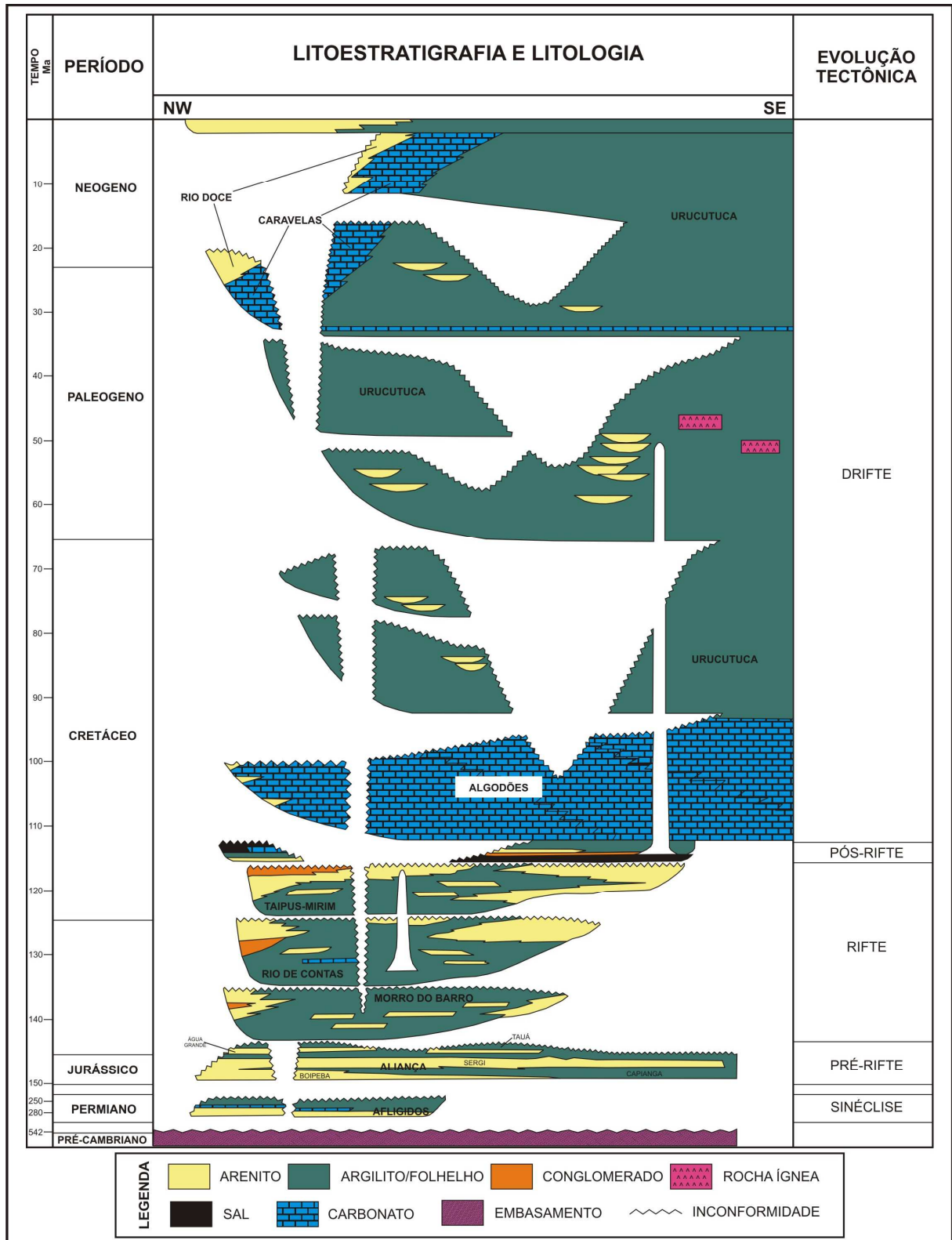


Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Camamu (modificado de Caixeta *et al.*, 2007).

A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Camamu pode ser descrita como uma sucessão dos seguintes estágios: (1) sinéclise, engloba sedimentos continentais e marinhos de idade permiana e correspondentes, em termos

litoestratigráficos, à Formação Afligidos; (2) pré-rifte, que agrupa os sedimentos fluviolacustres de idade Jurássica/Eocretácea das formações Aliança, Sergi e Itaípe; (3) rifte, representado pelas depósitos lacustres Eocretáceos das formações Morro do Barro e Rio de Contas; (4) pós-rifte que se deu no âmbito de bacia do tipo sag representadas por sedimentos transicionais aptianos da Formação Taipus-Mirim e (4) drifte, que compreende os estratos marinhos de idade Cretácea a Terciária, das formações Algodões, Urucutuca, Rio Doce e Caravelas (Netto & Ragagnin, 1990; Gonçalves *et al.*, 2000).

A sequência do pré-rifte, de idade Dom João – Eório da Serra (Neojurássico), foi distribuída originalmente sobre uma grande extensão geográfica, controlada pela Depressão Afro-Brasileira (Estrella, 1972).

Em termos litoestratigráficos, a seção pré-rifte da Bacia do Camamu corresponde ao Grupo Brotas e Grupo Santo Amaro. O Grupo Brotas inclui as formações Aliança (membros Boipeba e Capianga) e Sergi enquanto o Grupo Santo Amaro é composto pelas formações Itaparica, Água Grande e Candeias.

A sedimentação desta sequência é caracterizada por sedimentos clásticos arenosos e folhelhos depositados por rios entrelaçados com retrabalhamento eólico. Transgressões lacustres de caráter regional são expressas pela sedimentação predominantemente pelítica que caracterizam o Membro Capianga (Formação Aliança) e a Formação Itaparica (Caixeta *et al.* (2007).

4.1.2. Seção Paleozoica e Pré-rifte da Bacia do Recôncavo

A Bacia do Recôncavo situa-se na região nordeste do Brasil e compreende uma área de 11.500 km². Seus limites são representados pelo Alto de Aporá, a norte e noroeste; pelos sistema de falhas da Barra, a sul; pela Falha de Maragogipe, a oeste; e pelo sistema de falhas de Salvador, a leste.

A configuração estrutural da bacia relaciona-se aos esforços distensionais que resultaram na fragmentação do Supercontinente Gondwana durante o Eocretáceo, promovendo a abertura do Oceano Atlântico e o desenvolvimento da margem continental brasileira.

Segundo Silva *et al.* (2007), o pacote sedimentar da Bacia do Recôncavo constitui-se de quatro supersequências: paleozoica, pré-rifte, rifte e pós-rifte (Fig. 3). As unidades sedimentares das supersequências paleozoica e pré-rifte, porção basal da bacia, fazem parte do estudo realizado neste trabalho.

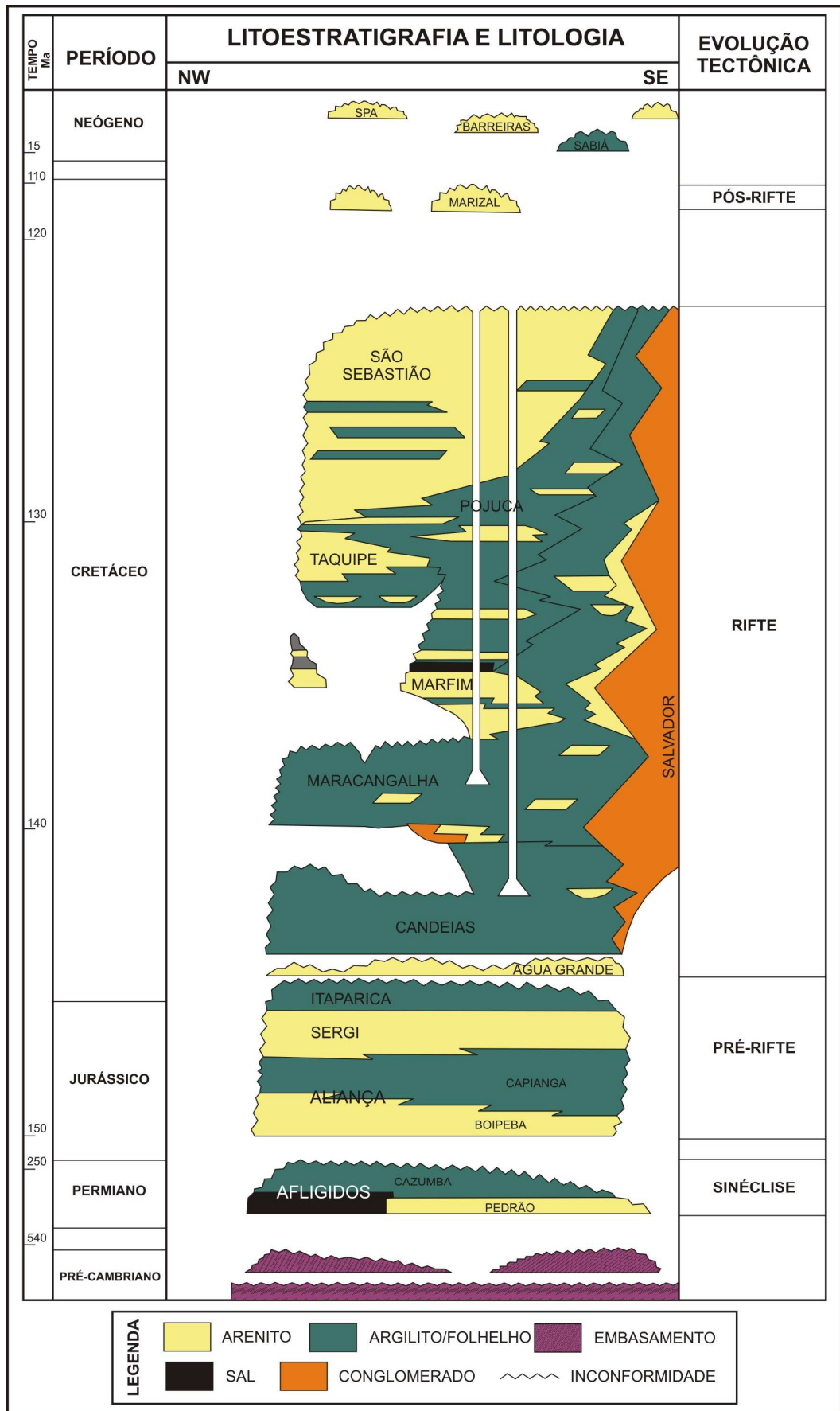


Figura 3 - Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (modificado de Silva et al., 2007).

Na supersequência paleozoica a unidade estudada é representada pelo membro Cazumba da Formação Afligidos. Depositadas sob paleoclima árido e em contexto de bacia intracratônica, as associações faciológicas que caracterizam as unidades do Paleozoico ilustram uma tendência regressiva, com transição de uma sedimentação marinha rasa, marginal, a bacias evaporíticas isoladas, ambientes de *sabkha* continental e, por fim, sistemas lacustres (Aguiar & Mato, 1990). No Membro Cazumba, predominam pelitos e lamitos vermelhos lacustres, com nódulos de anidrita na base da seção. A idade do Membro Cazumba é objeto de discussão devido à pobreza do seu registro fossilífero. Segundo Caixeta *et al.* (1994), a deposição da Formação Afligidos restringe-se ao Permiano.

A Supersequência pré-rifte reúne depósitos relacionados ao estágio inicial de flexura da crosta e ali se depositaram sedimentos de natureza continental correspondentes a depósitos fluviais, localmente retrabalhados eolicamente, e lacustres muito rasos, todos com características de *red beds*.

Em termos litoestratigráficos, a seção pré-rifte da Bacia do Recôncavo corresponde ao Grupo Brotas e parte do Grupo Santo Amaro. O Grupo Brotas inclui as formações Aliança (membros Boipeba e Capianga) e Sergi enquanto o Grupo Santo Amaro é composto pelas formações Itaparica e Água Grande.

Segundo Silva *et al.* (2007), a sedimentação pré-rifte engloba três grandes ciclos fluvio-eólicos, representados, na base para o topo, pelo Membro Boipeba e pelas formações Sergi e Água Grande. Transgressões lacustres de caráter regional separam esses ciclos e são expressas pela sedimentação predominantemente pelítica que caracterizam o Membro Capianga (Formação Aliança) e a Formação Itaparica.

4.1.3. Seção Pré-rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas

A Bacia de Sergipe-Alagoas situa-se na região nordeste do Brasil e compreende uma área de 35.000 km², sendo aproximadamente dois terços destes na porção da plataforma continental e em águas profundas. Dentre as bacias da margem continental brasileira, a de Sergipe-Alagoas é a que abriga o registro estratigráfico mais completo. Localmente, preservados da erosão pelo abatimento de blocos ocorrido durante o rifteamento, aparecem unidades do Neoproterozoico e Paleozoico como remanescentes da ampla sedimentação que outrora recobriu grandes extensões do paleocontinente Gondwana. Estão também documentadas na bacia as seções completas das clássicas sequências pré-rifte, rifte e drifte (Fig. 4).

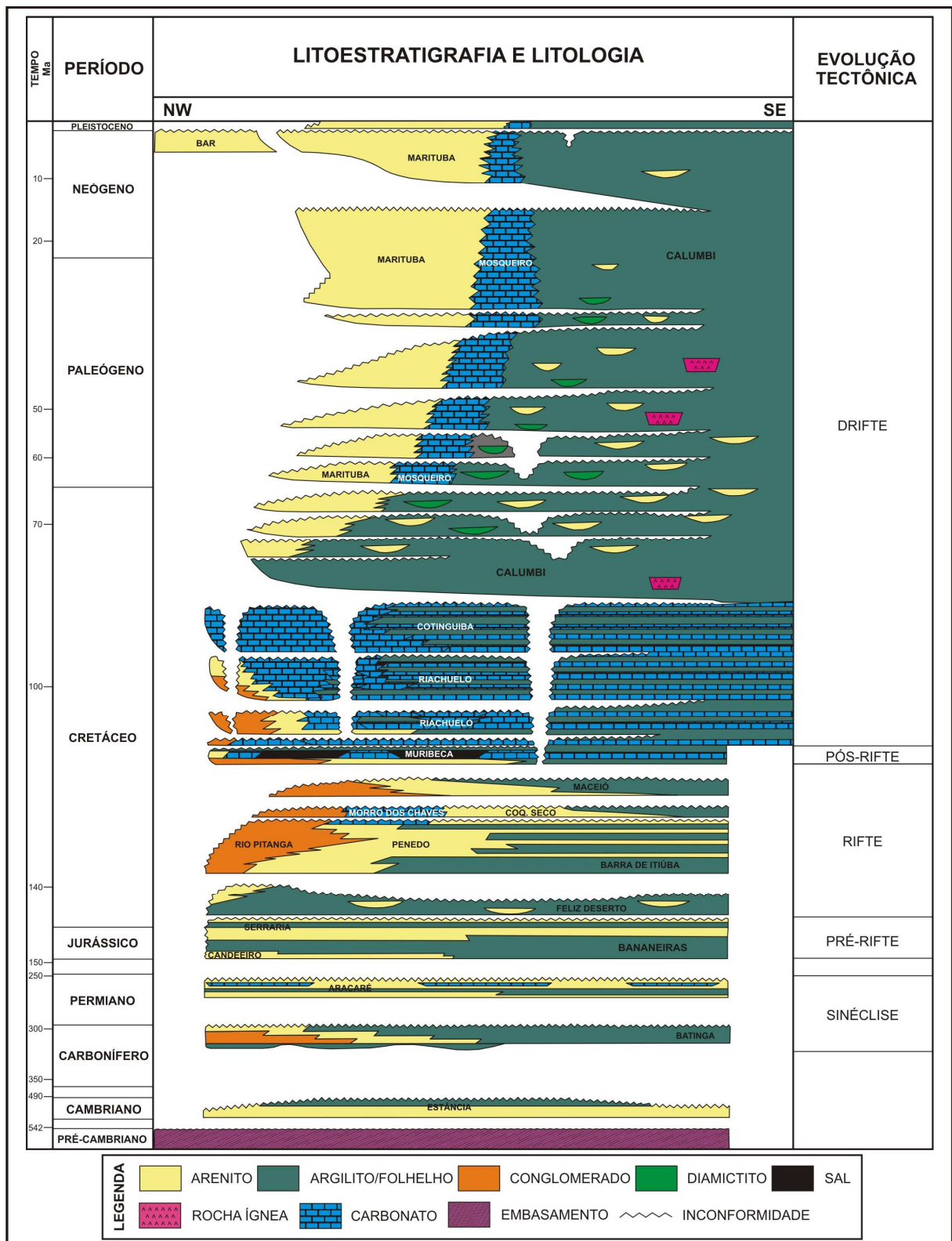


Figura 4 - Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe (modificado de Neto *et al.*, 2007).

Em termos litoestratigráficos, a seção pré-rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas corresponde ao Grupo Perucaba (Feijó, 1994) que inclui as formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria. Nessa concepção, a Formação Candeeiro, arenosa, é a unidade basal que se sobrepõe discordantemente aos remanescentes sedimentares

pré-mesozoicos ou diretamente sobre o embasamento pré-cambriano, e que é recoberta de maneira transicional pela Formação Bananeiras, predominantemente pelítica. Onde a Formação Candeeiro está ausente, é a Formação Bananeiras que assenta em discordância sobre unidades mais antigas. O ciclo pré-rifte culmina com a Formação Serraria, de natureza arenosa e que exhibe contato gradacional com a unidade anterior.

A Formação Bananeiras, unidade estudada, é constituída por folhelho vermelho, vermelho acastanhado e arroxeadado, mosqueado de verde claro, síltico, por vezes micromicáceo e com fissilidade pouco definida. A espessura da Formação Bananeiras varia até um máximo de 200 m, com uma tendência regional de adelgaçamento no sentido norte.

5. MÉTODO RADIOMÉTRICO Rb-Sr

O rubídio (Rb) juntamente com o lítio (Li), sódio (Na), potássio (K), célio (Cs) e frâncio (Fr) compõe o grupo I (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 II 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 que são isótopos não radiogênicos e o ^{87}Sr isótopo radiogênico.

O método radiométrico Rb-Sr baseia-se na desintegração radioativa do isótopo ^{87}Rb que se transforma em ^{87}Sr . Esta desintegração radioativa se processa segundo uma constante de decaimento λ , de valor conhecido, da ordem de $1,42 \times 10^{-11} \cdot \text{ano}^{-1}$, que corresponde a uma meia-vida de 48,8 Ga.

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 convencionada, 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. 5), 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).

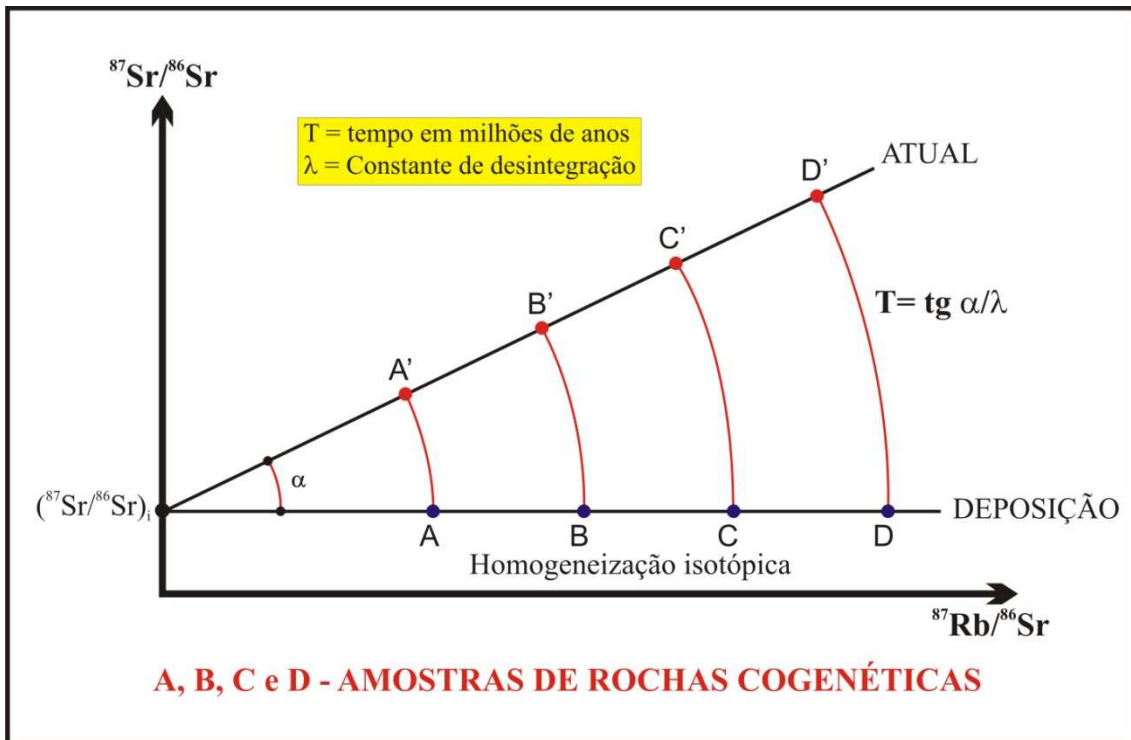


Figura 5 - Modelo de construção de um diagrama isocrônico (modificado de Mizusaki, 1992).

6. 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 hidrolização 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 ϵ_{Nd} e calculado através da expressão 2:

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

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 e o Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo utilizam 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 supracitadas, 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 $f_{Sm/Nd}$, que relaciona as razões entre o isótopo radioativo ^{147}Sm pelo radiogênico ^{144}Nd em relação ao CHUR (Equação 3):

$$f_{Sm/Nd} = \left[\frac{(^{147}Sm/^{144}Nd)_{AMOSTRA}}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}} - 1 \right] \quad (3)$$

6. METODOLOGIA

6.1. Amostragem e preparação das amostras

Para a amostragem utilizou-se a forma convencional proposta por Thomaz Filho & Lima (1979), onde em cada afloramento, há a coleta de no mínimo quatro amostras de rocha, com distanciamento de cerca de 1 m no sentido horizontal e de 10 a 50 cm no sentido vertical. As amostras coletadas foram imediatamente acondicionadas em sacos plásticos e estes 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 micro-organismos, sais, carbonatos, micas, feldspatos e matéria orgânica.

Em seguida, procede-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. Segue-se a desagregação das amostras em gral de ágata, obtendo-se assim a amostra do tipo rocha total. Onde necessário, procedeu-se a subsequente separação dos micro-organismos por meio de técnicas de micropaleontologia. Justifica-se a separação das carapaças dos micro-organismos, 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, são quarteadas para se obter frações destinadas às análises por técnicas de difratometria de raios-X (DRX), de fluorescência de raios-X (FRX) e de espectrometria de massas.

6.2. 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). Utiliza-se um difratômetro Siemens D5000 Diffraktometer pertencente ao Laboratório de Difratometria de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, com radiação K α 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 baseia 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 são 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, separa-se a fração menor que 2 μm ($\text{FF} < 2 \mu\text{m}$). 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.

Analisa-se inicialmente a lâmina seca ao natural (denominada normal). A outra lâmina é colocada num dessecador contendo etilenoglicol ($\text{CH}_2\text{OHCH}_2\text{OH}$). O dessecador é 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, são reconhecidos, de forma geral, os seguintes argilominerais: illita, caulinita 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).

6.4. Fluorescência de raios-X

As análises geoquímicas foram realizadas com a técnica da fluorescência de raios-X no Laboratório de Fluorescência de Raios X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Para tanto utilizou-se um Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X RIGAKU RIX 2000 com tubo de Ródio (Rh), aceleração máxima de 60 kV, corrente máxima 80 mA. O limite de potência foi de 3 kW e os cristais analisadores planos: LiF200, LiF 220, Ge, TAP, PET e RX 35. Condição de análise elementos pesados: 50kV, 50 mA, cristal analisador LiF 200.

A preparação da amostra para análise de elementos maiores seguiu a técnica da pastilha vítrea. Utiliza-se um grama de amostra moída a 200 mesh tendo com massa do fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$: 7g e 10 gotas de peridrol (peróxido de hidrogênio) como oxidante e NH_4I como desmoldante.

Os materiais são fundidos em cadinho de platina durante 3 minutos na temperatura de 1200°C originando a pastilha vítrea que será posteriormente analisada no equipamento de espectrometria de fluorescência de raios-X.

O Laboratório de Fluorescência de Raios X possui cerca de 50 padrões de rocha com certificação internacional (Govindaraju, 1994) a partir dos quais são

construídas curvas de calibração para cada elemento químico analisado. Na figura 6 tem-se o exemplo de uma das curvas de calibração para avaliação do teor de SiO₂ em amostras com teor de sílica superior a 50% (na figura 4 a concentração de SiO₂ esta na forma de porcentagem em massa da pastilha). Esta curva é obtida a partir dos padrões certificados preparados nas mesmas condições em que as amostras dos usuários são processadas. Tem-se um especial cuidado com o nível de correlação entre os pontos, aqui representado pela equação da curva construída com valores experimentais envolvendo nível de contagem e concentração (Fig. 6), cujo índice de correlação é sempre melhor ou igual a 0,99.

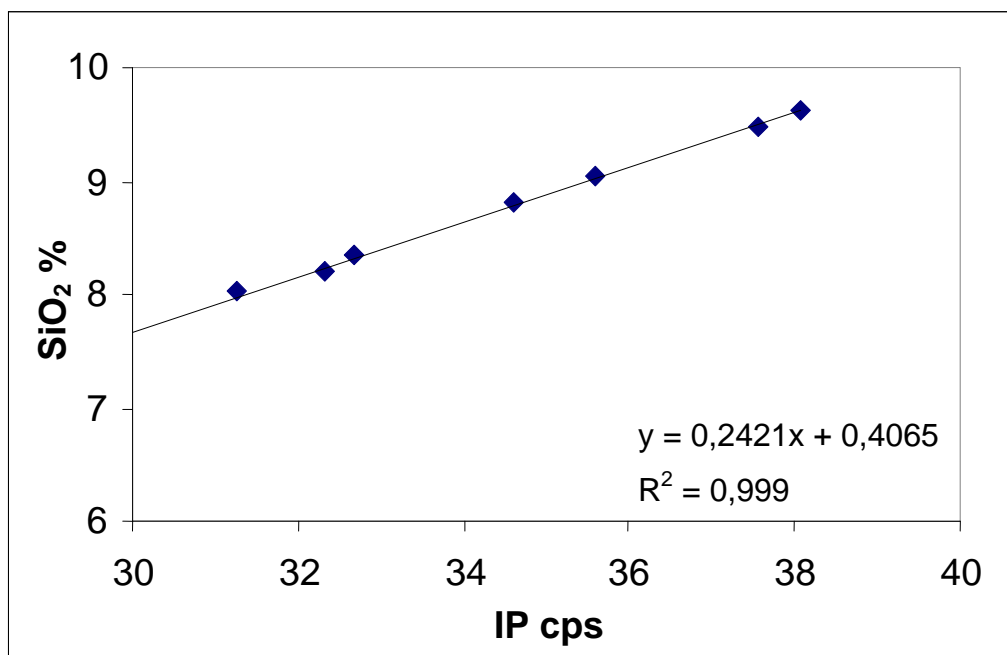


Figura 6 - Exemplo de curva analítica experimental do Laboratório de Fluorescência de Raios X, utilizada para a avaliação do teor de SiO₂ na análise de materiais cuja concentração em sílica é superior a 50% do peso total da amostra (neste caso a concentração de SiO₂ esta na forma de porcentagem em massa da pastilha). Observar o índice de correlação dos pontos experimentais de 0,999. Os pontos no gráfico são constituídos por padrões com certificação internacional, neste caso foram empregados os padrões JR-2, JG-2, JG-1A, AC-E, JA-1, JA-2 e MA-N.

Com base nos níveis de contagens adquiridos nas amostras e dos obtidos através dos padrões nas curvas de calibração é avaliado, em porcentagem de massa, as concentrações dos elementos químicos de interesse.

Por fim, o conteúdo em voláteis, que nas rochas e materiais naturais é constituído na sua maior parte pela H₂O presente nas fases minerais, é determinado pelo método gravimétrico, denominado de perda ao fogo (PF). No método avalia-se

a perda de massa de uma quantidade conhecida de amostra quando submetida a uma temperatura de 1025°C por um período de 1 hora (ABNT-NBR 8828-abr. 85).

Tabela 1- Exemplo de resultados obtidos na análise de uma amostra e de sua duplicata. Os valores de concentração estão em porcentagem, sendo que a diferença obtida mostra a reprodutibilidade da metodologia empregada no Laboratório de Fluorescência de Raios X.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total
amostra	70.25	12.2	0.35	5.49	0.06	0.26	2.58	2.01	5.05	0.1	0.56	98.92
duplicata	70.19	12.18	0.3	5.66	0.06	0.26	2.61	1.93	5.04	0.1	0.56	98.88
diferença	0.06	0.02	0.05	-0.17	0.00	0.00	-0.03	0.08	0.01	0.00	0.00	0.04

A integração dos valores das concentrações individuais de cada elemento químico com o valor de perda ao fogo (PF) deve compor a totalidade da massa da amostra (100%), sendo que a influência de pequenos erros ou mesmo a possibilidade de existência de algum elemento químico não quantificado, normalmente leva a resultados muito próximos ao valor ideal de 100%. Um dos parâmetros de avaliação da qualidade de uma análise química é o seu fechamento, sendo considerada de boa qualidade quando apresenta um somatório das concentrações dos seus constituintes no intervalo entre 98 e 102% (Tab. 1).

Uma outra avaliação da qualidade dos resultados e da metodologia é o teste de reprodutibilidade das concentrações. No conjunto de amostras de interesse do usuário são escolhidas aleatoriamente amostras que serão analisadas em duplicata (Tab. 1). Não somente a análise é feita em duplicata, mas toda a amostra é processada de maneira repetida, dando condições para avaliar as variações obtidas na concentração dos elementos químicos numa mesma amostra (condições do equipamento e qualidade do método analítico e de preparação das amostras).

Posteriormente utiliza-se uma pastilha prensada para determinação dos elementos menores. O necessário é uma massa da amostra de 5g moída até 200 mesh misturada com cera para espectroscopia Merck na proporção de 20:1.

Os materiais são prensados em prensa especial com a aplicação de 40 toneladas dando origem a pastilhas prensadas com um diâmetro de 40 mm.

Procedimentos analíticos semelhantes ao realizado com as pastilhas vítreas, apenas sem a correção de massa realizada na análise dos elementos maiores. Com os padrões de rocha, são construídas curvas de calibração a partir dos pontos analíticos. O rigorismo dos resultados obtém-se a partir de curvas que relacionam o

nível de contagem com a concentração conhecida dos padrões, cujo grau de correlação e ajustamento apresenta coeficientes com valores iguais ou superiores a 0,99 (Fig. 7).

Diferentemente ao processo de análise por pastilha fundida, no método da pastilha prensada, um número maior de interferências entre os elementos atuam no sentido de intensificar ou diminuir a intensidade das contagens. Neste ponto se concentra uma das atividades de pesquisa no laboratório, que é a experimentação e estudo das interferências, produzindo metodologias e avaliando fatores de correção necessários para a avaliação correta do nível de contagem das linhas dos elementos.

Após a correção de fatores como a influência da mineralogia, tipo de ligação e de absorção e emissão de raios-X entre os elementos aplicado no nível de contagem da fluorescência de raios-X, determina-se as concentrações dos elementos traços dentro dos limites da técnica. Atualmente, a configuração do equipamento permite a quantificação da concentração dos elementos Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, As e Pb, sendo outra linha de pesquisa, a avaliação da ampliação do potencial analítico da técnica, estudando-se a dosagem de outros elementos que compõem a tabela periódica.

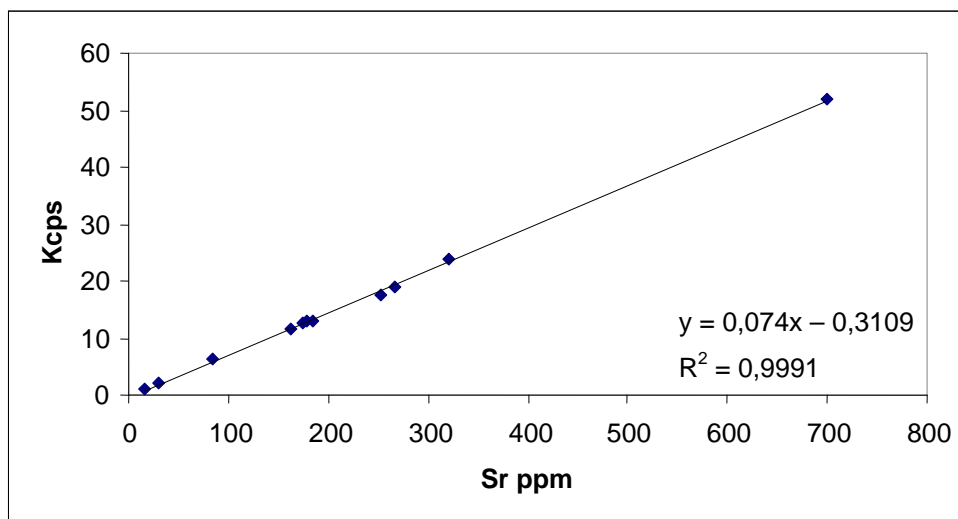


Figura 7 - Exemplo de curva analítica experimental do Laboratório de Fluorescência de Raios X, utilizada para a avaliação do teor de Sr em amostras. Observar o índice de correlação dos pontos experimentais de 0,9991. Os pontos no gráfico são constituídos por padrões com certificação internacional, neste caso foram empregados 11 padrões de rocha. As intensidades dos picos estão corrigidas do efeito matriz.

6.5. Espectrometria de massas

6.5.1. 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 e no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 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*) misto $^{87}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$ (RS 5), pesou-se.

Após a fase 1, iniciou-se o processo de abertura (2) das amostras (Fig. 8).

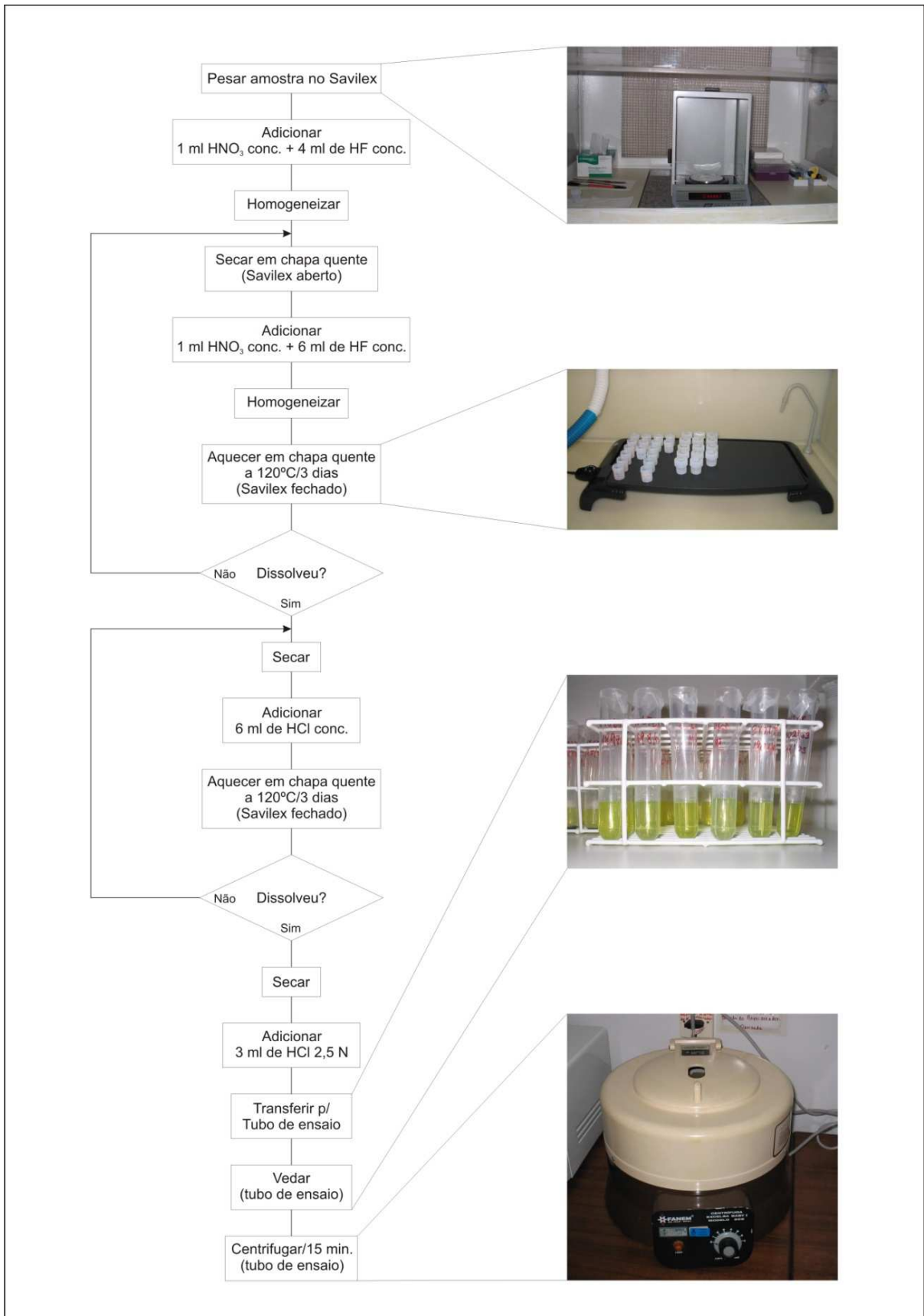


Figura 8 - Fluxograma do processo de abertura de amostra (modificado de Silva, 2005).

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. 9) com temperatura inferior a 125°C para evitar que a mistura, aí contida, borbulhasse. 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 Centrífuga Excelsa Baby I modelo 206.



Figura 9 - Chapa quente com savilex.

A fase de separação química (3) propriamente dita foi dividida em: i) coleta das alíquotas de Rb e 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. 10) que contêm uma resina catiônica AG-50W-X8 de 200 a 400 mesh (Fig. 11). 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.

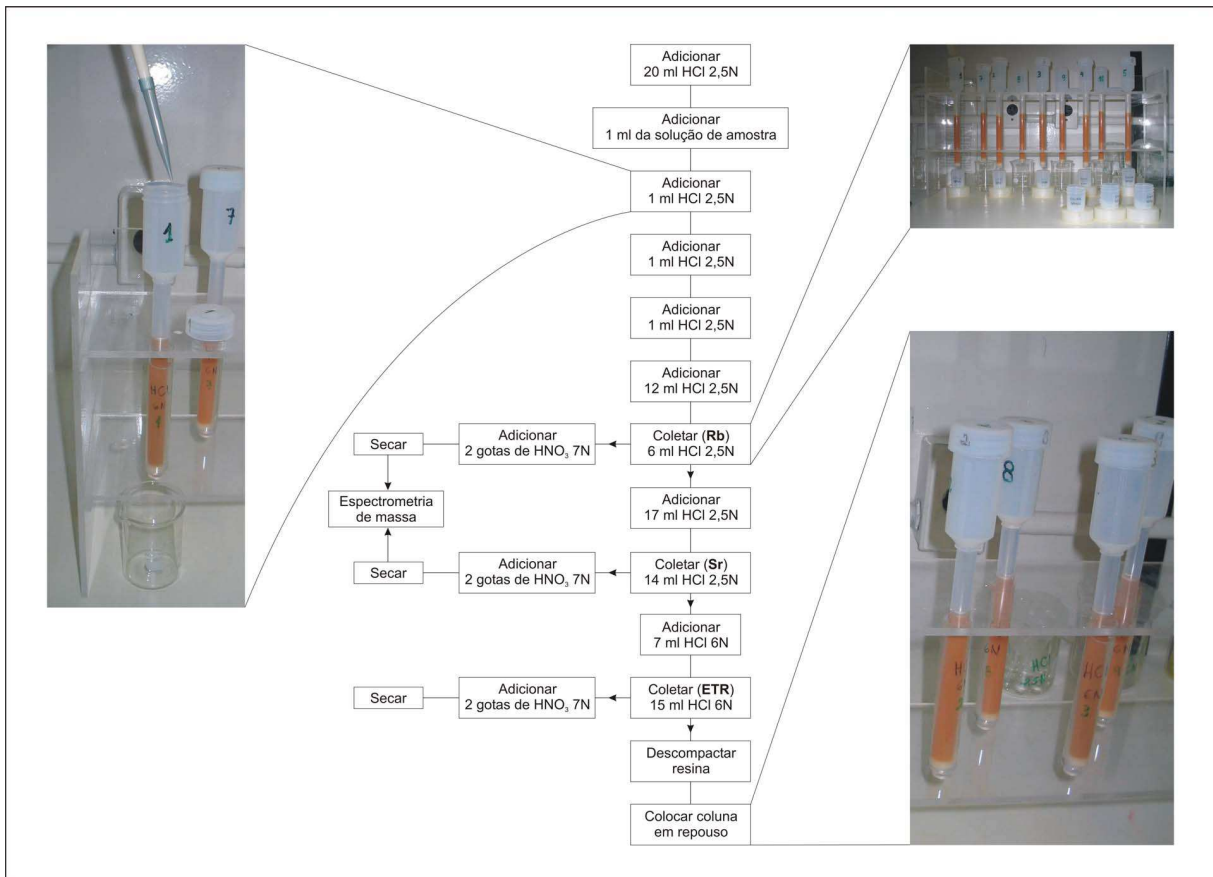


Figura 10 - Fluxograma da separação química das colunas de Rb-Sr (modificado de Silva, 2005).



Figura 11 - Colunas de Rb-Sr.

A segunda parte (ii) da separação química (Fig. 12) foi realizada nas colunas de Sm/Nd preenchidas por uma resina aniônica LN-B50-A de 100 a 200 μm (Fig. 13). 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 (HNO₃) 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 (HNO₃) 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.

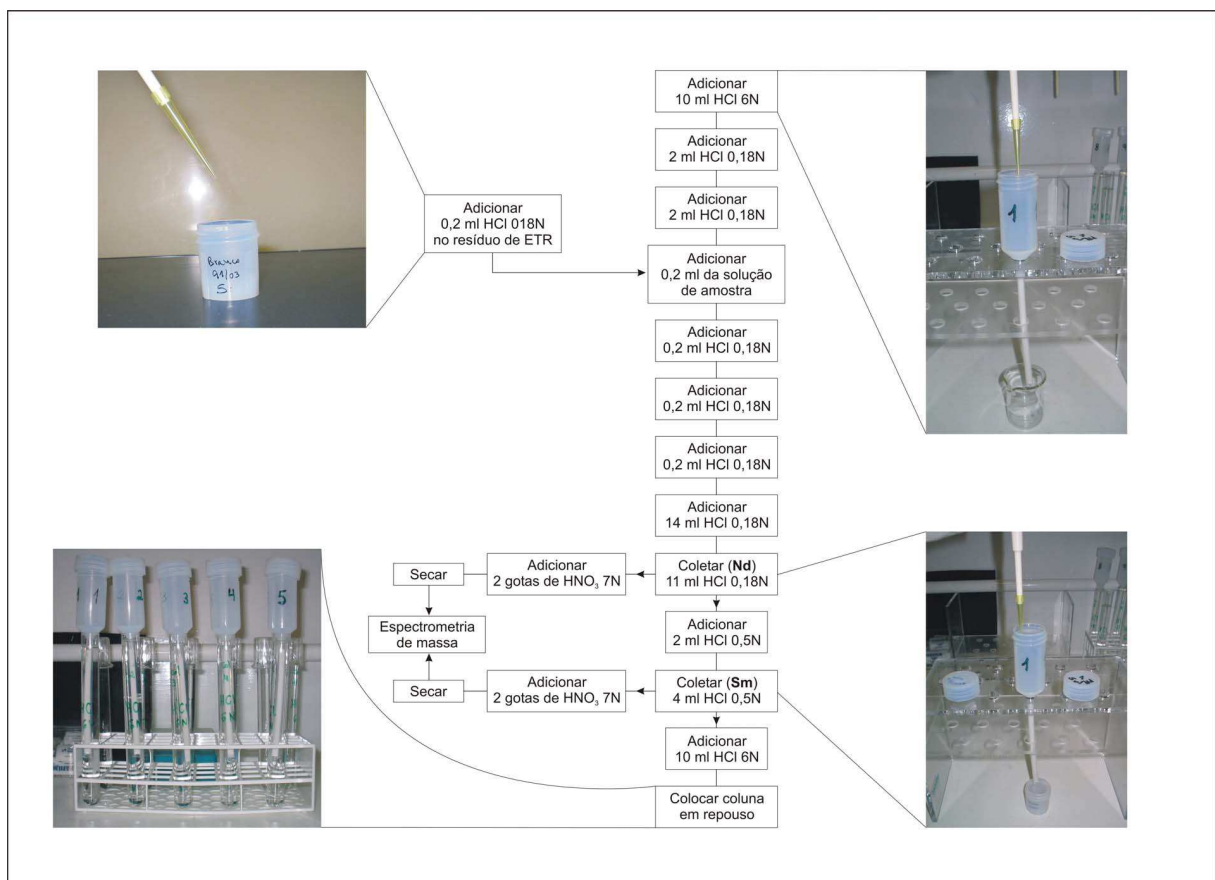


Figura 12 - Fluxograma da separação química nas colunas de Sm-Nd (modificado de Silva, 2005).



Figura 13 - 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 onde foram determinadas as razões isotópicas em um espectrômetro Micromass VG SECTOR 54 Multi-collector. 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 (H₃PO₄) 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.

6.6. 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 são plotadas em um gráfico denominado *diagrama isocrônico* (ver Fig. 5), 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 é utilizado o programa Isoplot de Ludwig (2003, 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).

7. RESULTADOS OBTIDOS

7.1. ARTIGO I

Título:

Idade deposicional da Formação Bananeiras (Bacia de Sergipe-Alagoas): uma aplicação do método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares

Autores:

Diogo Rodrigues Andrade da Silva

Ana Maria Pimentel Mizusaki

Edison José Milani

Colombo Celso Gaeta Tassinari

Publicação:

Maio de 2006

Revista:

Boletim de Geociências da Petrobras, 14 (2): 235 – 245.

Idade deposicional da Formação Bananeiras (Bacia de Sergipe-Alagoas): uma aplicação do método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares

Depositional age of the Bananeiras Formation (Sergipe-Alagoas Basin): an attempt to apply the Rb-Sr radiometric method to sedimentary rocks

Diogo Rodrigues Andrade da Silva | Ana Maria Pimentel Mizusaki | Edison José Milani | Colombo Celso Gaeta Tassinari

resumo

As rochas sedimentares podem ser datadas de maneira relativa a partir dos fósseis nelas existentes ou por correlação estratigráfica. Quando estas não têm um conteúdo fossilífero diagnóstico ou quando a correlação não é possível nem conclusiva, a tarefa de estimar a época de deposição de uma determinada rocha fica inviável. O método das isócronas Rb-Sr em rocha total tem sido aplicado, com sucesso, em rochas sedimentares de granulometria fina visando à obtenção de idades deposicionais. 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 isotópico da rocha fonte. No entanto, verifica-se que é possível obter idades absolutas para o evento

deposicional desde que sejam observados alguns pré-requisitos em relação à amostragem, granulometria, ambiente deposicional e composição mineralógica das amostras, entre outros. Para aprimorar a metodologia e obter novos parâmetros para a datação radiométrica Rb-Sr em rochas sedimentares, foram analisadas amostras de folhelho da seção pré-rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas, estratigraficamente posicionadas na porção inferior da Formação Bananeiras. A isócrona obtida indicou valor de $227,1 \pm 2,2$ Ma (Neotriássico) que foi interpretado como idade deposicional. Este dado, inédito, traz importantes implicações aos esquemas paleogeográficos anteriormente estabelecidos, uma vez que essa unidade sedimentar era tradicionalmente considerada como tendo idade neojurássica.

(originais recebidos em 08.08.2006)

Palavras-chave: Formação Bananeiras | Bacia de Sergipe-Alagoas | idade deposicional | método Rb-Sr

abstract

The Rb-Sr whole rock isochron methodology has been successfully applied to estimate the age of argillaceous, fine grained sedimentary rocks. In many cases age values obtained by this methodology seem to have geological significance, because this methodology provides ages in fair agreement with fossil content or with biostratigraphic interpretations. In spite of these promising results, some concerns regarding the extension and interpretation of the data still remain. This is due to the fact that sedimentary rocks result from the mixing of associated detrital fragments with different origins. Nevertheless, reasonable absolute ages of the depositional event can be obtained when criteria such as sampling, granulation, depositional environment and mineralogical composition of the samples are observed. In order to improve the methodology application to sedimentary rocks in the search for answers to some questions samples were collected from the Bananeiras Formation - the pre-rift shale section of the Sergipe-Alagoas Basin. The use of the Rb-Sr whole rock isochron methodology suggests that 227.1 ± 2.2 Ma (Late Triassic) is the depositional age of the unit. This unprecedented result has important implications to the paleogeographic schemes previously established, considering that this pre-rift unit has been traditionally considered Late Jurassic in age.

(expanded abstract available at the end of the paper)

Keywords: Bananeiras Formation | Sergipe-Alagoas Basin | depositional age | Rb-Sr method

introdução

As rochas sedimentares podem ser datadas de maneira relativa a partir dos fósseis nelas existentes ou por correlação estratigráfica. Quando estas não têm um conteúdo fossilífero diagnóstico ou quando a correlação não é possível nem conclusiva, a tarefa de estimar a época de deposição de uma determinada rocha fica inviável. Em tais casos, os métodos radiométricos, usualmente aplicados em rochas ígneas e metamórficas para obtenção de idades absolutas, têm sido tentativa-

mente utilizados visando à definição de idades deposicionais e/ou de fases diagenéticas de rochas sedimentares (Cordani *et al.* 1978; Thomaz Filho e Lima, 1979; Silva *et al.* 2006).

A datação radiométrica de rochas sedimentares pelo método Rb-Sr é uma das técnicas que tem fornecido resultados geologicamente significativos desde que sejam respeitados 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 ilita-esmectita e ilita degradada) (Whitney e Hurley, 1964; Byscae e Dasch, 1971; Cordani *et al.* 1978; Morton, 1985; Mizusaki *et al.* 1998). Entretanto, ainda persistem questionamentos em relação à possibilidade desta aplicação e à validade dos resultados quando obtidos, uma vez que rochas sedimentares são misturas de fragmentos de rochas pré-existentes, conseqüentemente, já contendo um registro isotópico da rocha fonte primordial.

Dentre os questionamentos existentes podem-se citar: o papel da composição mineralógica, a uniformização isotópica do estrôncio no ambiente deposicional, as frações granulométricas e as oxidações, dentre outros. Pela importância e significado dos resultados de idade absoluta em seções sedimentares, servindo como elo de amarração a seções de referência internacionais, é necessário investir-se nesta linha de pesquisa, visando consolidar a geocronologia isotópica em rochas sedimentares.

Neste sentido, foram aqui analisadas amostras de rochas siliciclásticas de granulação fina provenientes de uma região geologicamente bem conhecida, visando à obtenção de sua idade deposicional.

a seção pré-rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas

A Bacia de Sergipe-Alagoas situa-se na região Nordeste do Brasil e compreende uma área de 35 000 km², sendo aproximadamente dois terços destes na porção da plataforma continental

e em águas profundas (fig 1). Dentre as bacias da margem continental brasileira, a de Sergipe-Alagoas é a que abriga o registro estratigráfico mais completo. Localmente, preservados da erosão pelo abatimento de blocos ocorrido durante o rifteamento, aparecem unidades do Neoproterozóico e Paleozóico como remanescentes da ampla sedimentação que outrora recobriu grandes extensões do paleocontinente Gondwana. Estão também documentadas na bacia as seções completas das clássicas seqüências pré-rifte, rifte e drifte (fig. 2).

A evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira, a partir da fragmentação mesozóica do Gondwana (Reativação Wealdeniana, Almeida, 1967), tem sido interpretada por diferentes autores (e.g., Asmus e Porto, 1980; Chang *et al.* 1990). Um aspecto comum a todos os modelos propostos é a presença de uma seção pré-rifte. Por pré-rifte – aí se incluem as rochas estudadas neste trabalho – se entende o pacote sedimentar acumulado numa ampla e

rasa bacia de origem flexural; tal depressão tem sua origem associada tectonicamente ao processo distensivo em ampla escala, que culminaria a seguir na fase rifte e na separação continental. Ao tempo da sedimentação pré-rifte, os falhamentos normais eram ainda pouco freqüentes e de rejeitos pouco expressivos. Esta ampla bacia foi denominada “Depressão Afro-Brasileira” por Cesero *et al.* (1972, *apud* Cesero *et al.* 1997) e ali se depositaram sedimentos de natureza continental correspondentes a depósitos fluviais, localmente retrabalhados eolicamente, e lacustres muito rasos, todos com características de *red beds*.

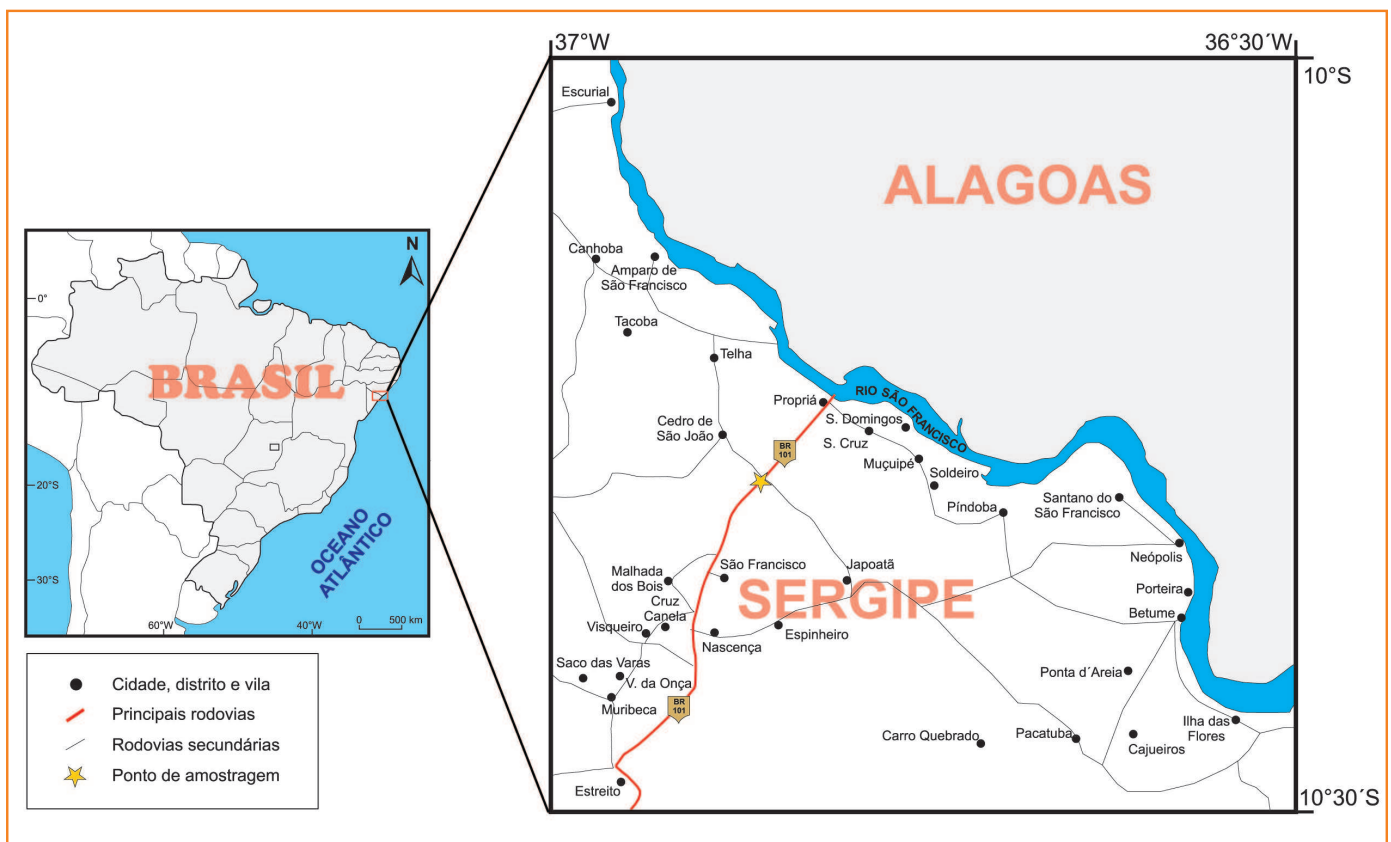
Em termos litoestratigráficos, a seção pré-rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas corresponde ao Grupo Perucaba (Feijó, 1994) que inclui as formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria. Nessa concepção, a Formação Candeeiro, arenosa, é a unidade basal que se sobrepõe discordantemente aos remanescentes sedimentares pré-mesozóicos ou diretamente sobre o embasamento pré-cambri-

Figura 1

Mapa de situação da Bacia de Sergipe-Alagoas e localização do afloramento da Formação Bananeiras na rodovia BR-101 – proximidades da Vila Bananeiras (SE) – local de coleta das amostras analisadas neste trabalho (Latitude 10°18'52"S – Longitude 36°53'43"W).

Figure 1

Map of the Sergipe-Alagoas Basin and position of the Bananeiras Formation outcrop at BR-101 road – near Vila Bananeiras (SE) – location of the collected samples (Lat. 10°18'52"S – Long. 36°53'43"W).



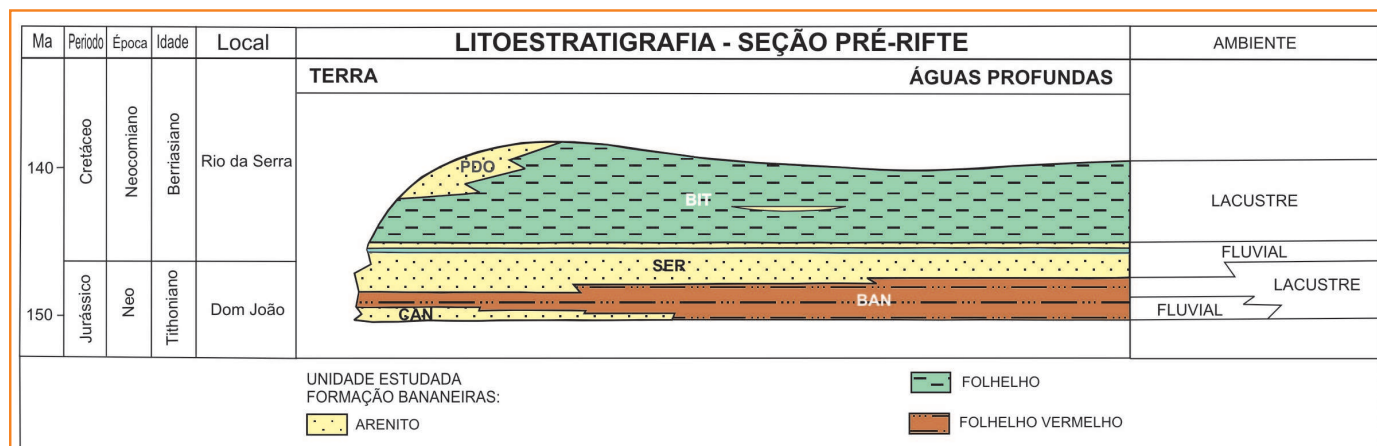


Figura 2

Intervalo inferior da carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe (adaptado de Mendes, 1994; Feijó, 1994 e Carvalho, 2001).

Figure 2

Lower interval of the stratigraphic column, Sergipe Sub-basin (adapted from Mendes, 1994; Feijó, 1994 and Carvalho, 2001).

ano, e que é recoberta de maneira transicional pela Formação Bananeiras, predominantemente pelítica. Onde a Formação Candeeiro está ausente, é a Formação Bananeiras que assenta em discordância sobre unidades mais antigas. O ciclo pré-rifte culmina com a Formação Serraria, de natureza arenosa e que exhibe contato gradacional com a unidade anterior.

A Formação Bananeiras, unidade sedimentar que é o foco deste trabalho, foi definida por Schaller (1969) na Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas, embora já houvesse sido citada de maneira informal por Perrella *et al.* (1963, *apud* Schaller, 1969). É constituída por folhelho vermelho, vermelho acastanhado e arroxeadado, mosqueado de verde claro, síltico, por vezes micromicáceo e com fissilidade pouco definida. A espessura da Formação Bananeiras varia até um máximo de 200 m, com uma tendência regional de adelgaçamento no sentido norte (fig. 3). Estratigraficamente correlata à Formação Aliança da Bacia do Recôncavo, são ambas unidades consideradas de idade neojurássica com base em seu conteúdo de ostracodes não-marinhos que neste caso correspondem à biozona RT-001, Andar Dom João da Série do Recôncavo (Viana *et al.* 1971).

A correlação do zoneamento bioestratigráfico da Série do Recôncavo a esquemas internacionais de referência, buscando definir a idade da seção, é tema bastante discutido e com inúmeras questões ainda em aberto (Regali e Viana, 1989; Arai *et al.* 1989). Particularmente para o

caso da seção pré-rifte, Arai *et al.* (1989) asseguram que "... não existe elemento de datação para assegurar a idade neojurássica para o Andar Dom João...". Esses mesmos autores lembram que unidades equivalentes na Bacia do Gabão foram datadas como Jurássico médio pela Palinologia (Wenger, 1973, *apud* Arai *et al.* 1989). O fato é que as características endógenas do conteúdo micropaleontológico de ostracodes não-marinhos, sobre as quais se apóia o esquema bioestratigráfico da Série do Recôncavo, associado a um conteúdo pouco variado e pouco abundante de palinóforos, não se prestam a um avanço maior do que aquele já obtido em termos de correlação a seções de referência e definição de idades. É fundamental perseguirem-se tentativas de datar as rochas dessa seção, como forma de se obter determinações geocronológicas, e definir a questão do seu posicionamento em termos de idade absoluta.

o método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares

O rubídio (Rb), juntamente com o lítio (Li), sódio (Na), potássio (K), céσιο (Cs) e frâncio (Fr), compõem o grupo I (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, ilita e feldspato potássico). Esse comportamento resulta do fato do raio iônico do Rb (1,48 Å) ser muito semelhante ao raio do K (cerca de 11% maior que o do K). O Rb apresenta propriedades mais alcalinas do que o K, fato este 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 II 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 importantes pela massa que perfazem. 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 relaciona-se 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). Esta desintegração radioativa se processa segundo uma constante de decaimento λ , de valor conhecido, da ordem de $1,42 \times 10^{-11} \cdot \text{ano}^{-1}$, 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, pelo fato das condições de formação destas serem de 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 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. A idade resultará então da linha de melhor ajuste entre diversos pontos plotados num diagrama isocrônico, 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.

O método radiométrico Rb-Sr relaciona-se 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). Esta desintegração radioativa se processa segundo uma constante de decaimento λ , de valor conhecido, da ordem de $1,42 \times 10^{-11} \cdot \text{ano}^{-1}$, que corresponde a uma meia-vida de 48,8 Ga no caso do ^{87}Rb .

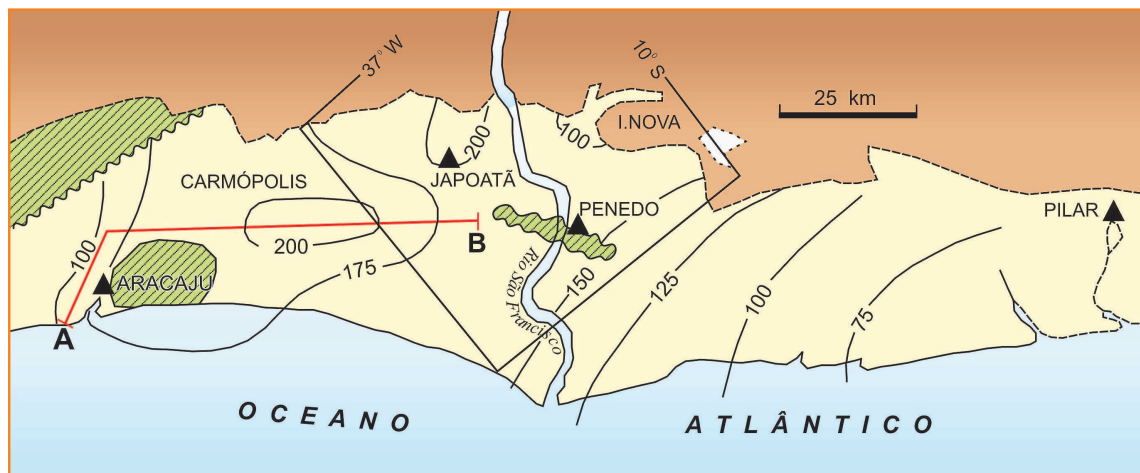


Figura 3

Mapa de isótopos (em metros) da Formação Bananeiras, Bacía de Sergipe-Alagoas (simplificado de Schaller, 1969). O polígono refere-se à localização da área de coleta das amostras analisadas (mostrada na figura 1). O traço A-B indica a posição da seção de correlação mostrada na figura 4.

Figure 3

Isopachs map (in meters) of the Bananeira Formation, Sergipe-Alagoas Basin (simplified of Schaller, 1969). The polygon indicates the area where the analyzed samples were collected (shown on figure 1). Trace A-B indicates the position of the correlation section showed on Figure 4.

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 homogeneização isotópica do Sr no momento da deposição dos sedimentos numa determinada bacia, condição necessária para a datação radiométrica Rb-Sr (Compston e Pidgeon, 1962; Faure, 1986; Mizusaki, 1992).

Considerando-se válida a suposição da homogeneização isotópica do Sr nos sedimentos, no momento da deposição, o sucesso de uma datação radiométrica pelo método Rb-Sr em rochas sedimentares depende – como salientam Mizusaki (1992), Mizusaki *et al.* (1998) e Cordani *et al.* (2004) – da seleção de amostras com alto teor de fração argila, composta por argilominerais expansivos como a esmectita e o interestratificado illita-esmectita amostradas segundo as recomendações de Thomaz Filho e Lima (1979).

(Latitude: 10°18'52" S e Longitude: 36°53'43" W) para serem analisadas pelo método radiométrico Rb-Sr. Os critérios de Thomaz Filho e Lima (1979) e Mizusaki (1992) foram seguidos, ou seja, amostragem em intervalos regulares, centimétricos, ausência de carbonatos e de minerais potássicos tais como micas e feldspatos potássicos.

Das 12 amostras originais, foram selecionadas seis com base nos resultados das análises de difratometria de raios X (DRX) e nas características macroscópicas visuais. Neste caso, foram as amostras com maior teor semiquantitativo de argilominerais expansivos bem como ausência de carbonatos, micas e feldspatos potássicos. Em seguida, procedeu-se à análise isotópica das seis amostras que também apresentaram variadas razões Rb/Sr, conforme sugerido por Mizusaki *et al.* (1998). A análise isotópica visou à determinação dos teores em ppm dos elementos Rb e Sr e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Tais análises foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP/IG/CPGeo).

Inicialmente, as amostras foram secas em estufa com temperatura controlada, atingindo no máximo 70° C, evitando-se assim danos na estrutura dos argilominerais, que poderiam prejudicar a análise isotópica. Em seguida procedeu-se:

- Determinação semiquantitativa e quantitativa dos teores de Rb e Sr pela técnica da fluorescência de raios X;
- Dissolução total das amostras por digestão química e separação dos elementos Rb, Sr pela passagem em colunas com resina catiônica AG-50W-X8 da Bio Rad;

Figura 4

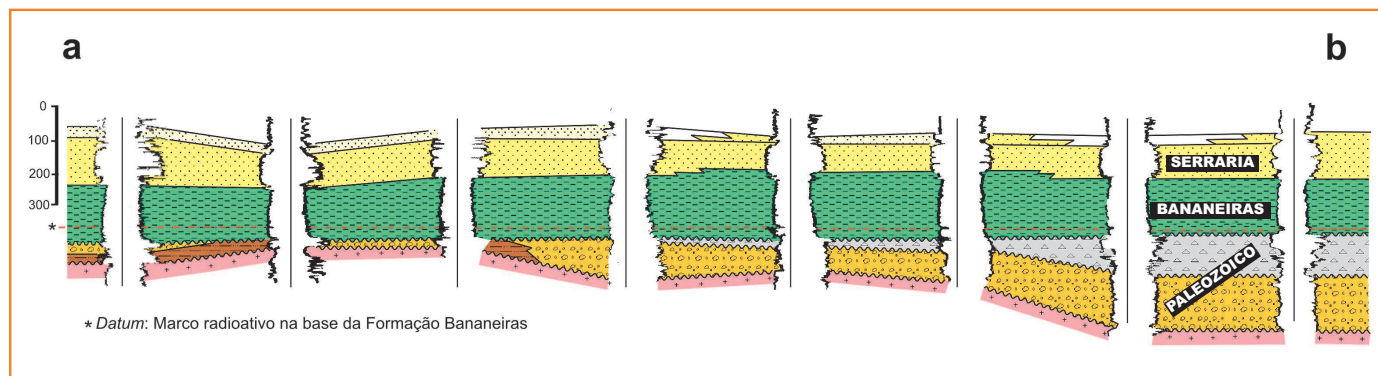
Seção de correlação de poços (ver localização na figura 3), ilustrando a distribuição da Formação Bananeiras em subsuperfície (modificado de Schaller, 1969).

Figure 4

Wells correlation section (see location on Figure 3), illustrating the distribution of the Bananeiras Formation in subsurface (modified from Schaller, 1969).

amostragem e técnicas analíticas

As amostras estudadas neste trabalho provêm da seção pré-rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas, estratigraficamente posicionadas na porção inferior da Formação Bananeiras (fig. 4). Foram coletadas 12 amostras em afloramento na rodovia BR-101, nas proximidades da Vila Bananeiras (SE),



- Análises das razões isotópicas em um espectrômetro Micromass VG 354 Multi-collector. Os elementos, separados nas colunas catiônicas, foram depositados em filamentos apropriados (simples de Ta para Rb e Sr) 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 (2σ). Todas as análises foram ajustadas baseando-se nos padrões interno e externo NBS-987 (carbonato de estrôncio), com média de $0,71028 \pm 0,00006$. Durante as separações químicas processadas, os brancos de Sr foram inferiores a 150 picogramas (pg) enquanto os de Rb foram menores que 750 pg, valores considerados ideais.
- Construção do diagrama isocrônico com os resultados isotópicos obtidos para as amostras da Formação Bananeiras por meio do programa estatístico Isoplot (Ludwig, 2003).

resultados

As amostras analisadas podem ser macroscopicamente caracterizadas como folhelhos de coloração avermelhada a esverdeada. As análises pela técnica da difratometria de raios X (na fração fina (FF) $< 2\ \mu m$) permitiram identificar o predomínio do interestratificado ilita-esmectita com traços de ilita, esmectita e caolinita. Os resultados da aplicação da metodolo-

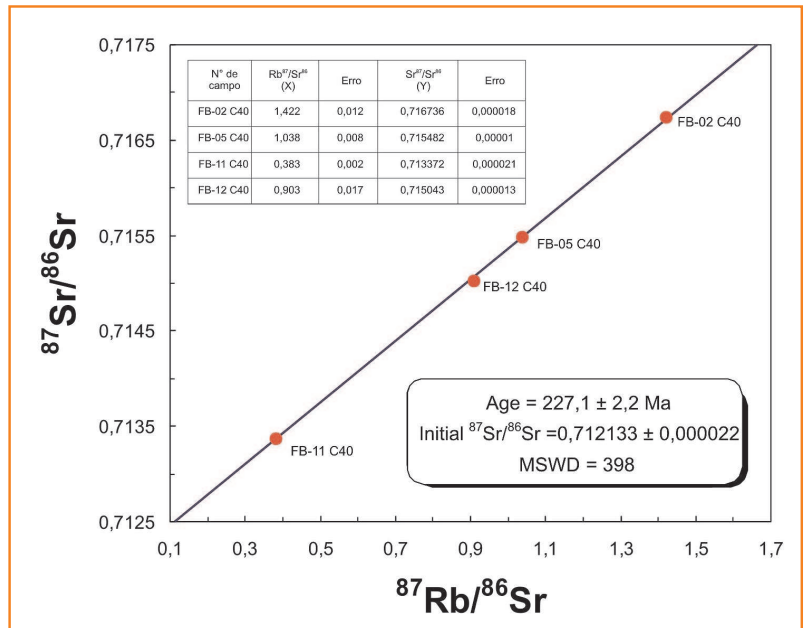


Figura 5

Diagrama isocrônico para as amostras da Formação Bananeiras (modificado de Ludwig, 2003).

Figure 5

Isochron diagram of the Bananeiras Formation samples (modified from Ludwig, 2003).

gia Rb-Sr em rocha total encontram-se na tabela 1. Os valores das amostras de Rb variam entre 86,8 e 102,3 ppm e de Sr entre 187,4 e 564,4 ppm. Os valores da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ vão de 0,7133 a 0,7167 e os da razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ ficam entre 0,383 e 1,422.

As razões isotópicas obtidas para as amostras FB-02 C40, FB-05 C40, FB-11 C40 e FB-12 C40 da Formação Bananeiras foram plotadas no programa estatístico Isoplot (Ludwig, 2003), definindo uma isócrona que aponta para uma idade da rocha em $227,1 \pm 2,2$ Ma (fig. 5). As amostras FB-01 C40 e FB-09 C40 não foram utilizadas para o traçado por terem razões muito próximas às das demais já presentes no diagrama.

Tabela 1

Razões isotópicas das amostras da Formação Bananeiras (Bacia de Sergipe-Alagoas). Os valores dos erros das razões isotópicas estão em SD absoluto.

Table 1

Isotopic ratios of the Bananeiras Formation sample (Sergipe-Alagoas Basin). Error values of the isotopic ratios are presented in absolute SD.

Amostra	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Erro	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Erro
FB-01 C40	86,8	209,6	1,2	0,014	0,715944	0,000011
FB-02 C40	92,0	187,4	1,422	0,012	0,716736	0,000018
FB-05 C40	87,0	242,8	1,038	0,008	0,715482	0,000010
FB-09 C40	93,4	356,3	0,759	0,002	0,714754	0,000018
FB-11 C40	74,7	564,4	0,383	0,002	0,713372	0,000021
FB-12 C40	102,3	328,1	0,903	0,017	0,715043	0,000013

discussão dos resultados - implicações paleogeográficas

A idade isocrônica de $227,1 \pm 2,2$ Ma (Neotriássico) obtida a partir das amostras da Formação Bananeiras é considerada como representativa da idade deposicional desta unidade; admite-se que o processo de uniformização isotópica do Sr foi penecontemporâneo ao processo de sedimentação. A ausência de alterações diagenéticas significativas da mineralogia original corrobora a validação do resultado como idade deposicional. Além disso, o reduzido erro estatístico (1%) registrado para as amostras analisadas é compatível com a aplicação do método Rb-Sr em rochas sedimentares, conforme discutido em Mizusaki (1992).

A idade absoluta de $227,1 \pm 2,2$ Ma (Neotriássico) agora obtida, em caráter pioneiro, traz importantes implicações aos esquemas paleogeográficos anteriormente estabelecidos. A seção pré-rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas era tradicionalmente considerada como tendo idade neojurássica. A Formação Bananeiras é classicamente correlacionada à Formação Aliança da seção pré-rifte da Bacia do Recôncavo, Bahia.

A Formação Aliança originalmente incluía três membros: Afligidos, Boipeba e Capianga. Aguiar e Mato (1990), com base em correlações regionais, conteúdo paleontológico e geocronologia, elevaram o Membro Afligidos à categoria de formação, individualizando os membros Pedrão (Permiano) e Cazumba (Permiano a Triássico ?) e propondo uma sedimentação extensa e contínua para a região.

O resultado geocronológico agora obtido para a Formação Bananeiras indica a possibilidade da presença de uma seção de idade triássica também na Bacia de Sergipe-Alagoas, ampliando a ocorrência de tal sedimentação na região abrangida pela "Depressão Afro-Brasileira" (Cesero *et al.* 1972 *apud* Cesero *et al.* 1997). A amplitude espacial e a abrangência temporal da bacia sedimentar implícitas neste conceito deve-

rão ser revistas à luz da constatação de idades triássicas extensivamente distribuídas no Nordeste brasileiro.

O prosseguir das investigações, ampliando a amostragem da seção pré-rifte, em curso na pesquisa de doutorado do primeiro autor, deverá consolidar estes novos conceitos geocronológicos na evolução da margem continental brasileira.

agradecimentos

Diogo Rodrigues Andrade da Silva agradece à Petrobras pela bolsa de Mestrado concedida e ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq) pela bolsa de Doutorado (em andamento).

referências bibliográficas

AGUIAR, G. A. G.; MATO, L. F. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 1, p. 157-170.

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia, 1967. 36 p. (DNPM. DGM. Boletim, 241).

ARAI, M.; HASHIMOTO, A. T.; UESUGUI, N. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 1/2, p. 87-103, 1989.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução tectônica da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 1, p. 225-239.

BYSCAE, P. E.; DASCH, E. J. The rubidium, strontium, strontium isotope system in deep sea sediments:

- Argentina Basin. **Journal of Geophysical Research**, Washington, D.C., v. 76, n. 21, p. 5087-5096, 1971.
- CARVALHO, M. A. **Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil**. Heidelberg: Universität Heidelberg, 2001. 150 p. Tese (Doutorado).
- CESERO, P. de (Ed.); PONTE, F. C. (Coord.). Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 11, n. 1/2, p. 1-18, 1997.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do Leste brasileiro. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Coord.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. SEREC. CEN-SUD, 1990, p. 269-290.
- COMPSTON, W.; PIDGEON, R.T. Rubidium-Strontium dating of shales by the whole-rock method. **Journal of Geophysical Research**, Washington, D.C., v. 67, n. 8, p. 3493-3502, 1962.
- CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks. In: GEOLOGICAL TIME SCALE SYMPOSIUM, 106.6.; INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 25., 1976, Sydney. **Contributions to the Geologic Time Scale**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1978. p. 93-117. (AAPG. Studies in Geology, 6).
- CORDANI, U. G.; MIZUSAKI, A. M. P.; KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A. Rb –Sr systematics of Holocene pelitic sediments and their bearing on whole rock dating. **Geological Magazine**, London, v. 141, p. 233-244, 2004.
- FAURE, G. **Principles of isotope geology**. 2 ed. New York: J. Wiley, 1986. 589 p.
- FEIJÓ, F. J. Bacia de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149-162, 1994.
- LUDWIG, K. R. **Isoplot/Ex 3.00**: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2003. Disponível em: <<http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>>. Acesso em 29 nov. 2006.
- MENDES, J. M. C. **Análise estratigráfica da seção neo-aptiniana/eocenomaniana (Fm. Riachuelo) na área do Alto de Aracaju e adjacências – Bacia de Sergipe/Alagoas**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1994. 166 p. Dissertação (Mestrado).
- MIZUSAKI, A.M.P. **Comportamento do Rb e do Sr em sedimentos recentes: implicação na datação radiométrica de rochas sedimentares**. São Paulo, Universidade de São Paulo, 1992. 134 p. Tese (Doutorado).
- MIZUSAKI, A. M. P.; KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A. Razão Isotópica 87Sr/86Sr em sedimentos recentes: implicações na datação radiométrica das rochas sedimentares. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 25, n. 1, p. 75-88, 1998.
- MORTON, J. P. Rb-Sr evidence for punctuated illite-smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf. Coast. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 96, n. 1, p. 114-122, Jan. 1985.
- REGALI, M. S. P.; VIANA, C. F. **Sedimentos do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil: idade e correlação com a Escala Internacional**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. SEDES. CEN-SUD, 1989. 95 p.
- SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-86, 1969.
- SILVA, D. R. A.; MIZUSAKI, A. M. P.; ANJOS, S. M. C.; CONCEIÇÃO, R. V. O método radiométrico Rb-Sr aplicado em rochas sedimentares: o exemplo da Bacia do Paraná, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, 2006. No prelo.
- THOMAZ FILHO, A.; LIMA, V. Q. **Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas**

pelo método Rb-Sr. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES, 1979. Relatório interno.

VIANA, C. F.; GAMA JÚNIOR, E.; SIMÕES, I. A.; MOURA, J. A.; FONSECA, J. R.; ALVES, R. J. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3/4, p. 157-192, 1971.

WHITNEY, P. R.; HURLEY, P. M. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 28, n. 4, p. 425-436, 1964.

expanded abstract

The Rb-Sr whole rock isochron methodology has been successfully applied when dealing with ages of argillaceous fine grained sedimentary rocks. In many cases, the age values obtained with the methodology seem to be of some geological significance, yielding ages in fair agreement with fossil content or with biostratigraphic interpretations. Although these good results, some doubts concerning the extension and interpretation of the data are registered. These occur as sedimentary rocks results from the mixing of detrital fragments associated with diverse provenance. Nevertheless, absolute ages of the depositional event can be reasonably obtained if criteria such as sampling, granulation, depositional environment and mineralogical composition of the samples are observed. In order to improve the application of the methodology to sedimentary rocks and searching for answers to some doubts, the Bananeiras Formation, pre-rift section of the Sergipe-Alagoas Basin was sampled.

The evolution of the Sergipe-Alagoas Basin can be roughly divided into four main phases: pre-rift, rift, transitional and drift. The pre-rift phase is characterized by the deposition of continental sections composed by fluvial-deltaic-lacustrine deposits. These units were deposited in a huge basin associated with the initial tectonic process that led to the Gondwana breakup and the evolution of the Brazilian continental margin. This initial basin is recognized as the "Depressão Afro-Brasileira" (Afro-Brazilian Depression).

The pre-rift section of the Sergipe-Alagoas Basin is represented by the Perucaba Group which includes Candeeiro, Bananeiras and Serraria formations. In the Bananeiras Formation we are mainly interested in the pelitic unit of this phase; which is represented by red shales with eventual silt fraction. This formation has been considered as Upper Jurassic when correlated with the Aliança Formation of the Recôncavo Basin. These pre-rift formations of the "Depressão Afro-Brasileira" are considered as Upper Jurassic based on the fossiliferous record (non-marine ostracods, biozone RT-001, Dom João Stage).

Twelve samples of the Bananeiras Formation were collected according to the following criteria: close sampling (centimeter), no visual presence of carbonates and potassium minerals as micas and feldspars. After this initial procedure samples were analyzed using X-ray diffraction and X-ray fluorescence techniques and afterwards they have been macroscopically described. The results of these analyses appointed six samples to

which the Rb-Sr whole-rock isochron methodology was to be applied mainly due to the presence of expansive clay minerals and to the Rb/Sr ratio.

The selected samples were prepared for $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios determination; which were plotted in specific statistical software named Isoplot. The result indicates an isochron of 227.1 ± 2.2 Ma (Late Triassic); which was considered as the depositional age of the Bananeiras Formation. This unprecedented result has important implications to the paleogeographic schemes previously established, as this pre-rift unit has been traditionally considered as Upper Jurassic.

The Aliança Formation (Recôncavo Basin) stratigraphically correlated with the Bananeiras Formation initially included three members: Afligidos, Boipeba and Capianga. The Afligidos Member, based on regional correlation, paleontological content and geochronology was individualized as Afligidos Formation and Pedrão (Permian) and Cazumba (Permian to Triassic?) Members were defined indicating an extensive sedimentation process in the region. The result obtained for the Bananeiras Formation indicates the possibility of a Triassic section also occurring in the Sergipe-Alagoas Basin. This new concept for the region is strongly suggestive of Triassic ages and the use of the Rb-Sr whole-rock isochron methodology to sedimentary fine grained rocks is the doctorate research project of the first author.

autor principal



Diogo Rodrigues Andrade da Silva

Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Instituto de Geociências

e-mail: diogrodrigues@brturbo.com.br

Diogo Rodrigues Andrade da Silva graduou-se em geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul em 2004. Obteve o título de Mestre em Estratigrafia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul em 2006, defendendo tema de dissertação sobre a aplicação do método radiométrico Rb-Sr em rochas pelíticas da Bacia do Paraná. Durante seu mestrado, foi bolsista da Petrobras. Iniciou o doutorado em estratigrafia na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em 2006, como bolsista do Conselho Nacional de Pesquisas Científicas (CNPq).

7.2. ARTIGO II

Título:

Determination of depositional age of Paleozoic and pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil by applying Rb-Sr radiometric dating technique to sedimentary rocks

Autores:

Diogo Rodrigues Andrade da Silva

Ana Maria Pimentel Mizusaki

Edison José Milani

Paulo da Silva Milhomem

Márcio Pimentel

Submissão:

Fevereiro de 2010

Revista:

Journal of South America Earth Sciences

Editor handles SAMES-D-11-00022

De : Journal of South American Earth Sciences <kellogg@geol.sc.edu>

Qui, 24 de Fev de 2011 13:14

Remetente : ees sames 0 f67b5 a9c8e06c <ees.sames.0.f67b5.a9c8e06c@eesmail.elsevier.com>

Assunto : Editor handles SAMES-D-11-00022

Para : diogo rodrigues <diogo.rodrigues@cprm.gov.br>

Ms. Ref. No.: SAMES-D-11-00022

Title: Determination of depositional age of Paleozoic and pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil by applying Rb Sr radiometric dating technique to sedimentary rocks
Journal of South American Earth Sciences

Dear diogo,

Your submission "Determination of depositional age of Paleozoic and pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil by applying Rb Sr radiometric dating technique to sedimentary rocks" will be handled by Special Issue Co-Guest Editor Miguel Basei, Ph.D..

You may check the progress of your paper by logging into the Elsevier Editorial System as an author at <http://ees.elsevier.com/sames/>.

Your username is: diogo.rodrigues

If you need to retrieve password details, please go to:

http://ees.elsevier.com/sames/automail_query.asp

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Journal of South American Earth Sciences

For further assistance, please visit our customer support site at <http://support.elsevier.com>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

Manuscript Number: SAMES-D-11-00022

Title: Determination of depositional age of Paleozoic and pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil by applying Rb Sr radiometric dating technique to sedimentary rocks

Article Type: Full Length Article

Keywords: Recôncavo Basin
Sedimentary rocks
Pre-rift supersequence
Paleozoic supersequence
Rb-Sr method
Depositional age

Corresponding Author: Msc. Diogo Rodrigues Andrade da Silva,

Corresponding Author's Institution: Serviço Geológico do Brasil/CPRM

First Author: Diogo R Silva, Msc

Order of Authors: Diogo R Silva, Msc; Mizusaki P Ana Maria, Doctor; Edison J Milani, Doctor; Paulo S Milhomem, Doctor; Pimentel Marcio, Doctor

Abstract: The relative dating of sedimentary rocks can be done either from fossils found in them or by stratigraphic correlation. When they do not have a fossil content diagnostics, or when a correlation is neither possible nor conclusive, the task of estimating the depositional age of a particular rock is not possible. The method of Rb Sr isochrons in total rock has been successfully applied to fine-grained sedimentary rocks in order to determine the depositional age. Despite geologically significant results, in many cases, there still are about the extent and the interpretation of the data thus obtained. This is because sedimentary rocks result from the mixing of detrital fragments from different sources with different isotope systems, already containing an isotope record of the source rock. However, it is possible to obtain the absolute age of the depositional event provided some prerequisites with regard to sampling, granulometry, depositional environment and mineral composition of the samples, amongst others, are observed. Samples of argillite and siltstone of the Paleozoic and pre-rift sections of the Recôncavo Basin, stratigraphically positioned at the basal portion of the Afligidos (Cazumba Member), Aliança (Capianga Member) and Itaparica formations, were analyzed. The isochrons thus obtained yielded ages of 290 ± 21 Ma (Permian), 224 ± 32 Ma, and 226 ± 6 Ma (Neotriassic), respectively, which were interpreted as being the depositional ages. Results obtained for the units of the pre-rift section (Aliança and Itaparica formations) offer significant implications to the paleogeographic schemes established earlier for the Recôncavo Basin and other correlated basins, since these sedimentary units were traditionally considered as being of Neojurassic age.

Suggested Reviewers: Antonio Thomaz Filho Doctor
Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo –, Rua do Lago 562, Cidade Universitária – 05508-080 – São Paulo (SP)- Brazil

anthoniothomaz@globo.com

Is the most important brazilian researcher concerning application of Rb-Sr methodology to sedimentary rocks.

Umberto Cordani Doctor

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – Rua do Lago 562, Cidade Universitária – 05508-080 – São Paulo (SP)- Brazil

ucordani@usp.br

Is the most important brazilian researcher concerning geotectonics of the south american platform

Colombo C. G. Tassinari Doctor

Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – Rua do Lago 562, Cidade Universitária – 05508-080 – São Paulo (SP)- Brazil

ccgtassi@usp.br

Is one of the most important brazilian researcher concerning geochronology of the south american platform

Andre W. Borba Doctor

MP- Ministério Público do RS-Rua Andrade Neves 106 - 17 andar - Centro - 90010-210 - Porto Alegre (RS)

awborba@mp.rs.gov.br

Has a long experience with geochronology and basin analysis

Opposed Reviewers:

Porto Alegre (RS, Brazil), February 25, 2011

Dr. James N. Kellog
Editor-in-Chief
Journal of South American Earth Sciences

Dear Dr. Kellog,

Please, find attached the revised manuscript **“Determination of depositional age of Paleozoic and pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil by applying Rb-Sr radiometric dating technique to sedimentary rocks”**, authors: Diogo Rodrigues da Silva, Ana Maria Mizusaki, Edison Jose Milani, Paulo Milhomen e Márcio Pimentel.

The manuscript was prepared following the JSAES guide authors.

As reviewers we propose:

- Dr. Anthonio Thomaz Filho (is the most important brazilian researcher concerning application of Rb-Sr methodology to sedimentary rocks) – Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, Cidade Universitária – 05508-080 – São Paulo (SP)- Brazil – anthoniothomaz@globocom.com

- Dr. Umberto Cordani (is the most important brazilian researcher concerning geotectonics of the south american platform) – Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, Cidade Universitária – 05508-080 – São Paulo (SP)- Brazil – ucordani@usp.br

- Dr. Colombo C. G. Tassinari (is one of the most important brazilian researcher concerning geochronology of the south american platform) – Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, Cidade Universitária – 05508-080 – São Paulo (SP)- Brazil – ccgtassi@usp.br

- Dr. Andre Weissheimer de Borba (has a long experience with geochronology and basin analysis) - MP- Ministério Público do RS-Rua Andrade Neves 106 - 17 andar - Centro - 90010-210 - Porto Alegre (RS) - awborba@mp.rs.gov.br

Thanks for your interest and please let us know if you need more information or have any doubt.

Sincerely,

Diogo Rodrigues Andrade da Silva
Geologist, Msc

*Research Highlights

1. Determination of depositional age of Paleozoic and pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin;
2. Rb-Sr radiometric dating of sedimentary rocks;
3. Pre-rift sedimentation in the Afro-Brazilian Depression;
4. Potential occurrence of a Triassic section in the region comprising the Afro-Brazilian Depression.

1 Determination of depositional age of Paleozoic and pre-rift supersequences of the Recôncavo
2 Basin in northeastern Brazil by applying Rb-Sr radiometric dating technique to sedimentary
3 rocks

4

5 Silva, D. R.^{1,2,*}; Mizusaki, A.M.P.^{1,5}; Milani, E.J.³; Milhomen, P. S.⁴; Pimentel, M.^{1,5}

6

7 ¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências (IG-UFRGS) - Avenida Bento Gonçalves,
8 9500 – CEP 91501-970 – Porto Alegre (RS), Brazil; Tel: +55 51 3308-6379 / Fax: +55 51 3308-6340
9 (ana.mizusaki@ufrgs.br; marcio.pimentel@ufrgs.br)

10 ² Serviço Geológico do Brasil/CPRM – Superintendência Regional de Porto Alegre – Rua Banco da Província,
11 105 – CEP 90840-030 – Porto Alegre (RS), Brazil (diogo.rodrigues@cprm.gov.br)

12 ³ PETROBRAS – Cenpes – Avenida Horácio Macedo, 950, Cidade Universitária. Rio de Janeiro (RJ), Brazil
13 (ejmilani@petrobras.com.br)

14 - Rio de Janeiro/RJ – Brazil

15 ⁴ PETROBRAS – Unba - Avenida Antônio Carlos Magalhães, 1113 – CEP 40.280-000 – Salvador (BA), Brazil
16 (milhomen@petrobras.com.br)

17 ⁵ CNPq Researcher

18 * Corresponding author

19

20 ABSTRACT

21

22 The relative dating of sedimentary rocks can be done either from fossils found in them or by
23 stratigraphic correlation. When they do not have a fossil content diagnostics, or when a
24 correlation is neither possible nor conclusive, the task of estimating the depositional age of a
25 particular rock is not possible. The method of Rb-Sr isochrons in total rock has been
26 successfully applied to fine-grained sedimentary rocks in order to determine the depositional
27 age. Despite geologically significant results, in many cases, there still are about the extent and
28 the interpretation of the data thus obtained. This is because sedimentary rocks result from the
29 mixing of detrital fragments from different sources with different isotope systems, already
30 containing an isotope record of the source rock. However, it is possible to obtain the absolute
31 age of the depositional event provided some prerequisites with regard to sampling,
32 granulometry, depositional environment and mineral composition of the samples, amongst
33 others, are observed. Samples of argillite and siltstone of the Paleozoic and pre-rift sections of
34 the Recôncavo Basin, stratigraphically positioned at the basal portion of the Afligidos
35 (Cazumba Member), Aliança (Capianga Member) and Itaparica formations, were analyzed. The
36 isochrons thus obtained yielded ages of 290 ± 21 Ma (Permian), 224 ± 32 Ma, and 226 ± 6 Ma
37 (Neotriassic), respectively, which were interpreted as being the depositional ages. Results
38 obtained for the units of the pre-rift section (Aliança and Itaparica formations) offer significant
39 implications to the paleogeographic schemes established earlier for the Recôncavo Basin and
40 other correlated basins, since these sedimentary units were traditionally considered as being of
41 Neojurassic age.

42

61
62
63
64
65

43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79

1. Introduction

The relative dating of sedimentary rocks can be done either from fossils found in them or by stratigraphic correlation. When they do not have a fossil content diagnostics, or when a correlation is neither possible nor conclusive, the task of estimating the depositional age of a particular rock is not possible. In such cases, the radiometric dating techniques usually applied to igneous and metamorphic rocks to obtain absolute ages have been tentatively used with the purpose of determining the depositional ages and/or the diagenetic phases of the sedimentary rocks (Cordani *et al.*, 1978; Thomaz Filho & Lima, 1979; Silva *et al.*, 2006a).

Rb-Sr radiometric dating of sedimentary rocks is a technique which has achieved geologically significant results, provided some prerequisites are observed, such as: excellent stratigraphic control of the sampling, low silt/clay ratio, and mineralogy of the fine fraction of samples rich in expansive clay minerals (smectite, interstratified illite-smectite and degraded illite) (Whitney & Hurley, 1964; Byscae & Dasch, 1971; Cordani *et al.*, 1978; Morton, 1985; Mizusaki, 1992). Although there still are some questions regarding the use of this technique with sedimentary rocks, many significant results have been obtained (Mizusaki *et al.*, 1998; Silva *et al.*, 2006b).

The Brazilian continental margin is an example of passive continental margin, in which the tectono-sedimentary phases of pre-rift, rift, and drift are described. A classical pre-rift example is the basal section of the Recôncavo Basin, which does not include any elements to support a precise biostratigraphic dating of the sedimentary units due to the endogenous features of the non-marine ostracod micropaleontological content, associated with sparsely varied and low palynomorph content (Arai *et al.*, 1989).

A Paleozoic sequence is also found in this basin (Silva *et al.*, 2007), with units deposited under arid paleoclimate and a context of intracratonic basin developed before the pre-rift stage. The ages assigned to the Paleozoic are also subject of discussion due to their poor fossil records (Milani *et al.*, 2007).

Given the importance and significance of obtaining absolute ages of the Paleozoic and pre-rift sedimentary sections, which serve as a link to sections with international references, it seems to be interesting to follow this line of research.

In this regard, we analyzed samples of fine-grained siliciclastic rocks from the Paleozoic and pre-rift sections of the Recôncavo Basin, a geologically well-known region, but with large gaps of knowledge about depositional ages.

80

81 **2. Basal Section of the Recôncavo Basin**

82

83 The Recôncavo Basin is located in the northeastern region of Brazil and it spreads over
84 an area of 11,500 km². It is limited to the north and northwest by the Alto de Aporá, to the south
85 by the Barra fault system, to the west by the Maragogipe Fault, and to the east by the Salvador
86 fault system.

87 The structural configuration of the basin is related to extensional efforts that resulted in
88 the breakup of the Gondwana supercontinent during the Eocretaceous, bringing about the
89 opening of the Atlantic Ocean and the development of the Brazilian continental margin.

90 The tectono-sedimentary development of the Brazilian continental margin, from the
91 Gondwana Mesozoic breakup (called Wealdenian Reactivation, Almeida, 1967) on, has been
92 interpreted by different authors (*e.g.* Asmus & Porto, 1980; Chang *et al.*, 1990).

93 According to Silva *et al.* (2007), the sedimentary package of the Recôncavo Basin is
94 formed of four supersequences: Paleozoic, pre-rift, rift, and post-rift. The sedimentary units of
95 the Paleozoic and pre-rift supersequences, the basal portion of the basin, are part of the present
96 study (Fig. 1).

97 **INSERT FIGURE 1**

98 In the Paleozoic supersequence, the studied unit is represented by the Cazumba Member
99 of the Afligidos Formation. Having been deposited during an arid paleoclimate and an
100 intracratonic basin context, the facies associations that characterize the Paleozoic units show a
101 regressive trend, with transition from a shallow, marginal marine sedimentation to isolated
102 evaporite basins, continental *sabkha* environments and, ultimately, lacustrine systems (Aguiar &
103 Mato, 1990). In the Cazumba Member, red lacustrine pelites and mudstones prevail, with
104 anhydrite nodules at the base of the section. The age of the Cazumba Member is subject of
105 discussion due to its poor fossil record. According to Caixeta *et al.* (1994), the deposition of the
106 Afligidos Formation is limited to the Permian.

107 The pre-rift supersequence comprises deposits related to the initial stage of the crustal
108 flexure. By pre-rift one understands the sedimentary package accumulated in a broad and
109 shallow basin of flexural origin; the origin of this depression is tectonically associated with the
110 large-scale extensional process, subsequently culminating in the rift phase and continental
111 rifting. At the time of the pre-rift sedimentation, the normal faultings were still rare and
112 contained not very significant debris. Cesero *et al.* (1972, *apud* Cesero *et al.*, 1997) called this
113 broad basin the Afro-Brazilian Depression, and sediments of continental source, corresponding
114 to fluvial deposits locally reworked by the wind, and from very shallow lacustrine deposits, all
115 with *red bed* features, were deposited in it.

116 According to the lithostratigraphy, the pre-rift section of the Recôncavo Basin
117 corresponds to the Brotas Group and partially to the Santo Amaro Group. The Brotas Group
118 includes the Aliança (Boipeba and Capianga members) and Sergi formations, while the Santo
119 Amaro Group is composed of the Itaparica and Água Grande formations.

120 According to Silva *et al.* (2007), the pre-rift sedimentation comprises there big fluvial-
121 aeolian cycles, represented from the basement to the top by the Boipeba Member and the Sergi
122 and Água Grande formations. Lacustrine transgressions of regional nature separate these cycles
123 and are expressed by a predominantly pelitic sedimentation, which characterizes the Capianga
124 Member (Aliança Formation), and the Itaparica Formation, which are the units studied herein.

125 Stratigraphically correlated to the Bananeiras Formation of the Sergipe-Alagoas Basin,
126 the Aliança Formation is considered a Neojurassic unit, due to its non-marine ostracod content,
127 which in this case corresponds to the RT-001 biozone, Dom João Stage of the Recôncavo Series
128 (Viana *et al.*, 1971). According to Silva *et al.* (2007), the Itaparica and Água Grande formations
129 are of Eocretaceous (Eoberriasian) age, as indicated by micropaleontological analyses.

130 The correlation of the biostratigraphic zoning of the Recôncavo Series with
131 international reference schemes to determine the section's age is a widely discussed issue, and
132 several questions remain unanswered (Regali & Viana, 1989; Arai *et al.*, 1989). Particularly in
133 the case of the pre-rift, Arai *et al.* (1989) postulate that "... *there is no dating data which allow*
134 *us to assign a Neojurassic age to the Dom João Stage...*". The same authors remind that
135 equivalent units in the Gabon Basin were dated as Middle Jurassic by palynology (Wenger,
136 1973, *apud* Arai *et al.*, 1989). The fact is that the endogenous characteristics of the
137 micropaleontological content of non-marine ostracods, upon which the biostratigraphic scheme
138 of the Recôncavo Series is based, and combined with sparsely varied and sparsely abundant
139 content in palynomorphs, do not lend themselves to a greater progress than that already
140 achieved in terms of correlation with reference sections and age determination. It is crucial to
141 try to date the rocks of this section in order to obtain absolute geochronological determinations.

142 143 **3. The Rb-Sr radiometric technique applied to sedimentary rocks**

144
145 The Rb-Sr radiometric technique is based on the radioactive decay of the ^{87}Rb isotope,
146 which is change into ^{87}Sr . This radioactive decay takes place according to a decay constant λ of
147 known value, at a rate of $1.42 \times 10^{-11} \cdot \text{year}^{-1}$, which corresponds to a half-life of 48.8 Ga.

148 This method has been traditionally used for determining the absolute ages of igneous
149 rocks, as they were formed under conditions of high temperature. In the case of magma
150 crystallization, radiogenic ^{87}Sr has considerable mobility and migrates between the mineral
151 phases so long as the temperature remains above 350 °C. As a result, the phenomenon of Sr
152 isotope standardization takes place, which is interrupted by the cooling of that particular rock.

153 Therefore, the Rb-Sr age will be related to this closing process of the system obtained in the
154 rock crystallization event.

155 In a sedimentary environment, characterized by lower temperatures and material from
156 various sources, the Rb and Sr ion behavior varies. Rb is more easily adsorbed by clay minerals,
157 whilst Sr tends to be released from the crystalline structure of minerals into the interstitial
158 fluids. It is assumed that this characteristic favors the process of Sr isotope homogenization
159 during sediment deposition in a particular basin, a condition required for Rb-Sr radiometric
160 dating (Compston & Pidgeon, 1962; Faure, 1986; Mizusaki, 1992).

161 If the assumption of Sr isotope homogenization in sediments during their deposition is
162 valid, a successful radiometric dating by Rb-Sr technique in sedimentary rocks depends – as
163 pointed out by Mizusaki (1992), Mizusaki *et al.* (1998) and Cordani *et al.* (2004) – of selecting
164 samples with a high content of clay composed of expansive clay minerals such as smectite and
165 interstratified illite-smectite sampled according to the recommendations of Thomaz Filho &
166 Lima (1979).

167

168 **4. Methodology**

169

170 **4.1. Sampling**

171 The samples used in the present study were collected at the Paleozoic and pre-rift
172 sections of the Recôncavo Basin, which are stratigraphically positioned at the basal portion of
173 the Afligidos (Cazumba Member), Aliança (Capianga Member) and Itaparica formations (Fig.
174 1)

175 This section also includes the Sergi Formation and the Boipeba and Pedrão members of
176 the Aliança and Afligidos formations, respectively. However, since these units are texturally
177 formed of very fine-grained siltstones and sandstones, and in view of the chosen criteria, they
178 were not deemed suitable for applying the Rb-Sr radiometric technique (Mizusaki, 1992;
179 Cordani *et al.*, 2004)

180 Forty-three (43) samples were collected from outcrops along the BR-101 and BR-324
181 highways, near the city of Salvador (Bahia, Brazil). The precise location of the sampling sites
182 can be seen in Figure 2 and Table 1. At each point, 500 to 700 g of rocks were sampled in their
183 natural state. The traditional sampling technique (Thomaz Filho & Lima, 1979) was used,
184 whereby a minimum of four samples was collected from each outcrop, at a distance of
185 approximately 1 m horizontally and 10-50 cm vertically.

186 **INSERT FIGURE 2**

187 **INSERT TABLE 1**

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

188 The sampling sites were chosen during previous field studies. These studies identified
189 those outcrops with the least weathering, and amongst these, the sites with reliable stratigraphic
190 control.

191 **4.2 Analytical procedures**

192 The samples were described macroscopically, with homogeneous portions of each
193 sample being selected for analysis by X-ray diffraction (XRD), X-ray fluorescence (XRF) and
194 mass spectrometry techniques.

195 For the X-ray diffraction analysis, we used the Siemens D5000 diffractometer of the
196 Laboratory of X-ray Diffractometry of the Geosciences Institute of the Federal University of
197 Grande do Sul (UFRGS), with $K\alpha$ Cu radiation set at 40 kV and 30 mA of filament current and a
198 2 to 28° (2 θ) range.

199 Sample preparation for XRD followed procedures described by Alves (1987), with the
200 samples being first powdered with a pestle and an agate mortar. Approximately 5 g of the
201 resulting powder were dispersed in 50 mL of distilled water and put to ultrasound, in the
202 presence of a sodium pyrophosphate solution used as deflocculating agent. The < 2 μ m fraction
203 (FF < 2 μ m) was separated from the resulting solution with a centrifuge. This fraction was
204 placed on two slides, where clay minerals were directed by using the smear technique (Gibbs,
205 1965). The prepared slides are dried under ambient conditions.

206 First, the slide dried under ambient conditions (standard slide) was analyzed. The
207 second slide was soaked with ethylene glycol (CH₂OHOH₂OH) and forms the glycolated
208 sample. After analyzing the glycolated slide in the diffractometer, it was calcined for 2 h in an
209 oven at 500 °C in order to obtain the calcined slide. From the combined analysis of the
210 diffractograms obtained with the standard, glycolated and calcined material, the clay minerals in
211 the samples were identified.

212 Sample analyses were performed in the Laboratory of X-ray Fluorescence of the
213 Geosciences Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS) using a Rigaku
214 Model RIX 2000 device set at 40 kV, 20 mA. The samples were prepared in the form of
215 compressed tablets obtained from 10 g of rock powder. The purpose of the analysis was to
216 determine Rb and Sr mean values.

217 With regard to mass spectrometry analysis, we chose to use only the < 2 μ m-fraction
218 (clay fraction separated according to procedures described previously) of the samples from the
219 Aliança (Capianga Member) and Itaparica formations, since the coarse fraction of the samples
220 contained a high level of detrital micaceous rock fragments, which could contribute with source
221 area Sr.

Analyses by mass spectrometry to determine the isotope ratios were performed in the Laboratory of Isotope Geology of the Geosciences Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS).

First, the selected samples were dried in an oven under controlled, maximal temperature of 70 °C, thus avoiding damage to the structure of clay minerals, which would have impaired isotope analysis. Then, following procedures took place:

- Semi-quantitative and quantitative measuring of Rb and Sr content by X-ray fluorescence
- Total dissolution of the samples by chemical digestion and separation of the elements Rb and Sr through AG-50W-X8 cation-exchange resin columns from Bio Rad.
- Analysis of isotope ratios by Micromass VG 354 Multi-collector spectrometer through isotope dilution technique. The elements, separated in the cation-exchange columns, were deposited on suitable filaments (Ta single filament for Rb and Sr) with 0.25N phosphoric acid (H₃PO₄) and analyzed in a "static mode". One-hundred ratios were measured with 1-V ion beam and external precision based on repeated measurements of an internal standard (20 ppm, 2 σ). All analyses were adjusted according to NBS-987 internal and external standards (strontium carbonate), with a mean of 0.71028 \pm 0.00006. During chemical separation, Sr blanks were < 150 pg, while Rb blanks were < 750 pg (ideal values).
- Preparation of isochron charts with isotope data obtained from the samples of sedimentary units from the basal section of the Recôncavo Basin by using Isoplot software (Ludwig, 2003).

5. Results

5.1. Itaparica Formation

The analyzed samples of the Itaparica Formation can be macroscopically characterized as reddish argillites, with significant presence of micaceous mineral fragments. Analyzes by X-ray diffraction in the fine fraction (FF < 2 μ m) allowed identifying the prevalence of the clay minerals kaolinite, smectite, illite with quartz traces, and interstratified illite-smectite. Results of the application of the Rb-Sr technique to the < 2 μ g fraction are shown in Table 2.

INSERT TABLE 2

Rb values found in samples of the Itaparica Formation ranged from 54.44 to 94.02 ppm, and Sr values from 14.46 to 326.15 ppm. Values of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio ranged from 0.71736 to 0.76715 and the ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr ratio from 0.553 to 18.14. The isotope ratios obtained were plotted with the Isoplot statistical software (Ludwig, 2003), resulting in an isochron of 224 \pm 32 Ma for the basal portion of the Itaparica Formation (Fig. 3).

260 **INSERT FIGURE 3**

261 **5.2. Aliança Formation – Capianga Member**

262 The samples from the Capianga Member can be macroscopically characterized as
263 reddish siltstones, with significant presence of micaceous mineral fragments identified as
264 muscovite. Analyzes by X-ray diffraction in the fine fraction ($FF < 2 \mu\text{m}$) allowed identifying
265 the prevalence of the clay minerals illite and smectite, with traces of interstratified illite-
266 smectite. Results of the application of the Rb-Sr technique to the $< 2 \mu\text{g}$ fraction are shown in
267 Table 2.

268 Rb values in these samples ranged from 84.03 to 106.60 ppm. Sr ranged from 10.69 to
269 56.98 ppm. Values of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio ranged from 0.73452 to 0.79995 and the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratio
270 from 5.066 to 23.88. The isotope ratios obtained for the samples of the Capianga Member,
271 Aliança Formation, were plotted with the Isoplot statistical software (Ludwig, 2003), resulting
272 in an isochron of $226 \pm 6 \text{ Ma}$ (Fig. 4).

273 **INSERT FIGURE 4**

274 **5.3. Afligidos Formation – Cazumba Member**

275 The samples of the Cazumba Member can be macroscopically characterized as reddish
276 argillites. Analyzes by X-ray diffraction in the fine fraction ($FF < 2 \mu\text{m}$) allowed identifying the
277 prevalence of illite, smectite and kaolinite. Results from the application of the Rb-Sr technique
278 to total rock are shown in Table 2.

279 Rb values ranged from 124.86 to 153.22 ppm, while those of Sr ranged from 51.60 to
280 68.30 ppm. Values of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio ranged from 0.73756 to 0.74122 and of the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
281 ratio ranged from 6.223 to 7.133. The isotope ratios obtained for the samples of the Capianga
282 Member, Aliança Formation, were plotted with the Isoplot statistical software (Ludwig, 2003),
283 resulting in an isochron of $290 \pm 21 \text{ Ma}$ (Fig. 5).

284 **INSERT FIGURE 5**

285 **6. Discussion**

286 With the final stages of the Brazilian/Pan-African Cycle (early Paleozoic) and
287 cratonization of the South-American platform, we see the beginning of tectonics, which
288 delineated the sites of future Paleozoic synclises recognized in Gondwana. The great Brazilian
289 Paleozoic basins or synclises are well defined (e.g. the Solimões, Amazonas, Parnaíba and
290 Paraná basins) and show extensive, predominantly continental, sedimentation. Paleozoic
291 sedimentary basins are also recognized in the African portion of Gondwana (Figure 6). The area
292 corresponding to the Paleozoic basins, particularly with regard to the Parnaíba Basin in
293
294
295
296

297 northeastern Brazil, has been subject of discussion, as it is assumed that they had different
298 extensions and forms during the depositional cycles (Zalán *et al.*, 1990).

299 **INSERT FIGURE 6**

300 Small areas with sedimentary remnants have been observed there, which are considered
301 remnants from earlier depositional cycles of varying ages. Several of these sections have a
302 significant geographic expression as they were covered by younger sedimentary successions,
303 which have preserved them. Milani *et al.* (2007) report the local presence of Paleozoic units
304 under the Meso-Cenozoic sediments of the marginal basins and in their aborted branches. The
305 Paleozoic section can be easily observed in the Recôncavo, Tucano, Jatobá and Sergipe-Alagoas
306 basins. The Recôncavo, Tucano and Jatobá basins are examples of aborted intracontinental rift,
307 having been formed together with the Sergipe-Alagoas Basin by the crustal stretching
308 responsible for the breakup of the Gondwana supercontinent and the development of the
309 Brazilian marginal basins. The basins are located in the so-called Afro-Brazilian Depression
310 (Cesero *et al.*, 1972, *apud* Cesero *et al.*, 1997) as shown in Figure 7. By Afro-Brazilian
311 Depression one understands this broad NW-SE intracontinental rift associated with crustal
312 stretching, which resulted in the separation of South America from Africa during the formation
313 of the South Atlantic Ocean and the Brazilian continental margin. It is considered that at the end
314 of the Lower Cretaceous the western branch of the rift was aborted, allowing the preservation of
315 this trench at stage prior to the total breakup of the crust and, therefore, not allowing the
316 deposition of marine sediments inside its flume (Santos *et al.*, 1990).

317 **INSERT FIGURE 7**

318 The infill included a so-called pre-rift package (Fig. 1) constituted of shallow
319 continental alluvial, aeolian and lacustrine sediments. These are the so-called Aliança, Sergi and
320 Itaparica formations.

321 Before this period, Paleozoic sedimentation has also been described in the area relative
322 to the basins of the interior rift, which would form the future Afro-Brazilian Depression,
323 associated with an extended stage of subsidence, which might have contributed to the
324 development of an intracratonic-type basin. In the case of the Recôncavo Basin, it is the
325 Afligidos Formation (with the Pedrão and Cazumba members).

326 The Paleozoic sequence in this region has been widely discussed, but its recognition and
327 extension is impaired due to lack of dating. Moreover, how much time elapsed between the
328 conditions of Paleozoic sedimentation and the beginning of conditions that would give rise to
329 the Afro-Brazilian Depression?

330 Concerning the Recôncavo Basin, palynological data have assigned a Permian age to
331 the Pedrão Member (Afligidos Formation), which correlates with the Ingá Member of the Santa
332 Brígida Formation (Northern Tucano) and the Aracaré (Sergipe-Alagoas Basin) and Pedra de
333 Fogo (Parnaíba Basin) formations (Fig. 8).

334

INSERT FIGURE 8

335

The age of the Cazumba Member is a point of discussion due to its poor fossil record. Equally based on palynological analyses, Aguiar & Mato (1990) admitted a potential extension of this unit into the Triassic. For these authors, its contact with the Boipeba Member (Aliança Formation) is inconsistent in most parts of the Recôncavo Basin, but considered transitional in the southwestern area of the basin, which would reinforce the question of interval's chronostratigraphic positioning. Caixeta *et al.* (1994) restrict the deposition of the Afligidos Formation to the Permian.

342

The absolute age of 290 ± 21 Ma obtained for the Cazumba Member of the Afligidos Formation based on Rb-Sr radiometric dating confirms a Permian age for this interval.

344

However, with regard to the pre-rift phase, assuming that the location of the future depression was a slightly depressed region (?), whose sedimentation conditions were continental, there is also much discussion about its relationship with the Paleozoic sequence and about when its development began. In that time interval, the conditions were lacustrine, and the few fossils found were of endemic ostracods, which do not allow a correlation with other regions of the Earth. Considering that the sedimentation in this period was predominantly continental and characterized by the presence of ostracods, it is not possible to make a correlation with intervals in other areas. Therefore, we decided to use a regional time division characterized by stages, with the big question being which time intervals to assign to these stages.

354

Thus, the name Dom João Local Stage was adopted where it is represented by the Aliança and Sergi formations (pre-rift sequence) in the Recôncavo Basin. With regard to age, Viana *et al.* (1971) assumed in a simplistic way that the ostracods found in the Aliança Formation are indicative of Jurassic age. However, according to Arai *et al.* (1989), there is no dating element to attest a Neojurassic age for the Dom João Stage.

359

In the present study, the application of the Rb-Sr radiometric technique obtained isochronic ages of 224 ± 32 Ma (Neotriassic) and 226 ± 6 Ma (Neotriassic) for the samples of the Itaparica e Aliança (Capianga Member) formations. These values are considered representative of the depositional age of these units, since it is assumed that the Sr isotope standardization process was penecontemporaneous with the sedimentation process, according to criteria pointed out by Mizusaki (1992), Mizusaki *et al.* (1998), and Cordani *et al.* (2004), mentioned earlier.

366

The absence of significant diagenetic alterations in the original mineralogy validates the result obtained as depositional age. In addition, the reported uncertainty is compatible with the application of the Rb-Sr technique to sedimentary rocks, as discussed by Mizusaki (1992). In the case of the Itaparica Formation, despite the error of the isochronous age being greater than

370 that of the remaining units, the age is significant when compared to the age measured for the
371 Capianga Member.

372 However, the absolute ages of 224 ± 32 Ma and 226 ± 6 Ma (Neotriassic) now obtained
373 for the first time raise important implications regarding the paleographic schemes established
374 earlier. The pre-rift section of the Recôncavo Basin was traditionally considered of Neojurassic
375 age (Silva *et al.*, 2007).

376 However, a similar age had already been obtained for the Bananeiras Formation (Silva
377 *et al.*, 2006b) from the Sergipe-Alagoas Basin. According to Figures 8 and 9, it is assumed that
378 the Bananeiras Formation correlates with the Aliança Formation.

379 **INSERT FIGURE 9**

380 Therefore, the geochronological results obtained for the Itaparica Formation, the
381 Capianga Member (Aliança Formation), and the Bananeiras Formation (Sergipe Basin) indicate
382 that sedimentation in the broad sedimentary basin (?) that developed in northeastern Brazil,
383 known as Afro-Brazilian Depression (Cesero *et al.*, 1972, *apud* Cesero *et al.*, 1997) began at a
384 Neotriassic age, possibly continuing till the Jurassic. This finding extends to other sedimentary
385 units of the Brazilian and African Basins, since continental sediments of the formations Sergi
386 and Aliança (Recôncavo, Tucano and Camamu, and Almada basins), Serraria and Bananeiras
387 (Sergipe-Alagoas Basin), Brejo Santo and Missão Velha (Araripe Basin) and their correlate
388 formations M'Vone and N'Dombo (Gabon Basin) (Cesero & Ponte, 1972, *apud* Cesero &
389 Ponte, 1997) (Fig. 10) were deposited in this broad basin.

390 **INSERT FIGURE 10**

391 Another very important fact that should be highlighted is that the pre-rift sedimentation
392 in the Afro-Brazilian Depression occurred in an intracratonic basin, as a combined system of
393 alluvial fans and interior lakes, under stable tectonic conditions, with no influence from the
394 Gondwana breakup processes. Milani (1987), when describing the evolutionary model of the
395 Recôncavo and southern Tucano rifts, in northeastern Brazil, reports that there are no evidences
396 of crustal arching previous to the rift phase of these basins. The pre-rift sedimentation geometry
397 characterizes a slow and gradual subsidence process of that region, typical of passive rifting.

398 One could also assume a previous association with a broader area of the Parnaíba
399 Paleozoic basin. In this context, one might think of an integrated scheme for the northeastern
400 region (Fig. 11) associated with earlier and concurring stages to the Gondwana rifting. The
401 events associated with this process would have operated differently inside this region. With
402 regard to the Parnaíba Basin – whose remnants are seen in areas where the northeastern interior
403 basins (e.g. the Araripe Basin) and the Jatobá Basin developed –, it is known that during the
404 Silurian it spread beyond its eastern boundary (Ghignone, 1972; Caputo & Crowell, 1985).
405 Couldn't the same have taken place during other geological intervals? Most likely yes.

406 **INSERT FIGURE 11**

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

407 Milani & Thomaz Filho (2000) showed that the Atlantic rifting (at about 200 Ma) broke
408 the connection of the Parnaíba syncline with similar basins presently found in northwestern
409 Africa.

410 In addition, this basin shows Permian sedimentation, represented by the Pedra de Fogo
411 Formation (Dino *et al.*, 2002). When taking this dating for the Pedra de Fogo Formation into
412 account, the Motuca Formation (Fig. 8) would have extended until the end of the Eotriassic. The
413 Sambaíba Formation, superimposed on the Motuca Formation and underlying the Mosquito
414 basalts (approximately 200 Ma, Mizusaki *et al.*, 2002) is classified by Lima & Leite (1978) as
415 Medium-Upper Triassic. This deposition coincided with profound environmental and tectonic
416 changes in the region of the Parnaíba Basin associated with an early opening of the North
417 Atlantic (Vaz *et al.*, 2007). Extensional events, remobilization of ancient faults, and magmatism
418 in particular characterized this period in the geological evolution of the area (Almeida, 2004).
419 Therefore, during the Neotriassic, there was substantial magmatism (flows and sills) which, in
420 the case of the Parnaíba Basin, was called Mosquito Formation.

421 The datings of the Bananeiras and Itaparica formations and the Capianga Member of the
422 Aliança Formation were classified in this interval, represented by magmatism in the Parnaíba
423 Basin, indicating that there was continental sedimentation in the area of the future rift. This
424 could indicate that basic magmatism would be reported during the Neotriassic in those portions
425 most affected by the beginning of the North Atlantic rifting, with depocenters of the Parnaíba
426 Basin migrating to distant areas.

427

428 **7. Conclusions**

429

430 The geochronological results obtained for the Aliança and Itaparica formations of the
431 Recôncavo Basin reinforce the potential occurrence of a Triassic section in the region
432 comprising the Afro-Brazilian Depression (Cesero *et al.*, 1972, *apud* Cesero *et al.*, 1997) while
433 the age dated for the Afligidos Formation confirms the Paleozoic age previously measured for
434 that unit.

435 Data from the Aliança and Itaparica formations combined with results obtained by Silva
436 *et al.* (2006b) raise important implications for the paleographic schemes established earlier, as
437 these sedimentary units were traditionally considered being of Neojurassic age.

438 The spatial extent and temporal reach of the sedimentary basins implicit in this notion
439 should be reviewed in light of the determination of Triassic ages extensively distributed in
440 northeastern Brazil and their correlates in northwest Africa. // in view of Triassic ages found
441 widely spread over Brazil's northeastern region and its correlated regions in northwestern
442 Africa.

443

444 **8. Acknowledgements**

1 445

2
3 446 The first author is grateful to all who contributed to this work. Special thanks are due to
4
5 447 the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the grant
6
7 448 awarded at the early period of this doctorate program; to Petrobras for their help and support in
8
9 449 the field studies; to the Laboratory of Isotope Geology (LGI) of the Geosciences Institute of the
10
11 450 Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS); and to CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

12 451

13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

452 **References**

1 453

2
3 454 Aguiar, G. A. G.; Mato, L. F., 1990. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos
4
5 455 nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia. In: Congresso Brasileiro de
6
7 456 Geologia, 36., 1990, Natal. Anais... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 157-
8
9 457 170.

10 458 Almeida, F. F. M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro:
11
12 459 Departamento Nacional de Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia. 36 p.
13
14 460 (DNPM. DGM. Boletim, 241).

15 461 Almeida F.F.M., 2004. Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de
16
17 462 Fernando Marques de Almeida. Organizadores: Virginia Mantesso-Neto, Andre Bartoreli,
18
19 463 Celso Dal Ré Carneiro, Benjamin Bley de Brito-Neves. 647p. São Paulo.

20 464 Alves, D. B., 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise
21
22 465 difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobras s. Boletim de
23
24 466 Geociências da Petrobras, 1 (2): 157-175.

25 467 Arai, M.; Hashimoto, A. T.; Uesugui, N., 1989. Significado cronoestratigráfico da associação
26
27 468 microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de
28
29 469 Janeiro, v. 3, n. 1/2, p. 87-103.

30 470 Asmus, H. E.; Porto, R., 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução tectônica da
31
32 471 margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: Congresso Brasileiro de
33
34 472 Geologia, 31., Camboriú. Anais... Florianópolis: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v.
35
36 473 1, p. 225-239.

37 474 Byscae, P. E.; Dasch, E. J., 1971. The rubidium, strontium, strontium isotope system in deep sea
38
39 475 sediments: Argentina Basin. Journal of Geophysical Research, Washington, D.C., v. 76, n.
40
41 476 21, p. 5087-5096.

42 477 Caputo, M. V. and Crowell, J. C., 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during
43
44 478 Paleozoic era. GSA Bulletin, 96, 1020-1036.

45 479

46
47 480 Caixeta, J.M.; Bueno, G.V.; Magnavita, L.P.; Feijó, F.J., 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e
48
49 481 Jatobá. Boletim de Geociências da Petrobras, 8 (1): 163-172.

50 482

51
52 483 Cesero, P. de (Ed.); Ponte, F. C. (Coord.), 1997. Análise comparativa da paleogeologia dos
53
54 484 litorais atlânticos brasileiro e africano. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de
55
56 485 Janeiro, v. 11, n. 1/2, p. 1-18.

57 486 Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F., 1990. Novos conceitos sobre o
58
59 487 desenvolvimento das bacias marginais do Leste brasileiro. In: Raja Gabaglia, G. P.; Milani,

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

- 488 E. J. (Coord.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras.
489 SEREC. CEN-SUD, p. 269-290.
- 490 Compston, W.; Pidgeon, R.T., 1962. Rubidium-strontium dating of shales by the whole-rock
491 method. *Journal of Geophysical Research*, Washington, D.C., v. 67, n. 8, p. 3493-3502.
- 492 Cordani, U. G.; Kawashita, K.; Thomaz Filho, A., 1978. Applicability of the rubidium-
493 strontium method to shales and related rocks. In: *GEOLOGICAL TIME SCALE*
494 *SYMPOSIUM*, 106.6.; *INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 25., 1976,
495 Sydney. Contributions to the Geologic Time Scale. Tulsa: American Association of
496 Petroleum Geologists. p. 93-117. (AAPG. Studies in Geology, 6).
- 497 Cordani, U. G.; Mizusaki, A. M. P.; Kawashita, K.; Thomaz Filho, A., 2004. Rb –Sr systematics
498 of Holocene pelitic sediments and their bearing on whole rock dating. *Geological*
499 *Magazine*, London, v. 141, p. 233-244.
- 500 Da Rosa, A. A. S., 1996. Paleogeografia e proveniência dos arenitos cretácicos da sequência
501 pré-rifte das bacias interiores do Nordeste do Brasil. Dissertação (Mestrado em
502 Geociências). Universidade do Vale dos Sinos (UNISINOS). São Leopoldo, RS. 211 p.
- 503 Dino, R.; Antonioli, L.; Braz, S. M., 2002. Palynological data from the Trisidela Member of
504 Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, Northeastern
505 Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, São Leopoldo, n. 3, p. 24-35.
- 506 Faure, G., 1986. Principles of isotope geology. 2 ed. New York: J. Wiley. 589 p.
- 507 Ghignone, J.I., 1972. Ensaio de paleogeografia do Nordeste e as seqüências sedimentares. In:
508 Congresso Brasileiro de Geologia, 26. Belém. *Anais...* Belém, SBG. v. 3, p. 21-28.
- 509 Gibbs, R. J., 1965. Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction
510 mounting technique. *American Mineralogist*, 50: 741-751.
- 511 Lima, E. de A. M.; Leite, J. F., 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia
512 Sedimentar do Parnaíba -integração geológica-metalogenética. Recife, DNPM/CPRM, 2 v.
- 513 Ludwig, K. R., 2003. Isoplot/Ex 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley:
514 Berkeley Geochronology Center. Available at:
515 <<http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>>. Accessed on 29 Nov. 2006.
- 516 Milani, E. J., 1987. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul,
517 Bahia, Brasil. Rio de Janeiro: Petrobras. CENPES. 61p. (Ciência Técnica Petróleo. Seção:
518 Exploração de petróleo, 18).
- 519 Milani, E. J.; Rangel, H. D.; Bueno, G.V.; Juliano Magalhães Stica, J. M.; Winter, W. R.;
520 Caixeta, J. M.; Neto, O. C. P., 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas
521 Estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 183-205.
- 522 Milani, E.J.; Thomaz-Filho, A., 2000. Sedimentary Basins of South America. In: 31st.
523 International Geological Congress. (Org.). Tectonic Evolution of South America. 1 ed. Rio
524 de Janeiro: 31st. International Geological Congress, v. 1, p. 389-449.

- 1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
- 525 Mizusaki, A. M. P.; Kawashita, K.; Thomaz Filho, A., 1998. Razão Isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em
526 sedimentos recentes: implicações na datação radiométrica das rochas sedimentares.
527 Pesquisas em Geociências, Porto Alegre, v. 25, n. 1, p. 75-88.
- 528 Mizusaki, A.M.P., 1992. Comportamento do Rb e do Sr em sedimentos recentes: implicação na
529 datação radiométrica de rochas sedimentares. São Paulo, Universidade de São Paulo. 134 p.
530 Doctor thesis.
- 531 Mizusaki, A. M. P.; Melo, J. H.; Vignol, M. L.; Steemans, P., 2002. Vila Maria Formation,
532 Paraná Basin, Brazil - an example of integrated geochronological and palynological dating.
533 Geological Magazine, Cambridge, v. 139, n. 4, p. 453-463,.
- 534 Morton, J. P., 1985. Rb-Sr evidence for punctuated illitesmectite diagenesis in the Oligocene
535 Frio Formation, Texas Gulf. Coast. Geological Society of America Bulletin, New York, v.
536 96, n. 1, p. 114-122.
- 537 Neto, O. P. A. C.; Lima, W. S., 2007. Bacia de Sergipe Alagoas. Boletim de Geociências da
538 Petrobras, v. 15, n. 2, p. 405-415.
- 539 Pierini, C. ; Mizusaki, A. M. P. ; Pimentel, N. L. ; Faccini, U. F. ; Scherer, C. M. S., 2010. The
540 Sergi Formation palaeoalterations: macroscopic, petrographic, geochemical and isotopic
541 (C, O, Sr) characterization (Jurassic-Cretaceous, Recôncavo Basin, NE Brazil). Journal of
542 South American Earth Sciences, v. 29, 0.412-426.
- 543 Regali, M. S. P.; Viana, C. F., 1989. Sedimentos do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil: idade e
544 correlação com a Escala Internacional. Rio de Janeiro: PETROBRAS. SEDES. CEN-SUD.
545 95 p.
- 546 Santos, C. F.; Cupertino, J. A. & Braga, J. A. E., 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do
547 Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (eds.), Origem e
548 evolução das bacias sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro, pp. 235-266.
- 549 Silva, D. R. A.; Mizusaki, A. M. P.; Anjos, S. M. C.; Conceição, R. V., 2006. O método
550 radiométrico Rb-Sr aplicado em rochas sedimentares: o exemplo da Bacia do Paraná,
551 Brasil. Pesquisas em Geociências, Porto Alegre, 2006a, v. 33, p. 83-100.
- 552 Silva, D. R. A. ; Mizusaki, A. M. P. ; Milani, E.; Tassinari, C. C., 2006b. Idade deposicional da
553 Formação Bananeiras (Bacia de Sergipe-Alagoas): uma aplicação do método radiométrico
554 Rb-Sr em rochas sedimentares. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 14, n. 2, p.
555 235-245.
- 556 Silva, O. B.; Caixeta, J. M.; Milhomem, P. S., 2007. Bacia do Recôncavo. Boletim de
557 Geociências da PETROBRAS, v. 15, n. 2, p. 423-431.
- 558 Thomaz Filho, A.; Lima, V. Q., 1979. Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas
559 pelo método Rb-Sr. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. Internal report.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

560 Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Marques, A., 1990. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA,
561 G.P.R. & MILANI, E.J. coords. Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro:
562 Petrobras. p. 135-168.

563 Vaz, P. T.; Rezende, N. G. A. M., 2007. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da
564 PETROBRAS, v. 15, n. 2, p. 253-263.

565 Viana, C. F.; Gama Júnior, E.; Simões, I. A.; Moura, J. A.; Fonseca, J. R.; Alves, R. J., 1971.
566 Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. Boletim Técnico da PETROBRAS,
567 Rio de Janeiro, v. 14, n. 3/4, p. 157-192.

568 Whitney, P. R.; Hurley, P. M. 1964. The problem of inherited radiogenic strontium in
569 sedimentary age determinations. Geochimica et Cosmochimica Acta, London, v. 28, n. 4,
570 p. 425-436.

571

572	Caption Figures
1 573	Figure 1 – Stratigraphic chart of the Recôncavo Basin (modif. by Pierini <i>et al.</i> , 2010).
2 574	
3 575	Figure 2 – Map of the Recôncavo Basin and location of the sampling sites.
4 576	
5 577	Figure 3 – Isochron diagram for the samples of the Itaparica Formation, according to Ludwig's
6 578	model (2003).
7 579	
8 580	Figure 4 – Isochron diagram for the samples of the Capianga Member, Aliança Formation,
9 581	according to Ludwig's model (2003).
10 582	
11 583	Figure 5 – Isochron diagram for the samples of the Cazumba Member, Afligidos Formation,
12 584	according to Ludwig's model (2003).
13 585	
14 586	Figure 6 – Paleogeological map of the Paleozoic (modif. by Cesero <i>et al.</i> , 1997).
15 587	
16 588	Figure 7 – Map of the Afro-Brazilian Depression.
17 589	
18 590	Figure 8 – Stratigraphic correlation among the Parnaíba, Recôncavo and Sergipe-Alagoas basins
19 591	during the Paleozoic.
20 592	
21 593	Figure 9 - Stratigraphic correlation among the Parnaíba, Recôncavo and Sergipe-Alagoas basins
22 594	
23 595	Figure 10 – Regional distribution of sedimentary records of the pre-rift sequence in northeastern
24 596	Brazil and surrounding regions of the African shore (modif. by Da Rosa, 1996).
25 597	
26 598	Figure 11 - Paleogeological map of the Triassic (modif. by Cesero <i>et al.</i> , 1997).
27 599	
28	
29	
30	
31	
32	
33	
34	
35	
36	
37	
38	
39	
40	
41	
42	
43	
44	
45	
46	
47	
48	
49	
50	
51	
52	
53	
54	
55	
56	
57	
58	
59	
60	
61	
62	
63	
64	
65	

600 **Caption Tables**

601

602 Table 1 – Location of the sampling sites in UTM coordinates and their stratigraphic positioning.

603

604 Table 2 – Isotope ratios of the fine fraction separated from the samples of the Recôncavo Basin.

605 Error values of the isotope ratios are expressed as absolute SD.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Figure 1

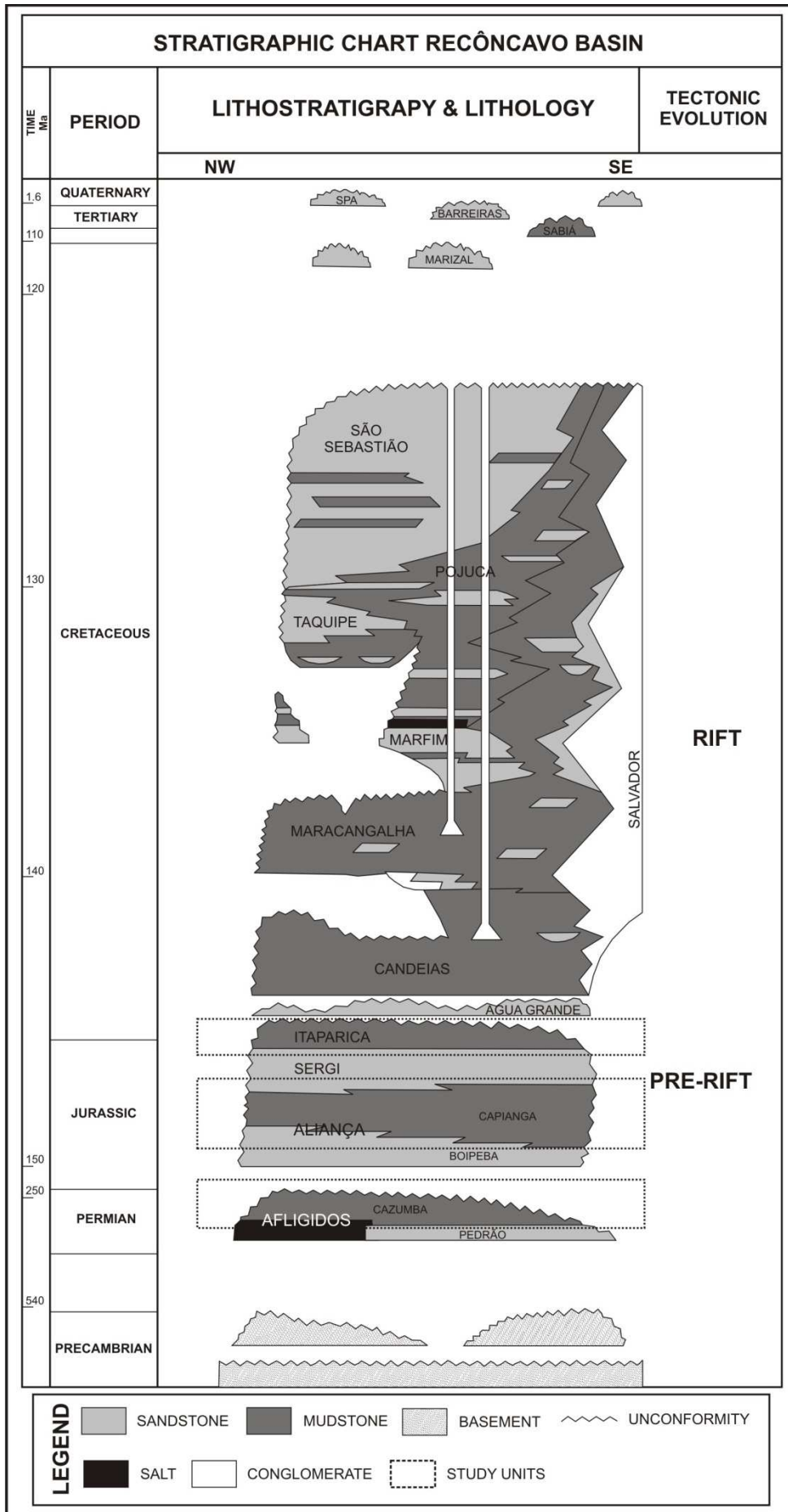


Figure2

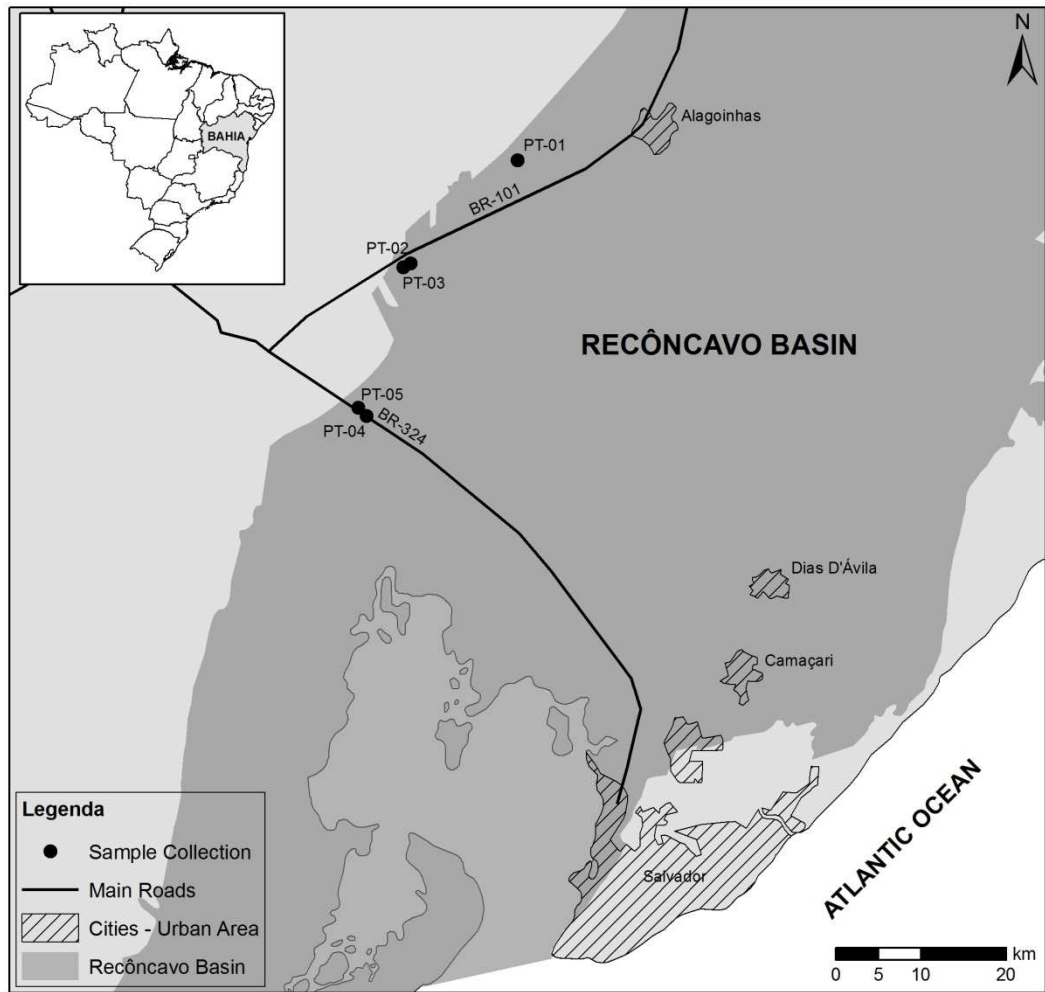


Figure3

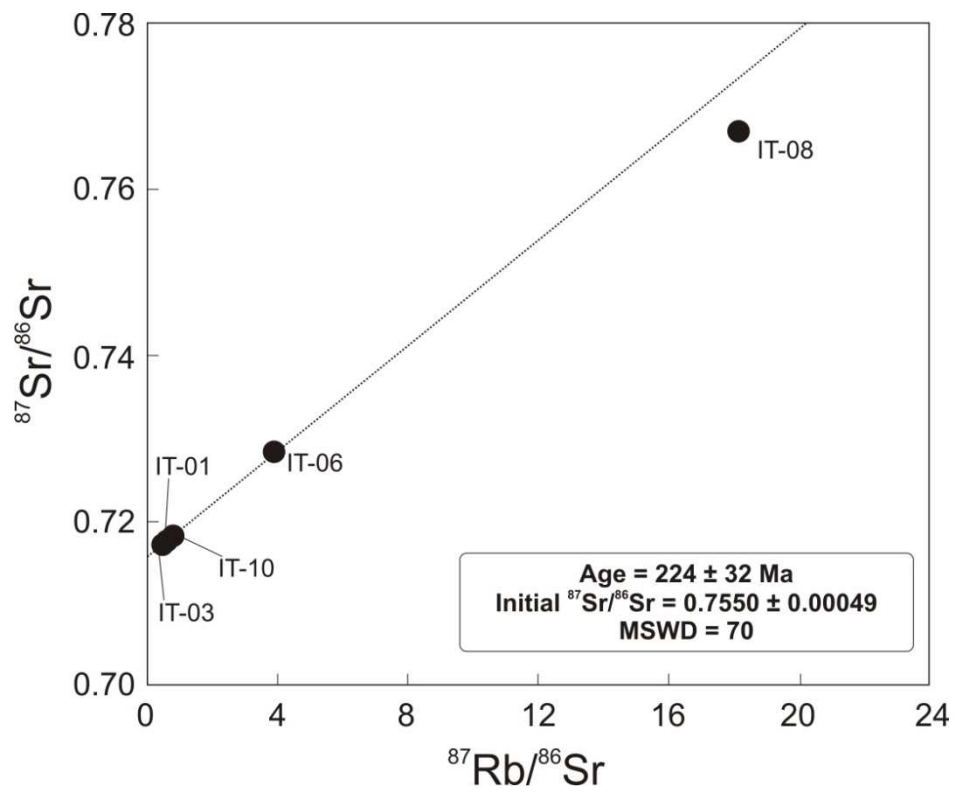


Figure4

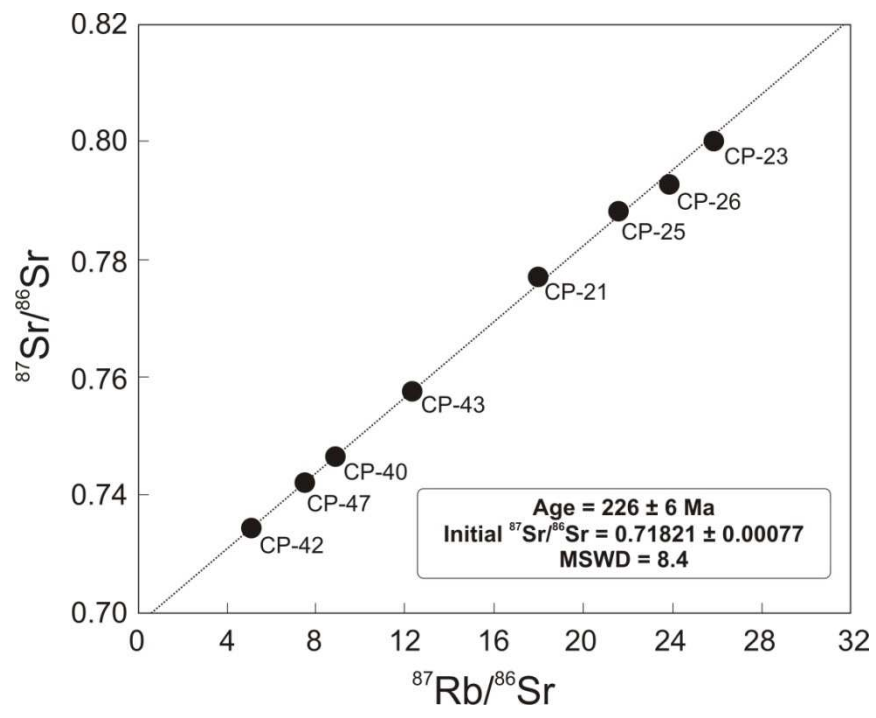


Figure 5

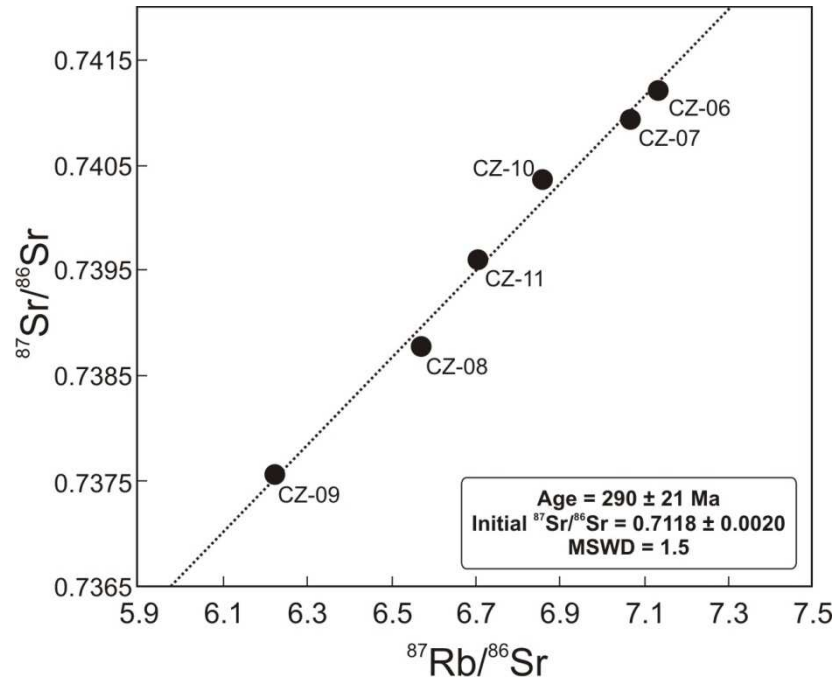


Figure 6

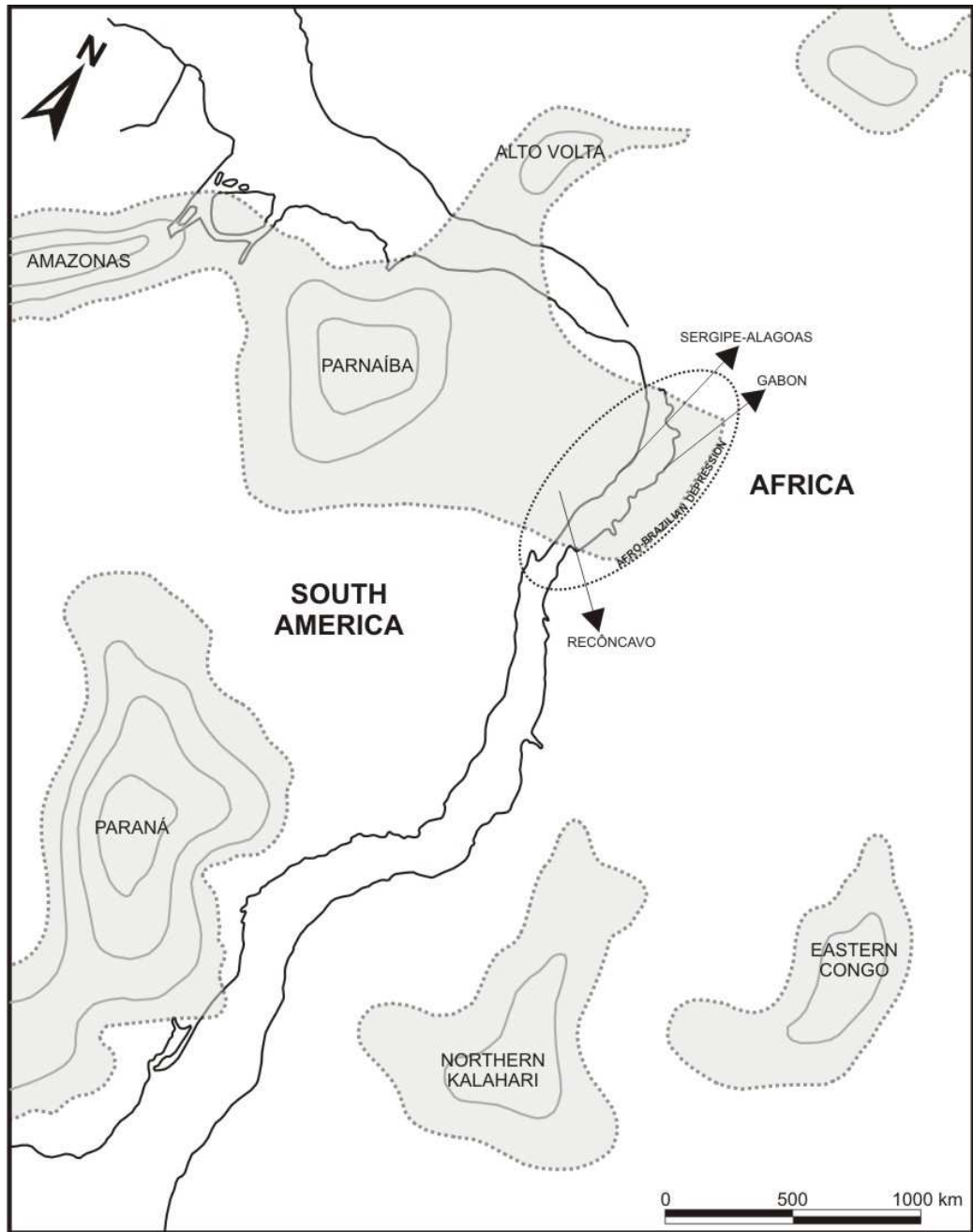


Figure 7

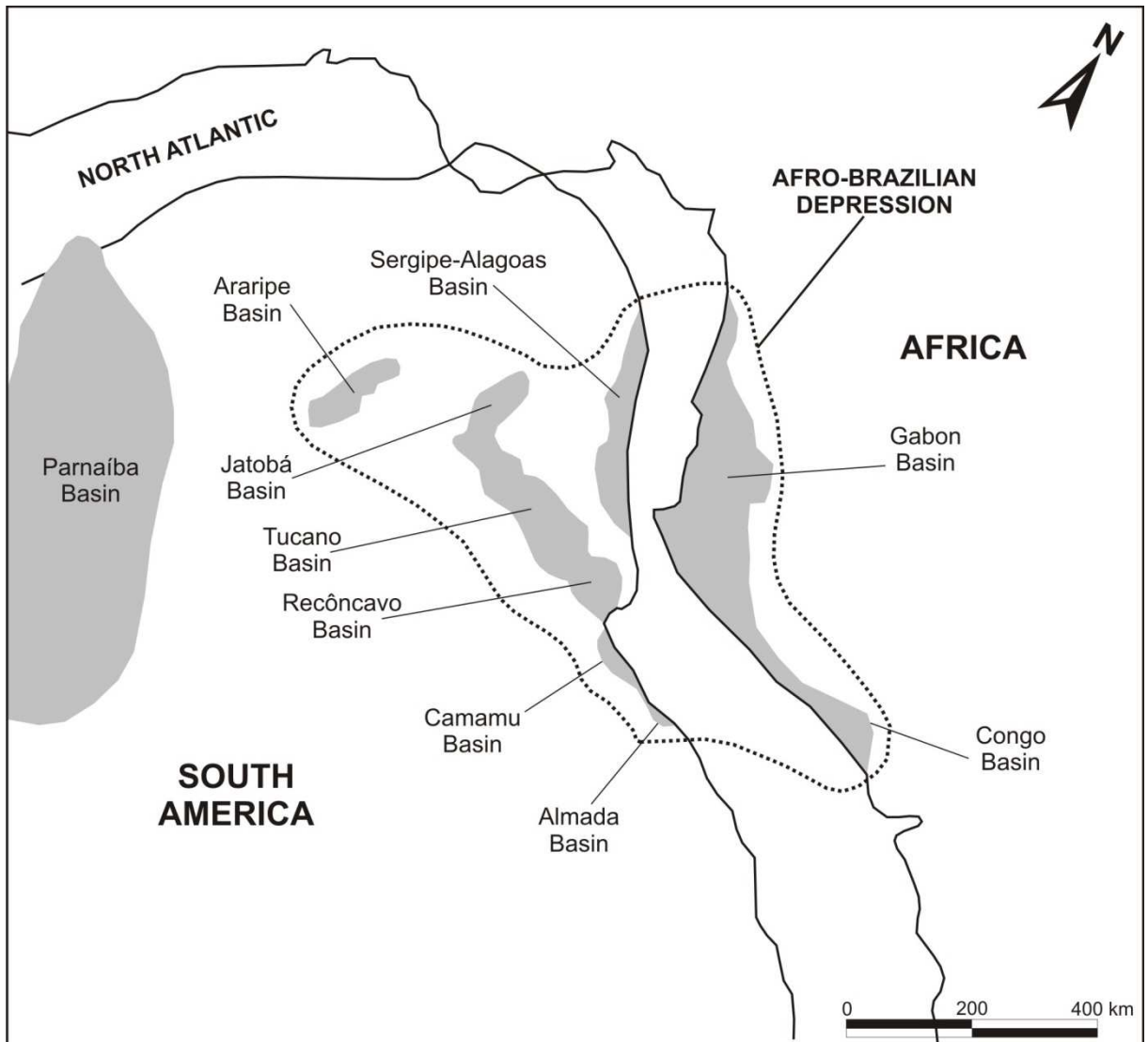


Figure8

GEOCHRONOLOGY			PARNAÍBA BASIN	RECÔNCAVO BASIN	SERGIPE-ALAGOAS BASIN	
200 Ma	MESOZOIC	TRIASSIC	NEO	MOSQUITO FORM.	ALIANÇA FORM.	BANANEIRAS FORM.
			MESO	SAMAMBAIA FORM.		
			EO	MOTUCA FORM.		
280 Ma	PALEOZOIC	PERMIAN	PEDRA DE FOGO FORM.	AFLIGIDOS FORM.	ARACARÉ FORM.	

Figure 9

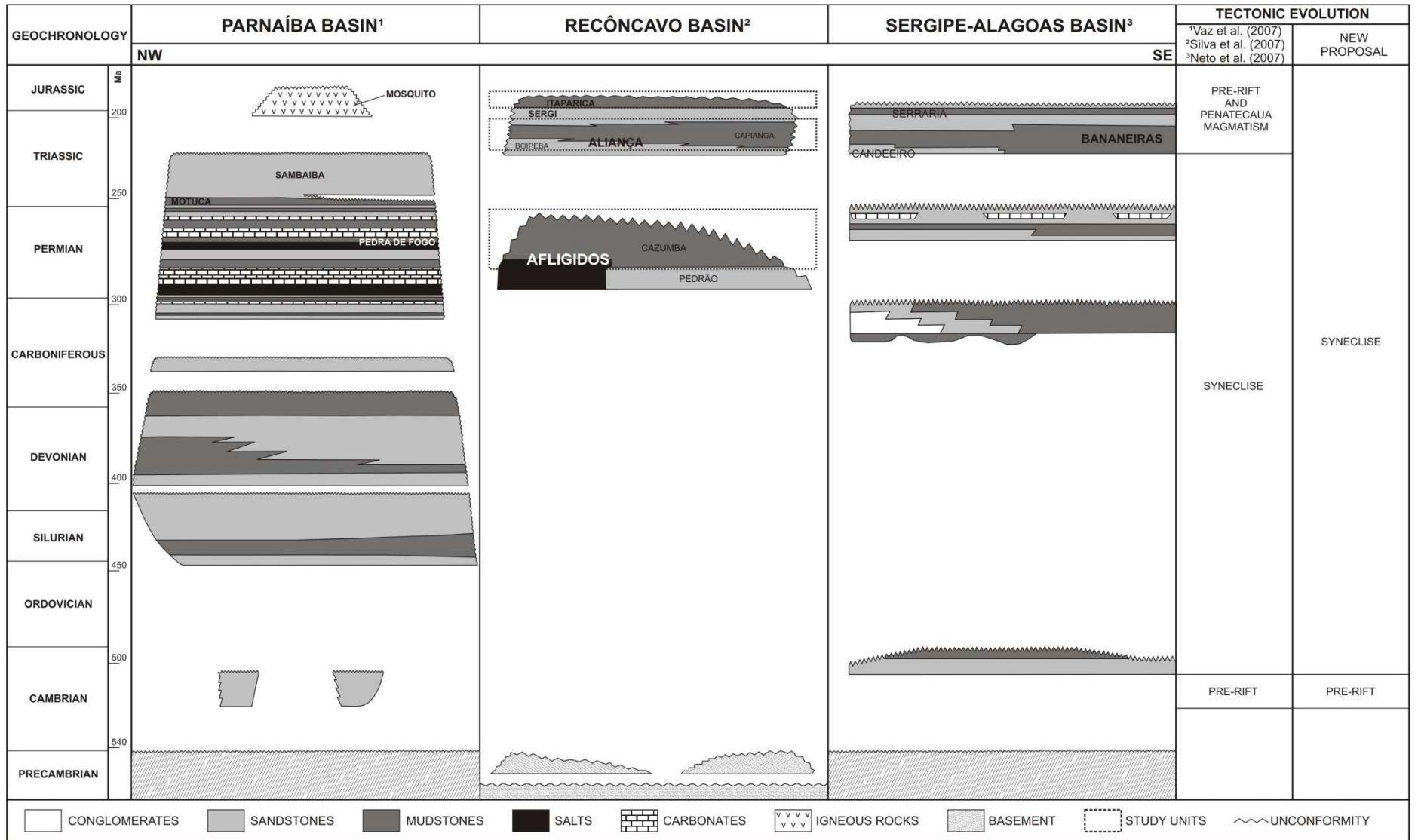


Figure 10

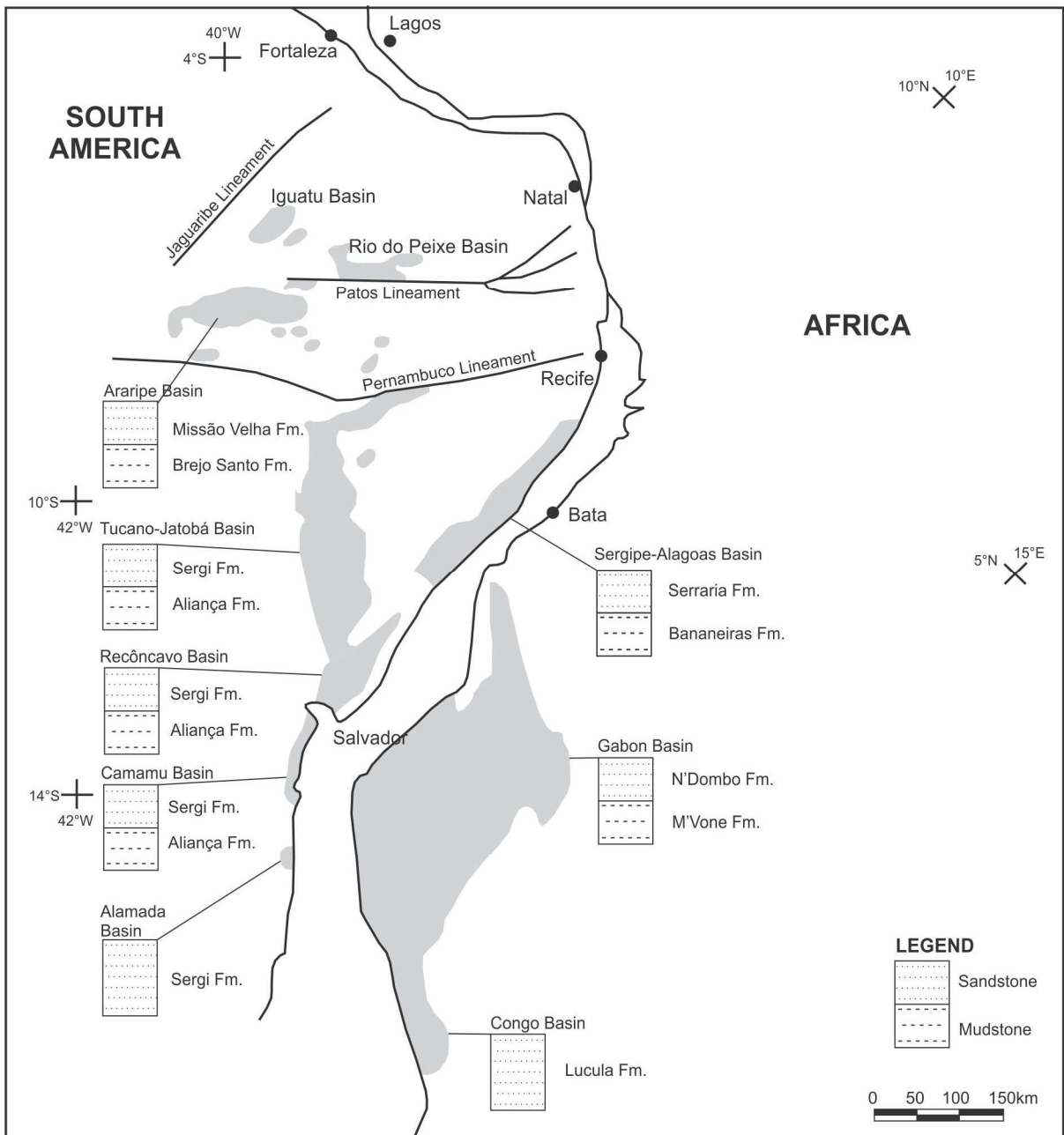


Figure11

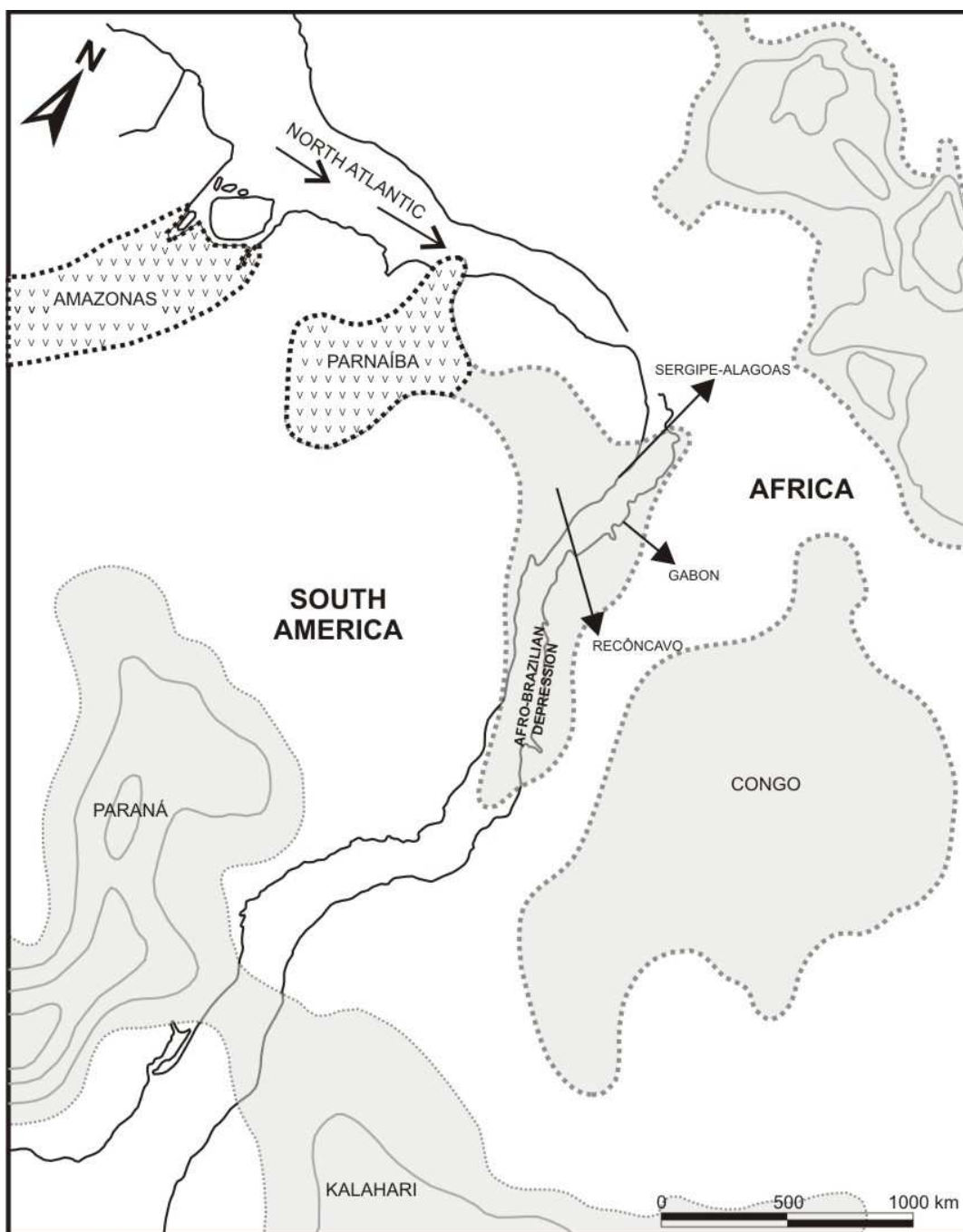


Table 1

Sample Collection	Sample	Location		Sedimentary Unit
		UTM N	UTM E	
Point 01	IT-01 a 10	546870	8655130	Itaparica Formation
Point 02	CP-01 a 12	534571	8431110	Aliança Formation – Capianga Member
Point 03	CP-20 a 31	533706	8642640	Aliança Formation – Capianga Member
Point 04	CP-40 a 50	529503	8625302	Aliança Formation – Capianga Member
Point 05	CZ-01 a 11	528556	8626290	Afligidos Formation – Cazumba Member

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Table 2

Sedimentary Unit	Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error
Itaparica Formation (IT)	01	239.85	239.85	0.6614	0.0066	0.71746	0.00005
	03	326.15	326.15	0.5534	0.0086	0.71736	0.00002
	06	70.06	70.06	3.9159	0.0386	0.72831	0.00001
	08	14.46	14.46	18.1422	0.3938	0.76715	0.00002
	10	313.41	313.41	0.7420	0.0099	0.71771	0.00005
Aliança Formation Capianga Member (CP)	21	101.39	16.62	17.9126	0.1725	0.77707	0.00001
	23	93.67	10.69	25.8180	0.3847	0.79995	0.00001
	25	104.72	14.28	21.5586	0.2224	0.78826	0.00002
	26	106.60	13.13	23.8824	0.3283	0.79281	0.00002
	40	91.78	30.47	8.8091	0.0779	0.74648	0.00001
	42	98.85	56.98	5.0662	0.0443	0.73452	0.00000
	43	93.66	22.31	12.2991	0.1111	0.75746	0.00001
Afligidos Formation Cazumba Member (CZ)	47	84.03	32.98	7.4495	0.1149	0.74237	0.00000
	06	153.22	62.76	7.133	0.063	0.74122	0.00002
	07	124.86	51.60	7.071	0.056	0.74094	0.00003
	08	128.57	57.17	6.570	0.055	0.73879	0.00002
	09	145.53	68.30	6.223	0.052	0.73756	0.00002
	10	150.16	63.94	6.862	0.058	0.74036	0.00001
	11	138.77	60.45	6.707	0.055	0.73960	0.00001

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

7.3. ARTIGO III

Título:

Whole rock geochemistry and isotopic compositions of Sr and Nd in pre-rift samples of the Camamu Basin, northeastern Brazil

Autores:

Diogo Rodrigues Andrade da Silva

Ana Maria Pimentel Mizusaki

Edison José Milani

Paulo da Silva Milhomem

Koji Kawashita

Submissão:

Março de 2010

Revista:

Journal of South America Earth Sciences

Zimbra**diogo.rodriques@cprm.gov.br**[±](#) Font size [-](#)

Editor handles SAMES-D-11-00032

De : Journal of South American Earth Sciences <kellogg@geol.sc.edu>

Ter, 29 de Mar de 2011 03:29

Remetente : ees sames 0 101f48 4e175bcf <ees.sames.0.101f48.4e175bcf@eesmail.elsevier.com>**Assunto :** Editor handles SAMES-D-11-00032**Para :** diogo rodriques <diogo.rodriques@cprm.gov.br>

Ms. Ref. No.: SAMES-D-11-00032

Title: Whole rock geochemistry and isotopic compositions of Sr and Nd in pre-rift samples of the Camamu Basin, northeastern Brazil

Journal of South American Earth Sciences

Dear diogo,

Your submission "Whole rock geochemistry and isotopic compositions of Sr and Nd in pre-rift samples of the Camamu Basin, northeastern Brazil" will be handled by Special Issue Co-Guest Editor Miguel Basei, Ph.D..

You may check the progress of your paper by logging into the Elsevier Editorial System as an author at <http://ees.elsevier.com/sames/>.

Your username is: diogo.rodriques

If you need to retrieve password details, please go to:

http://ees.elsevier.com/sames/automail_query.asp

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System

Journal of South American Earth Sciences

For further assistance, please visit our customer support site at <http://support.elsevier.com>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

Manuscript Number: SAMES-D-11-00032

Title: Whole rock geochemistry and isotopic compositions of Sr and Nd in pre-rift samples of the Camamu Basin, northeastern Brazil

Article Type: Full Length Article

Keywords: pre-rift; sedimentary rocks; geochemistry; isotopes; provenance.

Corresponding Author: Msc. Diogo Rodrigues Andrade da Silva, Msc

Corresponding Author's Institution: Serviço Geológico do Brasil/CPRM

First Author: Diogo Rodrigues Andrade da Silva, Msc

Order of Authors: Diogo Rodrigues Andrade da Silva, Msc; Ana Maria P Mizusaki, Doctor; Edison J Milani, Doctor; Paulo S Milhomem, Doctor; Koji Kawashita, Doctor

Abstract: Chemical compositions in whole rock, together with isotopic correlations of Sr and Nd in samples of sedimentary rocks, have been considered useful parameters to estimate not only their provenance but also to make inferences about the depositional environment and weathering processes. The sedimentary units of the basal portion of the northeastern basins of the Brazilian continental margin, particularly those of the pre-rift sequence, have become subject of interest for a study based on chemical and isotopic data, since they lack fossil content to establish their age. The chemical composition in total rock in terms of major and trace elements, and Sr and Nd isotopic compositions of five outcrops attributed to the pre-rift supersequence of the Camamu Basin was analyzed with the purpose of characterizing and obtaining further information that would allow a better correlation amongst the sites studied. By analyzing the chemical composition of the samples, it was inferred that the outcrops studied represented the same sedimentary unit and that they might be correlated to the Capianga Member of the Aliança Formation of the Recôncavo Basin. The chemical index of alteration (CIA) showed the presence of conditions associated with a humid tropical/subtropical climate. The use of Nd isotopes for provenance purposes indicated the Paleoproterozoic rocks of the Sao Francisco craton as source area. This shows that the combined chemical and isotopic analyses can be useful to characterize and correlate lithologically homogeneous sequences.

Suggested Reviewers: Anderson Maraschin Doctor
Centro de Excelência em Pesquisa sobre Armazenamento de Carbono (CEPAC), Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (PUC-RS)
anderson.maraschin@pu.rs.br
has a long experience with geochemistry and radiometric dating applied to sedimentary rocks

Antônio Thomaz Filho Doctor
Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP)
anthoniothomaz@ig.usp.br
is the most important brazilian researcher concerning application of Rb-Sr methodology to sedimentary rocks

André W. Borba Doctor
MP - Ministério Público do RS
awborba@mp.rs.gov.br
has a long experience with geochronology and basin analysis

Carla Klein Doctor
Geological Survey of Brazil/CPRM
carla.klein@cprm.gov.br
has a long experience with geochemistry and isotope geology

Opposed Reviewers:

Porto Alegre (RS, Brazil), March 28, 2011

Dr. James N. Kellog
Editor-in-Chief
Journal of South American Earth Sciences

Dear Dr. Kellog,

Please, find attached the revised manuscript “**Whole rock geochemistry and isotopic compositions of Sr and Nd in pre-rift samples of the Camamu Basin, northeastern Brazil**”, authors: Diogo Rodrigues da Silva, Ana Maria Mizusaki, Edison Jose Milani, Paulo da Silva Milhomen and Koji Kawashita.

The manuscript was prepared following the JSAES guide authors.

As reviewers we propose:

- **Dr. Anderson Maraschin** (has a long experience with geochemistry and radiometric dating applied to sedimentary rocks) – Pontificia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, Centro de Excelência em Pesquisa sobre Armazenamento de Carbono (CEPAC) - Av. Ipiranga, 6681 Prédio 96J - Partenon - 90619-900 - Porto Alegre (RS) - Brazil – e-mail: anderson.maraschin@pucrs.br

- **Dr. Anthonio Thomaz Filho** (is the most important brazilian researcher concerning application of Rb-Sr methodology to sedimentary rocks) – Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, Cidade Universitária – 05508-080 – São Paulo (SP) - Brazil – e-mail: anthoniothomaz@globocom.com

- **Dr. Andre Weissheimer de Borba** (has a long experience with geochronology and basin analysis) – MP - Ministério Público do RS – Rua Andrade Neves 106 – 17º andar - Centro - 90010-210 - Porto Alegre (RS) – Brazil – e-mail: awborba@mp.rs.gov.br

- **Dr. Carla Klein** (has a long experience with geochemistry and isotope geology) - Geological Survey of Brazil/CPRM – Rua Banco da Província, 105 – Santa Teresa – 90840-030 – Porto Alegre (RS) – Brazil – e-mail: carla.klein@cprm.gov.br

Thanks for your interest and please let us know if you need more information or have any doubt.

Sincerely,

Diogo Rodrigues Andrade da Silva
Geologist, Msc

*Research Highlights

1. Chemical compositions in total rock, together with isotopic correlations of Sr and Nd in samples of sedimentary rocks;
2. Pre-rift sequence in the Camamu Basin;
3. Samples analyzed can be classified as Fe-shales;
4. High chemical index of alteration (CIA) values could be associated with a humid tropical or temperate climate with heavy rains;
5. The use of Nd isotopes for provenance purposes indicated the Paleoproterozoic rocks of the Sao Francisco craton as source area.

Whole rock geochemistry and isotopic compositions of Sr and Nd in pre-rift samples of the Camamu Basin, northeastern Brazil

Silva, D.R.A.^{1,2,*}; Mizusaki, A.M.P.^{1,6}; Milani, E. J.³; Milhomen, P.⁴ & Kawashita, K.⁵

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências (IG-UFRGS) - Avenida Bento Gonçalves, 9500 – CEP: 91501-970 – Porto Alegre (RS), Brazil; Tel: +55-51-3308-6379 / Fax: +55-51-3308-6340 (ana.mizusaki@ufrgs.br)

² CPRM/Serviço Geológico do Brasil – Superintendência Regional de Porto Alegre – Rua Banco da Província, 105 – CEP: 90840-030 – Porto Alegre (RS), Brazil (diogo.rodrigues@cprm.gov.br)

³ PETROBRAS – Cenpes – Avenida Horácio Macedo, 950, Cidade Universitária. Rio de Janeiro (RJ), Brazil (ejmilani@petrobras.com.br)
- Rio de Janeiro/RJ – Brazil

⁴ PETROBRAS – Unba - Avenida Antônio Carlos Magalhães, 1113 – CEP: 40.280-000 – Salvador (BA), Brazil (milhomen@petrobras.com.br)

⁵ Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências – Centro de Pesquisas Geocronológicas - Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária – Butantã – CEP: 05508-080 – São Paulo (SP) – Brazil (koji@usp.br)

⁶ CNPq Researcher

* Corresponding author

Abstract

Chemical compositions in whole rock, together with isotopic correlations of Sr and Nd in samples of sedimentary rocks, have been considered useful parameters to estimate not only their provenance but also to make inferences about the depositional environment and weathering processes. The sedimentary units of the basal portion of the northeastern basins of the Brazilian continental margin, particularly those of the pre-rift sequence, have become subject of interest for a study based on chemical and isotopic data, since they lack fossil content to establish their age. The chemical composition in total rock in terms of major and trace elements, and Sr and Nd isotopic compositions of five outcrops attributed to the pre-rift supersequence of the Camamu Basin was analyzed with the purpose of characterizing and obtaining further information that would allow a better correlation amongst the sites studied. By analyzing the chemical composition of the samples, it was inferred that the outcrops studied represented the same sedimentary unit and that they might be correlated to the Capianga Member of the Aliança Formation of the Recôncavo Basin. The chemical index of alteration (CIA) showed the presence of conditions associated with a humid tropical/subtropical climate. The use of Nd isotopes for provenance purposes indicated the Paleoproterozoic rocks of the Sao Francisco craton as source area. This shows that the combined chemical and isotopic analyses can be useful to characterize and correlate lithologically homogeneous sequences.

Keywords: pre-rift, sedimentary rocks, geochemistry, isotopes, provenance.

1. Introduction

Chemical compositions in total rock, together with isotopic correlations of Sr and Nd in samples of sedimentary rocks, have been considered useful parameters to estimate not only their provenance but also to obtain inferences about the depositional

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85

environment and weathering processes. The complexity of this system has been discussed by several authors (Roser, 2000; Taylor, 1985), and the results obtained are interesting especially to help characterize sections of complex stratigraphy.

In this sense, due to wide gaps in knowledge about depositional ages and their complexity in terms of correlation and stratigraphic knowledge, the sedimentary units of the lower portion of the passive continental margin of the Brazilian Northeast have become subject of interest for a study based on chemical and isotopic data. This situation is in the most basal portion and corresponds to the Paleozoic and pre-rift supersequences of the Brazilian marginal basins.

The units of these supersequences are usually homogeneous and (void) lack of diagnostic fossils, making difficult their identification and stratigraphic characterization. The chemical compositions in total rock in terms of major and trace elements, as well as the isotopic compositions of Sr and Nd of five outcrops attributed to the pre-rift supersequence of the Camamu Basin were analyzed. In this basin, it is hard to identify the units associated with the pre-rift, since they are formed of red pelites with incipient lamination and locally with the presence of carbonate nodules. The purpose of the present study was to characterize the outcrops and to obtain further data to allow a better correlation amongst them.

2. Geologic context

The Camamu Basin is located in the coastline of the Brazilian state of Bahia, between parallels 13° and 14° S, and it forms the southern extension of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift system (Fig. 1) With an area of about 13,000 km² (of which emerged 2,000 km²), the Camamu Basin contains some accumulations of oil and gas accumulations on land and at sea, all considered to originate from Eocretaceous lacustrine source rocks of the Morro do Barro Formation (Gonçalves, 2000).

INSERT FIGURE 1

To the north, the border of the Camamu Basin with the Recôncavo and Jacuípe basins is marked by the Barra Fault, an important regional feature that crosses the basin from east to west. The Camamu and Jacuípe basins bound the Sao Francisco craton in its eastern portion. To the south, the border with the Almada Basin is only geographic, where a both structural and stratigraphic continuity between these basins is observed.

The origin of the Camamu Basin, as well as of the remaining Meso-Cenozoic basins of the Brazilian continental margin, is correlated with the process of crustal stretching, which climaxed in the Gondwana breakup and the formation of the Atlantic

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

86 Ocean, following the model of the Brazilian continental margin (Ponte & Asmus, 1976;
87 Asmus & Guazelli, 1981; Chang *et al.*, 1992).

88 The crystalline basement of the Camamu Basin is part of the Sao Francisco
89 craton (Almeida, 1977). It is characterized by the geotectonic units called Jequié Block
90 and Itabuna-Salvador-Curaçá Block (Barbosa & Sabaté, 2002, 2003). These units are
91 potential source areas of the basin and they are formed by a set of Archean and
92 Paleoproterozoic rocks.

93 According to Caixeta *et al.*, (2007), the sedimentary package of the Camamu
94 Basin is formed of five supersequences: Paleozoic, pre-rift, rift, post-rift, and drift (Fig.
95 2).

96 **INSERT FIGURE 2**

97 The tectono-sedimentary evolution of the Camamu Basin might be described as
98 a succession of stages: (1) syncline, which precedes the beginning of the
99 development of the continental margin and comprises continental and marine
100 sediments of Permian age and which correspond, in lithostratigraphic terms, to the
101 Afligidos Formation; (2) pre-rift, which comprises the fluvial-lacustrine sediments of
102 Jurassic/Eocretaceous age of the Aliança, Sergi and Itaípe formations; (3) rift,
103 represented by Eocretaceous lacustrine deposits of the Morro do Barro and Rio de
104 Contas formations; (4) post-rift, which occurred in an environment of a sag-type basin,
105 represented by Aptian transitional sediments of the Taipus-Mirim Formation; and (4)
106 drift, which comprises the marine strata of Cretaceous to Tertiary age of the Algodões,
107 Urucutuca, Rio Doce and Caravelas formations (Netto & Ragagnin, 1990; Gonçalves *et*
108 *al.*, 2000).

109 The pre-rift sequence – of Dom João – Rio da Serra (Neojurassic) age – was
110 originally distributed over a great geographic extension, controlled by the Afro-Brazilian
111 Depression (Estrela, 1972). Lithostratigraphically, the pre-rift section of the Camamu
112 Basin corresponds to the Brotas Group and to the Santo Amaro Group. The Brotas
113 Group includes the Aliança (Boipeba and Capianga members) and Sergi formations,
114 while the Santo Amaro Group is composed of the Itaparica, Água Grande, and
115 Candeias formations.

116 According to Caixeta *et al.* (2007), the sedimentation of this sequence is
117 characterized by sandy clastic sediments and shales deposited by interlaced rivers and
118 with aeolian rework. Lacustrine transgressions of regional nature are expressed by a
119 predominantly pelitic sedimentation, which characterizes the Capianga Member
120 (Aliança Formation) and the Itaparica Formation, units of interest because of their
121 lithology.

122 The sedimentation of this stage is characteristically formed of oxidized, reddish
123 sediments. In the Brazilian Northeast, the pre-rift sedimentation developed in the Afro-
124 Brazilian Depression, named by Cesero *et al.* (1972 *apud* Cesero *et al.*, 1997) and
125 which comprised the area currently occupied by the Sergipe-Alagoas, Camamu and
126 Almada basins, in the south coast of the state of Bahia, including the Recôncavo,
127 Tucano and Jatobá basins and their African counterparts. Stratigraphically, the units of
128 the pre-rift sequence of the basins that developed in the Afro-Brazilian Depression are
129 considered correlated and of Neojurassic age.

130 131 **4. Methodology**

132 133 **4.1. Samples analyzed and analytical procedures**

134 The samples used in the present study were collected at five different outcrops
135 in the Camamu Basin (called Camamu 1, 2, 3, 4, and 5). These outcrops have been
136 considered correlated and belonging to the same sedimentary unit, an assumption that
137 will be investigated. The precise location of the sampling sites is shown in figure 3.

138 **INSERT FIGURE 3**

139 It must be highlighted that due to its stratigraphic location the Camamu 4
140 outcrop (Fig. 4) was deemed to belong to the Aliança Formation, Capianga Member
141 (pre-rift supersequence). As shown in figure 4, there is a local contact with sediments
142 identified as belonging to the Sergi Formation (Figure 2).

143 In the remaining outcrops, there is neither a contact nor a correlation with other
144 units. In all outcrops, the rock is described as being a reddish pelite with incipient
145 plane-parallel lamination, locally with carbonate nodules and associated with a fluvial-
146 lacustrine depositional environment.

147 **INSERT FIGURE 4**

148 Efforts were made to collect pelites that visually showed a lesser degree of
149 weathering alterations. However, the samples always showed evidence of intensive
150 weathering processes and oxidations. Macroscopically, the samples collected at the
151 five sampling sites were reddish argillites, locally with carbonate nodules always with
152 presence of white mica fragments.

153 Around 500 to 700 g of rocks were collected from each sampling site. Care was
154 taken not to contaminate the samples with fragments from other units; carbonate
155 nodules were rejected. A minimum of four samples was collected at each outcrop,
156 always maintaining a minimum distance of 1 m horizontally between each sampling
157 site, according to the methodology by Thomaz Filho & Lima (1979).

158 After being collect in the field, the samples were pounded in an agate mortar
159 and dried at $< 70^{\circ}\text{C}$, to obtain the so-called whole rock (WR) sample. The TR samples
160 were quartered in order to obtain fractions for X-ray diffractometry (XRD), X-ray
161 fluorescence (XRF), and mass spectrometry analyses.

162 163 **4.2. Chemical analysis**

164 Major elements and all trace elements, except for Sr and Nd, were determined
165 in 67 samples by X-ray fluorescence (XRF) technique by using a Rigaku Model RIX
166 2000 device set at 50 kV and 50 mA, in the Laboratory of X-ray Fluorescence of the
167 Geosciences Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS). The
168 samples were prepared as compressed tablets obtained from 10 g of rock powder. The
169 chemical composition (major elements and trace elements) of the samples and their
170 corresponding averages are shown in Tables 1 and 3.

171 172 **4.3. Isotopic analysis**

173 Sm-Nd isotopic analyses were performed in the Center of Geochronological
174 Research of the University of Sao Paulo (CPGeo/USP). Rb-Sr analyses were
175 performed in the Laboratory of Isotopic Geology of the Federal University of Rio
176 Grande do Sul (LGI/UFRGS). Initially, the samples were dried under controlled
177 temperature (up to 70°C) in order to avoid damage to the structure of the clay
178 minerals. The semi-quantitative and quantitative determination of the Rb, Sr, Sm and
179 Nd contents was achieved by X-ray fluorescence. About 0.1 to 0.2 g of powdered rock
180 from each sample was dissolved with HNO_3 and HF in Savilex vials, with the addition of
181 isotopic tracers. Rb, Sr and REEs were separated in cationic exchange AG-50W-X8
182 resin columns (200 to 400 mesh), and Sm was separated from Nd with anionic
183 exchange LN-B50-A resin columns (100 to 200 μm). Isotopic ratios were obtained
184 using a VG SECTOR 54 mass spectrometer, with multi-collection system and 1.0 V ion
185 beam, and Rb-Sr and Sm-Nd results were calibrated respectively against NBS-987
186 (Strontium carbonate, mean 0.71026 ± 0.000014) and La Jolla (mean $0.511859 \pm$
187 0.00001) standards. Blank values were lower than 150 pg for Sr and Sm and 750 pg
188 for Rb and Nd. The isotopic ratios obtained are shown in Tables 2 and 4.

189 190 **4.3. Analysis by X-ray diffractometry**

191 In the present work, X-ray diffractometry was used in order to help in the
192 chemical and isotopic interpretations, with the purpose of identifying clay minerals
193 present in the samples.

194 Analyses were performed in the Laboratory of X-ray Diffractometry of the
195 Institute of Geosciences of the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS). The
196 equipment used was a Siemens diffractometer model Bruker aXS D500 equipped with
197 copper anode, nickel filter, 1° slits, 40 mA current, and 30 KV beam current.

198 Sample preparation followed the procedures described by Alves (1987), with
199 the slides undergoing three preparations, from which three spectra were obtained
200 (standard, glycolated, and calcined); their combined interpretation was used to identify
201 the clay minerals present in the samples, since their physical and chemical
202 characteristics show different responses to the treatments.

203 After these procedures, we performed the analyses, compared the
204 diffractograms, and identified the clay minerals by standard procedure according to
205 Brown & Brindley (1980) from the measure of the height of the major peaks.

207 **5. Results**

209 **5.1. Classification and composition of the rocks analyzed**

210 Macroscopically and as described previously, the samples collected were
211 reddish pelites, locally with carbonate nodules, always with white mica fragments.

212 The mineralogical composition of the clay fraction of the Camamu 2, 3, 4, and 5
213 samples is constituted mainly of illite (I), smectite (S), interstratified illite-smectite (IS)
214 as traces, and possibly quartz and K-feldspar. Kaolinite (K), illite (I), and quartz traces
215 prevailed in the Camamu 1 samples.

216 The rocks analyzed were classified according to the method proposed by
217 Herron (1988), which, according to Roddaz *et al.* (2006), is appropriate for clastic clay
218 rocks (Figure 5).

219 **INSERT FIGURE 5**

220 In the present proposition, most samples analyzed can be classified as Fe-
221 shales. These samples are characterized by high levels of Fe₂O₃ (8–12 %, Tab. 1).

222 **INSERT TABLE 1**

224 **5.2. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratios and the "pseudo-isochrones"**

225 Initially, the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr results of the samples were plotted in an
226 isochron chart (according to Ludwig's model, 2003). The purpose was to verify the
227 possibility of establishing the depositional age, since this method has been applied to
228 basal sections of basins of the Brazilian continental margin, with results that can be
229 correlated with depositional age (Silva *et al.*, 2011a; Silva *et al.*, 2006).

230 The Rb-Sr radiometric method is traditionally used to measure the absolute
231 ages in igneous rocks. In a sedimentary environment, characterized by lower
232 temperatures, the behavior of Rb and Sr ions varies. Rb is more easily adsorbed by
233 clay minerals, whilst Sr tends to be released from the crystalline structure of minerals
234 into interstitial fluids. It is assumed that this feature favors the process of Sr isotope
235 homogenization (i.e., isotope homogenization in sedimentary environment) during
236 sediment deposition (Compston & Pidgeon, 1962; Faure, 1986), a condition required
237 for Rb-Sr radiometric dating to be applied to sedimentary rocks.

238 If the assumption of Sr isotope homogenization in sediments during their
239 deposition is valid, a successful radiometric dating by Rb-Sr technique in sedimentary
240 rocks depends – as pointed out by Mizusaki (1992) and Mizusaki et al. (1998) – on
241 selecting samples with a high content of clay fraction formed primarily of expansive
242 clay minerals such as smectite and interstratified illite-smectite, preferably sampled
243 according to the recommendations of Thomaz Filho & Lima (1979).

244 As shown in figure 6, no isochron chart could be plotted with all results from the
245 isotopic ratios obtained for the five outcrops, due to their great dispersion. Therefore, a
246 selection of points was performed as proposed by Thomaz Filho & Lima (1979). The
247 points selected were plotted once more with the Isoplot statistical software (Ludwig,
248 2003), resulting in an isochrone of 470 ± 17 Ma (Fig. 7). As shown in figure 7, the
249 isotopic values used for obtaining the chart are represented mainly by samples from
250 the Camamu 2, 3, and 4 outcrops.

251 **INSERT FIGURE 6**

252 **INSERT FIGURE 7**

253 Possible reasons for the non-alignment of points of the Camamu 1 and 5
254 samples are:

- 255 • sediment provenance
- 256 • high level of chemical alteration (Tab. 1) when compared to the remaining
257 points
- 258 • slightly different mineralogical composition, especially of the Camamu 1
259 samples. XRD analyses of these samples did not show expansive clay
260 minerals, which favor isotopic homogenization of Sr.

261 In order to obtain preliminary information about the provenance of the units, we
262 plotted a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \times 1/\text{Sr}$ chart, which is being used to indicate contributions from mixed
263 sources. Figure 8 shows that the samples were usually located on the same straight
264 line, indicating a common source. However, some samples of the Camamu 1 and 5
265 outcrops did not fit in and drew a new straight line. This might indicate a contribution
266 from a new source.

267 **INSERT FIGURE 8**

1 268 With regard to the measured age of 470 ± 17 Ma (Fig. 7), it is deemed too old
2
3 269 as depositional age, due to the tectonic models proposed for the Camamu Basin
4
5 270 (Caixeta *et al.*, 2007).

6 271 Therefore, one may hypothesize a "pseudo-isochrone", i.e., the points were
7
8 272 aligned in the chart, but this result has no geochronological significance. Even for the
9
10 273 samples collected at the different outcrops and positioned in individual isochrones, no
11
12 274 actual value was obtained for the sedimentation age. The values obtained were always
13
14 275 higher than expected, considering the current knowledge on this sedimentary section.

15 276 The results obtained can be associated with the abundant presence of detritic
16
17 277 muscovite in the samples, even in the fine fraction. Mica contributed with Sr from the
18
19 278 source rock; moreover, its structure does not allow the isotopic homogenization of Sr
20
21 279 (Mizusaki, 1992), thus, contributing to obtain anomalous results. The results obtained
22
23 280 might be further attributed to a possible contribution of K-feldspar, according to results
24
25 281 of the X-ray diffraction analyses.

26 282 Table 2 shows that $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values are high, evidencing contributions from
27
28 283 fragments of old continental rocks, whose source will be verified next.

29 **INSERT TABLE 2**

30 285

31 **5.2. Characteristics of the total rock geochemistry**

32 286
33 287 The geochemical composition of sedimentary rocks is a complex function of
34
35 288 various variables such as source material, weathering, transportation, physical sorting,
36
37 289 and diagenesis (Middleton, 1960; Piper, 1974; Bhatia, 1983; McLennan, 1989; Cox &
38
39 290 Lowe, 1995). Examples of using geochemical data from sediments for understanding
40
41 291 sedimentary processes such as weathering, provenance, diagenesis, sorting, and
42
43 292 recycling are increasing in the literature because of the sensitiveness of some key
44
45 293 trace elements in identifying minor components that are not readily recognized
46
47 294 petrographically (e.g., Hiscott, 1984; Garver *et al.*, 1996).

48 295 The chemical composition of samples represents their primary mineralogy,
49
50 296 which frequently underwent intense pre- and post-depositional chemical weathering
51
52 297 processes (Nesbitt & Young, 1982). According to Button & Tyler (1979), cations such
53
54 298 as Al, K, Mg, and Rb are always retained in weathering profiles, while cations of
55
56 299 smaller ionic range, such as Na, Ca, and Sr, are rapidly leached and removed from the
57
58 300 system. In addition, the amount of elements that is lost is proportional to the extent of
59
60 301 the weathering. Table 1 shows the results of XRF analyses of samples from selected
61
62 302 outcrops of the Camamu Basin.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

303 The charts were initially drawn based on the abundance of Al_2O_3 and taking into
304 account that the samples come from predominantly clay rocks. The variance charts for
305 the samples show some trends, as seen in figures 9 and 10.

306 **INSERT FIGURE 9**

307 **INSERT FIGURE 10**

308 This suggests that the abundance of elements is controlled by the content of
309 clay minerals. Pelites have higher K_2O and are depleted of Na_2O , revealing a higher
310 proportion of clay minerals, especially illite and interstratified illite-smectite, according
311 to XRD analyses.

312 Although potassium is thought to be highly soluble in water, it tends to be
313 conserved in some pelites because of the chemical stability of illite (Norrish &
314 Pickering, 1983). Illite is relatively resistant to weathering and is potentially stable in
315 soils except under extreme weathering conditions.

316 CaO values are very low (Table 1), which might indicate a very quick alteration
317 of plagioclase, according to criteria of Roser (2000). No traces of plagioclase were
318 found in the fine fraction of the samples.

319 TiO_2 and Al_2O_3 are refractory oxides that are highly resistant to weathering in all
320 but the most extreme environments, for example in long-lived weathering profiles in hot
321 and humid conditions (Hill *et al.*, 2000). This geochemical information contrasts with
322 CaO , Na_2O and Sr, which are relatively mobile and can be easily lost from pelites, Rb
323 tends to be incorporated into clay minerals by adsorption and cation exchange during
324 chemical weathering of fresh continental rock (Nesbitt *et al.*, 1980). There is a strong
325 negative correlation between Na_2O and Rb which indicates that clay minerals in the
326 clay mineral-rich fraction host the Rb. Elevated Rb and depleted CaO and Sr might
327 suggest more intense weathering conditions in the hinterland but could alternatively be
328 explained by a more felsic, Rb-rich source rock. Incompatible elements such as Rb, Y,
329 Th and U are preferentially fractionated into melts during crystallization (e.g. Hall, 1996
330 and references therein) and as a result these elements are enriched in felsic rather
331 than mafic rocks.

332 According to the proposition by Taylor & McLennan (1985), Zr occurs
333 predominantly in the assembly of heavy minerals. The Camamu 1 samples show a
334 significantly increased Zr. Due to the mineralogy (prevalence of kaolinite) and their
335 chemical contents, these samples form the potentially most weathered set, which
336 would explain the higher concentration of resistate minerals, such as zircon.

337 With regard to minor elements, we found that barium (Ba) concentrations are, in
338 average, always higher than those of strontium (Sr). These elements usually tend to

339 accompany calcium (Ca) in detritic minerals, such as feldspar and mica, but they are
340 also found in clay minerals.

341 As shown in table 3, the average chemical compositions (major and trace
342 elements) of the sampling sites were compared among them, as well as with the
343 preliminary results obtained from correlated sedimentary units of Paleozoic and pre-rift
344 sections of the Recôncavo Basin (Silva *et al.*, 2011b). We found that the chemical
345 signatures of the studied Camamu outcrops are very similar not only amongst them,
346 but also to those of the Aliança Formation (Capianga Member), Recôncavo Basin pre-
347 rift (Figure 2, Table 3). This similarity suggests that the sampling points are part of the
348 same sedimentary unit, which is correlated with the Aliança Formation (Capianga
349 Member), thus corroborating the assumption for the Camamu 4 outcrop.

350 The samples of the Aliança Formation (Capianga Member, Silva *et al.*, 2011b)
351 of the Recôncavo Basin are pelites and have kaolinite, illite, smectite, and interstratified
352 illite-smectite as traces in their fine fraction. Based on the average chemical
353 composition of the samples of the Capianga Member, they were classified as
354 Fe-shales (Fig. 5), and according to table 3 the average CIA value is 80.9. These data
355 are further evidences of similarity with the sampling points of the Camamu Basin.

356 INSERT TABLE 3

358 5.3. Chemical Index of Alteration (CIA)

359 The degree of weathering in source rocks can be obtained by various chemical
360 indices, based on the composition in terms of major elements.

361 Herein, in order to measure the degree of weathering, we used the CIA index
362 (Nesbitt & Young, 1982), which is based on the proposition that during chemical
363 weathering the prevailing processes are feldspar degradation and clay minerals
364 formation. The CIA (calculated as $CIA = 100 \times \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O}$) of pelites
365 of the Camamu Basin is given in table 1 and shows that a progressive weathering
366 leads to loss of Na, Ca and K and increases Al values, as highlighted by Andersson *et al.* (2004).

368 The CIA, therefore, could potentially be a useful index to characterize pelites in
369 terms of the degree of weathering of the sediment source and in terms of variable
370 source terrains for the Camamu samples. Worldwide average shale CIA values range
371 between about 70 and 75; fresh granites give values of around 50 (Visser & Young,
372 1990) while extreme weathering could produce values approaching 100. Camamu
373 samples have CIA between 71.63 and 91.03 indicative of a high degradation. The
374 average CIA of Camamu 1 samples is higher, suggesting stronger weathering

375 processes, which is evidenced by the mineralogical composition, in which kaolinite and
376 illite prevail.

377 For Goldberg & Humayun (2010), high CIA values could be associated with a
378 humid tropical or temperate climate with heavy rains, favoring the development of
379 extensive vegetation. Therefore, such could have been the climatic conditions during
380 the pre-rift deposition, since CIA values are elevated and the mineralogical composition
381 indicates high chemical weathering.

382 When plotting the Al/Na ratio x CIA (Fig. 11), the samples are positioned in
383 fields corresponding to intermediate to extreme weathering, although under almost
384 anomalous conditions, since they showed near zero values for Na₂O.

385 Kaolinite-enriched sediments (Camamu 1) coupled with high Sr ratios and low
386 ϵ_{Nd} suggest intense chemical weathering in the hinterland concerning Kessarkar *et al.*
387 (2003).

388 **INSERT FIGURE 11**

390 **5.4. Correlations amongst Nd, provenance and geochemistry**

391 The relatively immobile character of rare earth elements (REE) in most
392 sedimentary processes (DePaolo, 1988; McLennan *et al.*, 1990) allows the application
393 of the Sm-Nd isotopic system to provenance research, even considering a possible
394 slight modification of parameters during the sedimentary cycle (Awwiller & Mack, 1991;
395 Zhao *et al.*, 1992). According to McLennan *et al.* (1990), erosion, transport and
396 deposition processes hardly affect the Sm-Nd system, and the measured ratios and
397 calculated parameters in sedimentary rocks will faithfully reflect the characteristics of
398 the source rock. Therefore, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd isotopic ratios, model age (T_{DM}) and
399 parameters such as ϵ_{Nd} have been used as provenance tracers in recent sediments
400 (McLennan *et al.*, 1990), Paleozoic turbidites (Gleason *et al.*, 1995), and
401 Neoproterozoic siltstones and sandstones (Farmer *et al.*, 2001).

402 Relatively lower ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios (¹⁴⁴Nd is the reference stable isotope) indicate
403 crustal sources, while higher ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios suggest the input of mantle-derived
404 juvenile material (DePaolo, 1988). The difficult visualization of the meaning of Nd ratios
405 is overcome by the ϵ_{Nd} parameter and by mantle extraction ages T_{DM}. Positive or near-
406 zero ϵ_{Nd} values, and T_{DM} values near the crystallization age of an igneous suite,
407 correspond to juvenile, mantle-derived components. On the other hand, negative
408 results and significant difference between ages of extraction (T_{DM}) and crystallization
409 point to contamination by inherited, crustal material.

410 Weathering does not influence Nd isotopes and ϵ_{Nd} correlates well with the clay
411 mineral associations, indicating source rock composition or mixing of source
412 sediments.

413 The T_{DM} model ages for the samples analyzed (Table 4) did not show any
414 directly proportional correlation with ϵ_{Nd} values.

415 **INSERT TABLE 4**

416 Sometimes, the explanation for this non-correlation is the fact that calculation of
417 the T_{DM} model age is based on the idea that the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratio of the Earth's crust is
418 more or less homogeneous (including granitic rocks and detritic sediments) of
419 approximately 0.12 ± 0.02 .

420 Therefore, in the case of the studied samples, whose $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios did not
421 fit this assumption, there might have been a fractionation between Sm and Nd. This
422 means that the T_{DM} model age, calculated based on this ratio, cannot be considered as
423 the age of the Earth's crust formation.

424 As shown in the chart ϵ_{Nd} versus T_{DM} age (Fig. 12), the results show that the
425 samples originate from Paleoproterozoic rocks of the São Francisco craton. This
426 interpretation is based on ϵ_{Nd} values at the time of deposition of the sediments
427 (approximately 150 Ma), since their values are around -25 and -15, a characteristic
428 signature of Paleoproterozoic rocks of the São Francisco craton from the Itabuna-
429 Salvador-Curaçá orogen (Barbosa & Sabaté, 2002; 2003).

430 **INSERT FIGURE 12**

431 **6. Conclusions**

432 The samples collected from outcrops of the Camamu Basin can be described
433 as homogeneous, reddish, micaceous pelites showing dispersed carbonate nodules.
434 They show good chemical and isotopic similarity in terms of total rock and, therefore, it
435 is assumed that they are from the same sedimentary unit. Based on the geochemistry
436 of total rock, this sedimentary unit might also be correlated with the Aliança Formation
437 (Capianga Member), Recôncavo Basin pre-rift.

438 When plotted in classification charts, most of these samples show to be Fe-
439 shales, since Fe_2O_3 values are high.

440 The mineralogical composition based on analyses by X-ray diffractometry
441 (XRD) shows illite, interstratified illite-smectite, smectite, kaolinite, and traces of K-
442 feldspar and quartz. Samples of the Camamu 1 outcrop were kaolinite-enriched,
443 showing a strong weathering process. The CIA is increased and its results allow
444 associating climatic conditions during the depositional age with a humid tropical or
445

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

446 temperate climate, with heavy rains that favored the development of extensive
447 vegetation and strong chemical weathering.

448 The evidences of provenance obtained with Nd isotopes show a contribution
449 from Paleoproterozoic rocks of the São Francisco craton of the Itabuna-Salvador-
450 Curaçá Block (Barbosa & Sabaté, 2002; 2003).

451

452 **Acknowledgements**

453 The first author is grateful to all who contributed to this work. Special thanks are
454 due to the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for
455 the grant awarded at the early period of this doctorate program; to Petrobras for their
456 help and support in the field studies; to the Laboratory of Geochronological Research
457 (LGR) of the Geosciences Institute of the University of São Paulo; and to
458 CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

459

460 **References**

- 461 Almeida, F. F. M., 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*,
462 7(4): 349-364.
- 463 Alves, D. B., 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para
464 análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás.
465 *Boletim de Geociências da Petrobras*, 1 (2): 157-175.
- 466 Andersson, P. O. D., Worden, R. H.; Hodgson, D. M.; Flint, S., 2004. Provenance
467 evolution and chemostratigraphy of a Palaeozoic submarine fan-complex: Tanqua
468 Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 21, p: 555–577.
- 469 Asmus, H. E.; Guazelli, W., 1981. Descrição sumária das estruturas da margem
470 continental brasileira e das águas oceânicas e continentais adjacentes – hipóteses
471 sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de
472 recursos. In: *Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e avaliação*
473 *do potencial de recursos minerais*. Rio de Janeiro,
474 Petrobras/Dnpm/Cprm/Dhn/Cnpq, Série Projeto Remac 9, p. 187-189.
- 475 Awwiller, D. N.; Mack, L. E., 1991. Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in
476 Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf Coast. *Geology* 19:311-314.
- 477 Ball, T.T.; Farmer, G. L., 1998. Infilling history of a Neoproterozoic intracratonic basin:
478 Nd isotope provenance studies of the Uinta Mountain Group, Western United
479 States. *Precambrian Research*, 87:1-18.
- 480 Banner, J. L., 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to the earth
481 surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 65: 141-
482 194.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

483 Barbosa, J. S. F.; Sabaté, P., 2002. Geological features and the paleoproterozoic
484 collision of four archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia,
485 Brazil: a synthesis. Acad. Bras. Cienc., 74(2): 343-359.

486 Barbosa, J. S. F.; Sabaté, P., 2003. Colagem paleoproterozoica de placas arqueanas
487 do Cráton do São Francisco na Bahia. Revista Brasileira de Geociências, 33(1):
488 7-14.

489 Bhatia, M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. The
490 Journal of Geology, 91: 611–627.

491 Brown, G.; Brindley, G. W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral
492 identification. In: Brown, G. & Brindley, G. W. (eds). Crystal Structures of Clay
493 Minerals and their X-ray Identification. Mineral Society of London, 5: 305-359.

494 Button, A.; Tyler, N., 1979. Precambrian palaeoweathering and erosion surfaces in
495 southern Africa: review of their character and economic significance. Econ. Geol.
496 Res. Unit, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Info. Circ. 135, p. 37.

497 Caixeta, J. M.; Milhomem, P. S.; Witzke, R. E.; Dupuy, I. S. S.; Gontijo, G. A., 2007.
498 Bacia de Camamu. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15 (2): 455-46.

499 Cesero, P. de; Ponte, F. C., 1997. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais
500 atlânticos brasileiro e africano. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de
501 Janeiro, 11 (1): 1-18.

502 Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F.; Bender, A., 1992. Tectonics and
503 stratigraphy of the East Brazil rift system: na overview. Tectonophysics, 213: 97-
504 138.

505 Compston, W.; Pidgeon, R. T., 1962. Rubidium-Strontium dating of shales by the
506 whole-rock method. Journal of Geophysical Research, 67: 3493-3502.

507 Cox, R.; Lowe, D. R., 1995. A conceptual review of regional-scale controls on the
508 composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their
509 sedimentary cover: Journal of Sedimentary Research, 65: 1–21.

510 DePaolo, D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin.

511 Estrella, G. O., 1972. O estágio rift nas bacias marginais do Leste Brasileiro. In:
512 Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, Pará. Sociedade Brasileira de
513 Geologia, *Anais*, 3: 29-34.

514 Farmer, G. L.; Espinoza, G.; Morales, M.; Martin, M. W.; Bowring, S. W., 2001. Nd
515 isotope constraints on sources of Neoproterozoic to Early Cambrian siliciclastic
516 sedimentary rocks in northern Sonora. Journal of South America Earth Sciences 14:
517 437 – 446.

518 Faure, G., 1986. Principles of isotope geology. New York, John Wiley & Sons, 587 p.

- 1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
- 519 Fletcher, C. H.; Knebel, H. J.; Kraft, J. C., 1992. Holocene depocenter migration and
520 sediment accumulation in Delaware Bay – submerging marginal marine
521 sedimentary basin. *Marine Geology* 103 (1): 165 – 183.
- 522 Garver, J. I., Royce, P. R.; SMICK, T. A., 1996. Chromium and nickel in shale of the
523 Taconic Foreland: A case study for the provenance of fine-grained sediments with
524 an ultramafic source. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 100–106.
- 525 Gleason, J.D.; Patchett, P.J.; Dickinson, W.R.; Ruiz, J., 1995. Nd isotopic constraints
526 on sediment sources of the Ouachita-Marathon fold belt. *Geological Society of
527 America Bulletin*, 107 (10): 1192-1210.
- 528 Goldberg, K.; Humayun, M., 2010. The applicability of the Chemical Index of Alteration
529 as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin,
530 Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293: 175-183.
- 531 Gonçalves, F. T. T.; Bedregal, R. P.; Coutinho, L. F. C.; Mello, M. R., 2000. Petroleum
532 system of the Camamu-Almada Basin: a quantitative modeling approach. *In*: Mello,
533 M. R. & Katz, B. J. (eds), *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. American
534 Association of Petroleum Geologists Memoir n. 73, p. 257-271.
- 535 Hall, A., 1996. *Igneous petrology*. Harlow: Longman, p. 550.
- 536 Herron, M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from
537 core or log data: *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 820–829.
- 538 Hill, I. G.; Worden, R.H.; Meighan, I.G., 2000. Geochemical evolution of a
539 palaeolaterite: the Interbasaltic Formation, Northern Ireland. *Chemical Geology*
540 166: 65–84.
- 541 Hiscott, R. N., 1984. Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: Trace-element
542 evidence: *Geological Society of America, Bulletin*, 95: 1261–1267.
- 543 Kessarkar, P.M., Rao, V.P., Ahmad, S.M. and Anil Babu, G., 2003. Clay minerals and
544 Sr-Nd isotopes of the sediments along the western margin of India and their
545 implications for sediment provenance. *Marine Geology*, 202: 55-69.
- 546 Ludwig, K. R. *Isoplot/Ex 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley:
547 Berkeley Geochronology Center, 2003. Disponível em:
548 <<http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>>. Acesso em 29 nov. 2006.
- 549 McLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of
550 provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy*, 21: 169–200.
- 551 McLennan, S.M.; Taylor, S.R.; McCulloch, M.T.; Maynard, J.B., 1990. Geochemical
552 and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate-
553 tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.
- 554 Middleton, G. V., 1960. Chemical composition of sandstones: *Geological Society of
555 America, Bulletin*, 71: 1011–1026.

- 1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
- 556 Mizusaki, A. M. P., 1992. Comportamento do Rb e do Sr em sedimentos recentes:
557 implicação na datação radiométrica de rochas sedimentares. São Paulo, 140 p.
558 Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- 559 Mizusaki, A. M. P.; Kawashita, K. & Thomaz Filho, A., 1998. Razão Isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
560 em Sedimentos Recentes: Implicações na Datação Radiométrica das Rochas
561 Sedimentares. *Pesquisas*, 25 (1): 75-88.
- 562 Nesbitt, H. W., Markovics, G., & Price, R. C., 1980. Chemical processes affecting
563 alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et*
564 *Cosmochimica Acta*, 44(11), 1659–1666.
- 565 Nesbitt, H. W.; Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions
566 inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715–717.
- 567 Netto, A. S. T.; Ragagnin, G. M., 1990. Compartimentação exploratória da Bacia de
568 Camamu, Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal. *Anais...*
569 *Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 1, p. 171-182.
- 570 Norrish, K.; Pickering, J. G., 1983. Clay minerals. *Soils, an Australian viewpoint*,
571 Melbourne: CSIRO, pp. 281–308.
- 572 Oliveira, E. P.; McNaughton, N. J.; Armstrong, R., 2010. Mesoarchaean to
573 Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna–Salvador–
574 Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Geological Society, London, Special*
575 *Publications*, 338: 263–286.
- 576 Oliveira, E. P.; Windley, B. F.; Neal J. McNaughton, N. J.; Pimentel, M.; Fletcher, I. R.,
577 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the
578 Palaeoproterozoic Itabuna–Salvador–Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil:
579 new zircon (SHRIMP) and Sm–Nd (model) ages and their significance for orogen-
580 parallel escape tectonics. *Precambrian Research* 128: 143–165.
- 581 Piper, D.Z., 1974, Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary: *Chemical*
582 *Geology*, 14: 285–304.
- 583 Ponte, F.C.; Asmus, H.E., 1976. The Brazilian Marginal Basins: current state of
584 knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48: 215-239.
- 585 Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Boucayrand, C. and Herail, G., 2006.
586 Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: Insights
587 from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments.
588 *Chemical Geology*, 226(1): 31-65.
- 589 Roser, B., 2000. Whole rock geochemistry studies of clastic sedimentary suites. *Mem.*
590 *Geol. Soc. Jap.*, 57: 73-89.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

591 Servaraj, K.; Arthur, C.C., 2006. Moderate Chemical weathering of subtropical Taiwan:
592 constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. *J.*
593 *Geol.* 114: 101–116.

594 Silva, D. R. A. ; Mizusaki, A. M. P. ; Milani, E. ; Tassinari, C. C., 2006b. Idade
595 deposicional da Formação Bananeiras (Bacia de Sergipe-Alagoas): uma aplicação
596 do método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares. *Boletim de Geociências*
597 *da Petrobras*, 14 (2): 235-245.

598 Silva, D. R. A. ; Mizusaki, A. M. P. ; Milani, E.; Milhomem, P. S.; Pimentel, M., 2011a.
599 Determination of depositional age of Paleozoic and pre-rift supersequences of the
600 Recôncavo Basin in northeastern Brazil by applying Rb-Sr radiometric dating
601 technique to sedimentary rocks. *Journal of South America Earth Sciences*, no
602 prelo.

603 Silva, D. R. A. ; Mizusaki, A. M. P. ; Milani, E., 2011b. Geoquímica de rocha total e
604 isótopos de Sr e Nd na seção pré-rifte/rifte da Bacia do Recôncavo, nordeste do
605 Brasil (em preparação).

606 Taylor, S. R.; McLennan, S. M., 1985. *The continental crust: its composition and*
607 *evolution.* Blackwell Scientific, Oxford, 312 p.

608 Thomaz Filho, A.; Lima, V. Q., 1979. *Datação radiométrica de rochas sedimentares*
609 *pelíticas pelo método Rb-Sr.* Rio de Janeiro: Petrobras. CENPES. Relatório
610 interno.

611 Visser, J. N. J.; Young, G. M., 1990. Major element geochemistry and paleoclimatology
612 of the Permo-Carboniferous glacial Dwyka Formation and post-glacial
613 mudrocks in southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*
614 81: 49-57.

615 Zhao, J. X., McCulloch, M. T.; Bennett, V. C., 1992. Sm-Nd and UPb zircon isotopic
616 constraints on the provenance of sediments of the Amadeus Basin, central
617 Australia: evidence for REE fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56:
618 921-940.

619

620 **Figure Captions**

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

621

622 Figure 1 - Location map of the Camamu Basin, northeast Brazil

623

624 Figure 2 – Stratigraphic chart of the Camamu Basin (modified from Caixeta *et al.*,
625 2007).

626

627 Figure 3 – Map of the Recôncavo Basin and location of the sampling sites.

628

629 Figure 4 – Detailed photograph of the Camamu 4 outcrop.

630

631 Figure 5 – Classification of the rocks analyzed (modified from Herron, 1988).

632

633 Figure 6 – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chart.

634

635 Figure 7 – Refined isochron diagram for the samples of the Camamu Basin, according
636 to Ludwig's model (2003).

637

638 Figure 8 – Scatter plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $1/\text{Sr}$ concentration.

639

640 Figure 9 – Variation of major elements (oxides) with Al_2O_3 .

641

642 Figure 10 – Variation of trace elements with Al_2O_3 .

643

644 Figure 11 - Scatter plot of Al/Na ratio versus chemical index of alteration - CIA
645 (modified from Servaraj and Arthur, 2006).

646

647 Figure 12 - ϵ_{Nd} vs. Time (DePaolo, 1981) with the studied samples.

648

649 **Table Captions**

1
2 650

3 651 Table 1 – Chemical composition of the samples collected at the Camamu Basin.

4
5 652 Oxides in % of weight, trace elements in ppm, and CIA in %.

6
7 653

8 654 Table 2 – Rb and Sr isotopic ratios of the Camamu Basin samples. Error values of the

9
10 655 isotope ratios are expressed as absolute SD.

11
12 656

13 657 Table 3 – Average chemical composition of samples of the Camamu Basin and of pre-

14
15 658 rift sedimentary units of the Recôncavo Basin (Source: Silva *et al.*, 2011b). Oxides in %

16
17 659 of weight, and trace elements in ppm.

18
19 660

20 661 Table 4 – Sm and Nd isotopic ratios of the Camamu Basin samples. Error values of the

21
22 662 isotope ratios are expressed as absolute SD.

23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Figure1



Figure 2

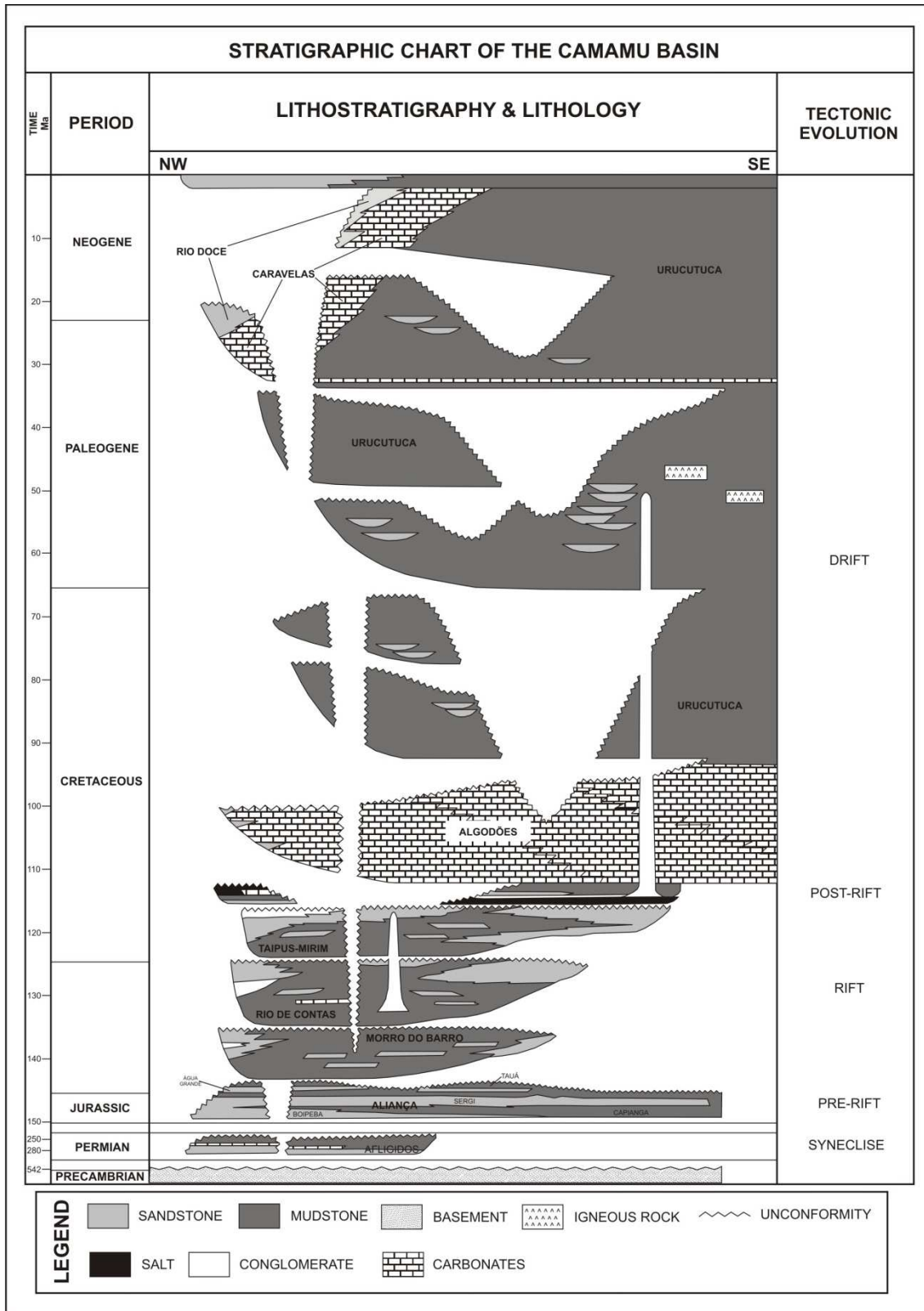


Figure3

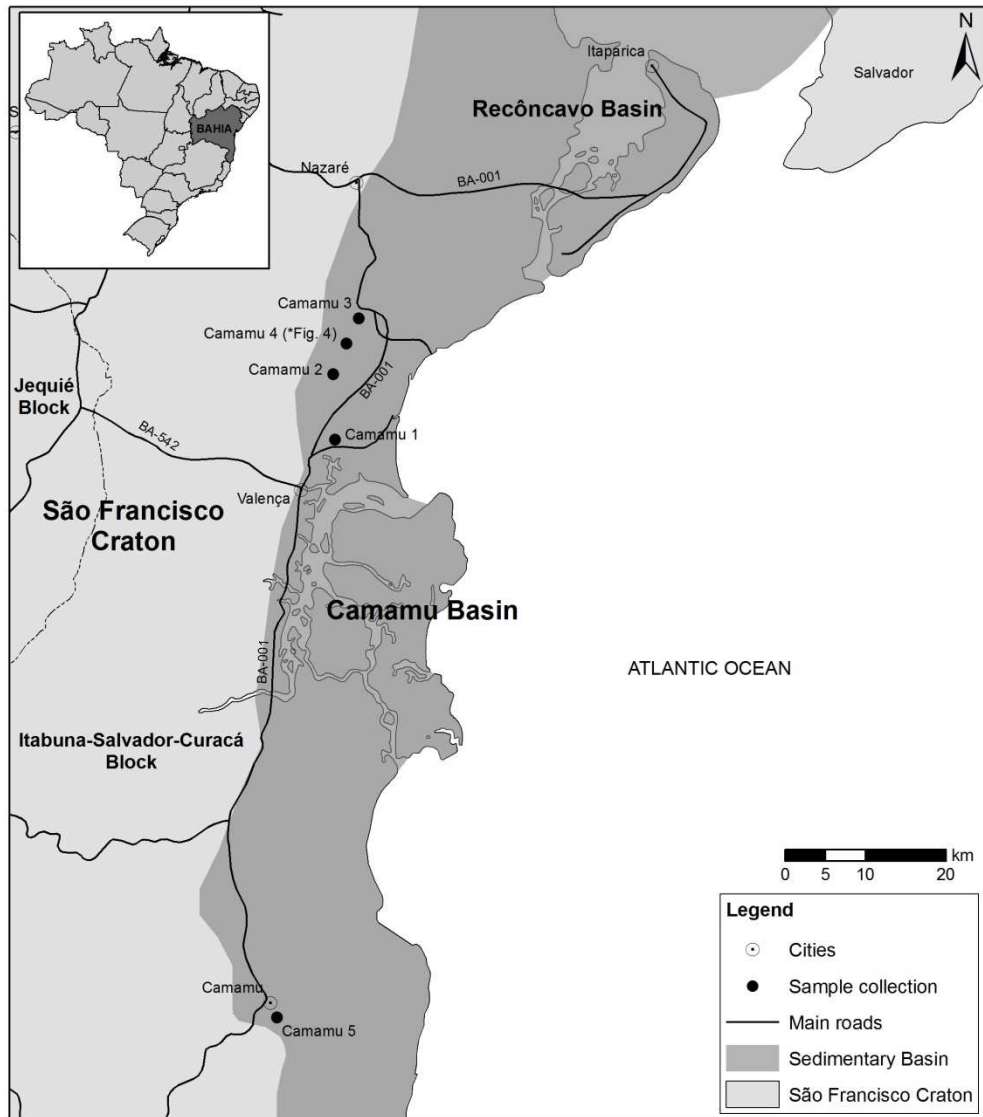


Figure4



Figure5

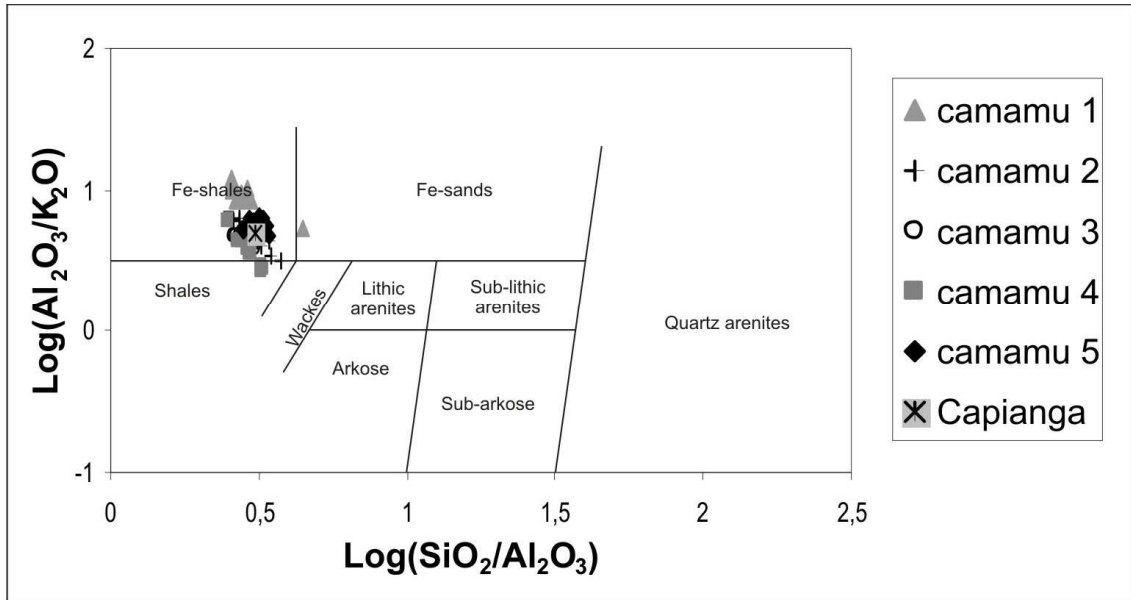


Figure 6

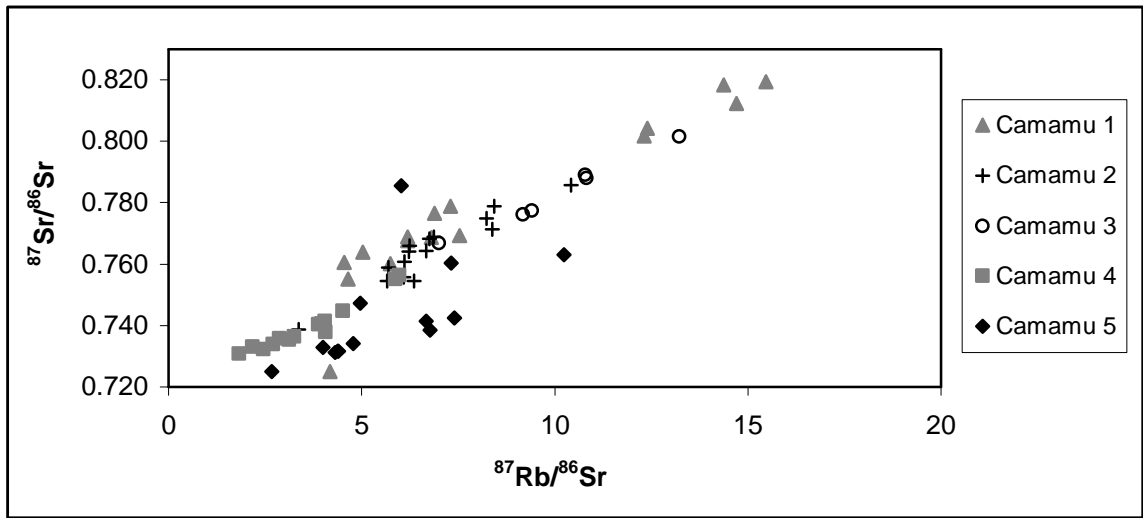


Figure7

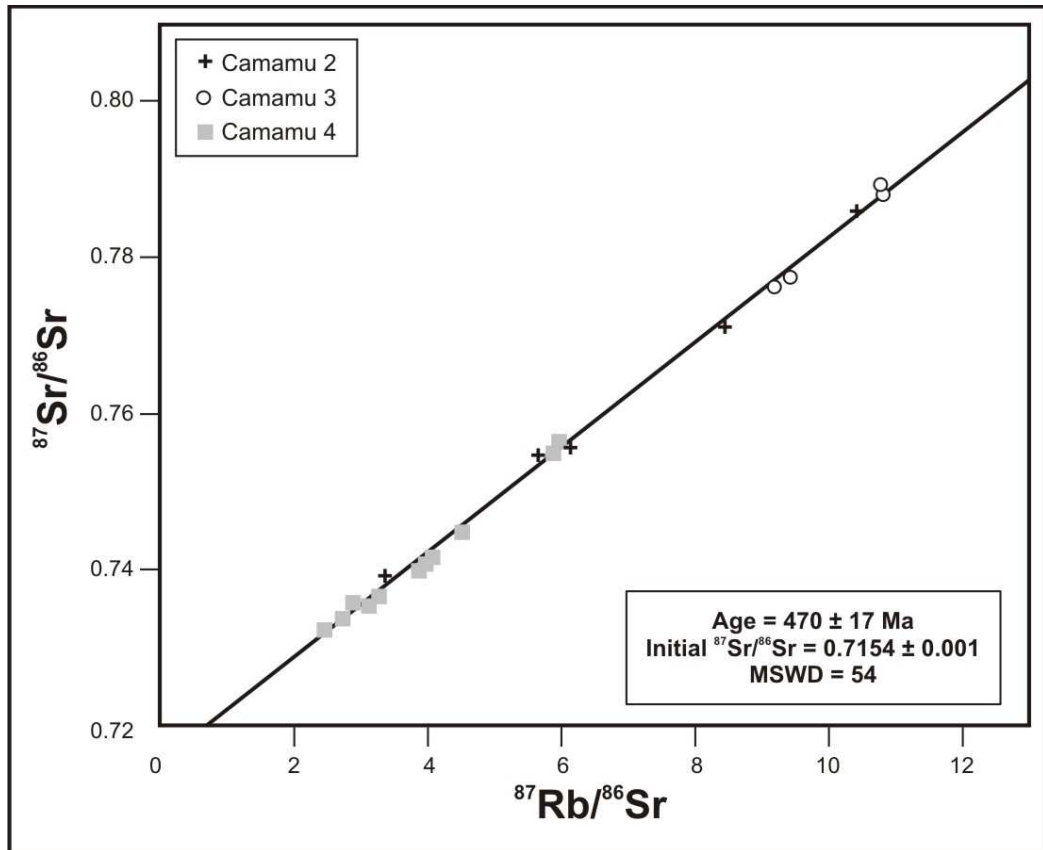


Figure8

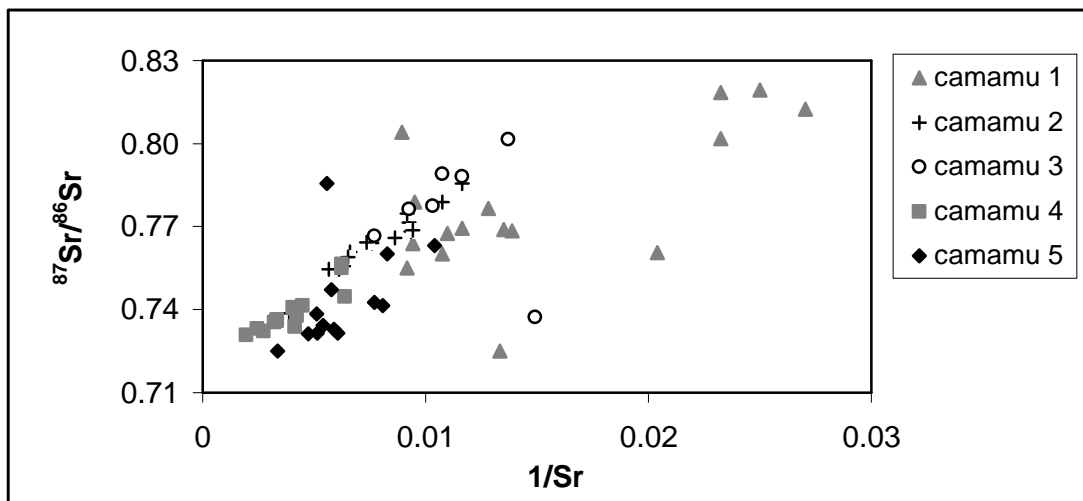


Figure9

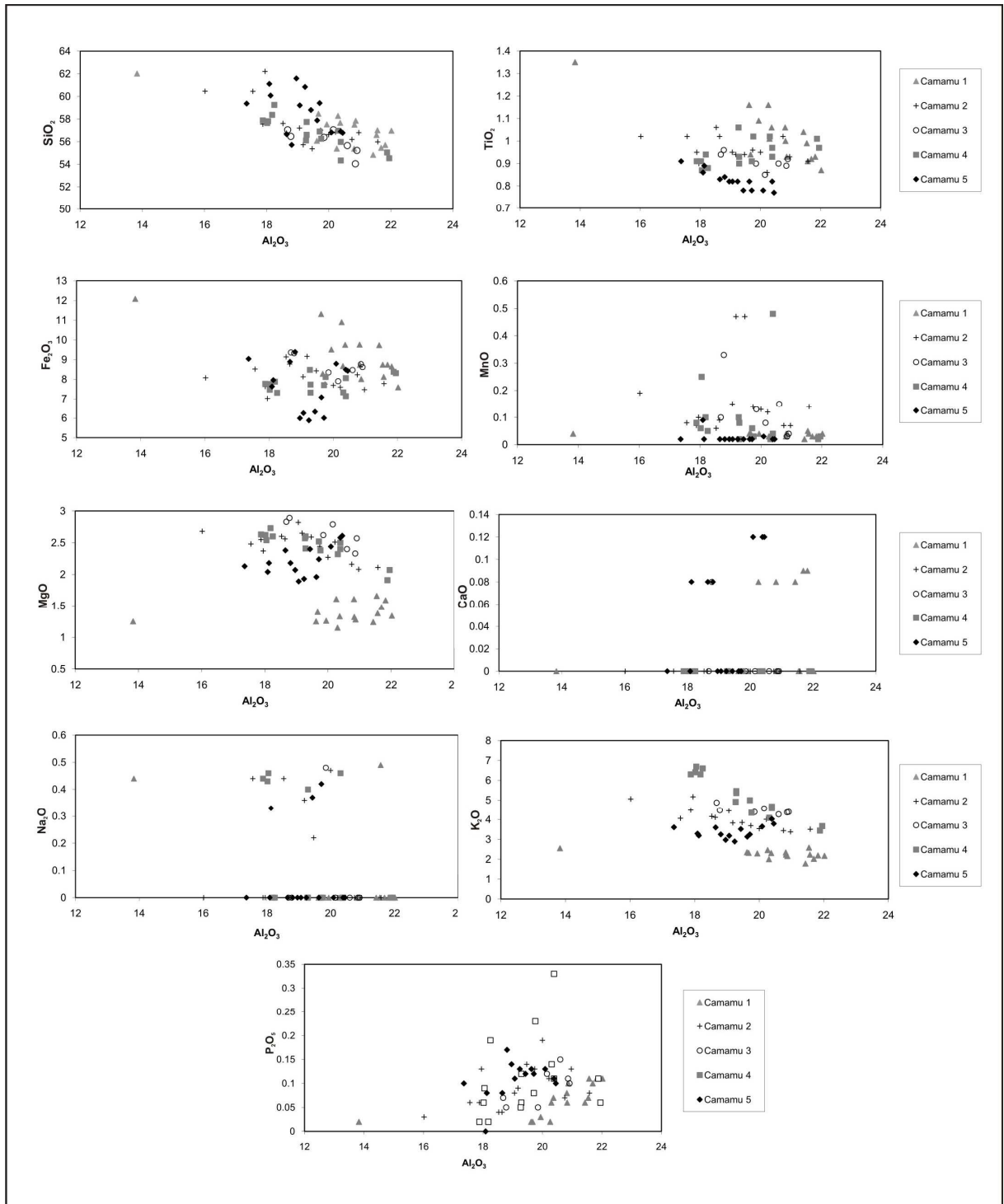


Figure10

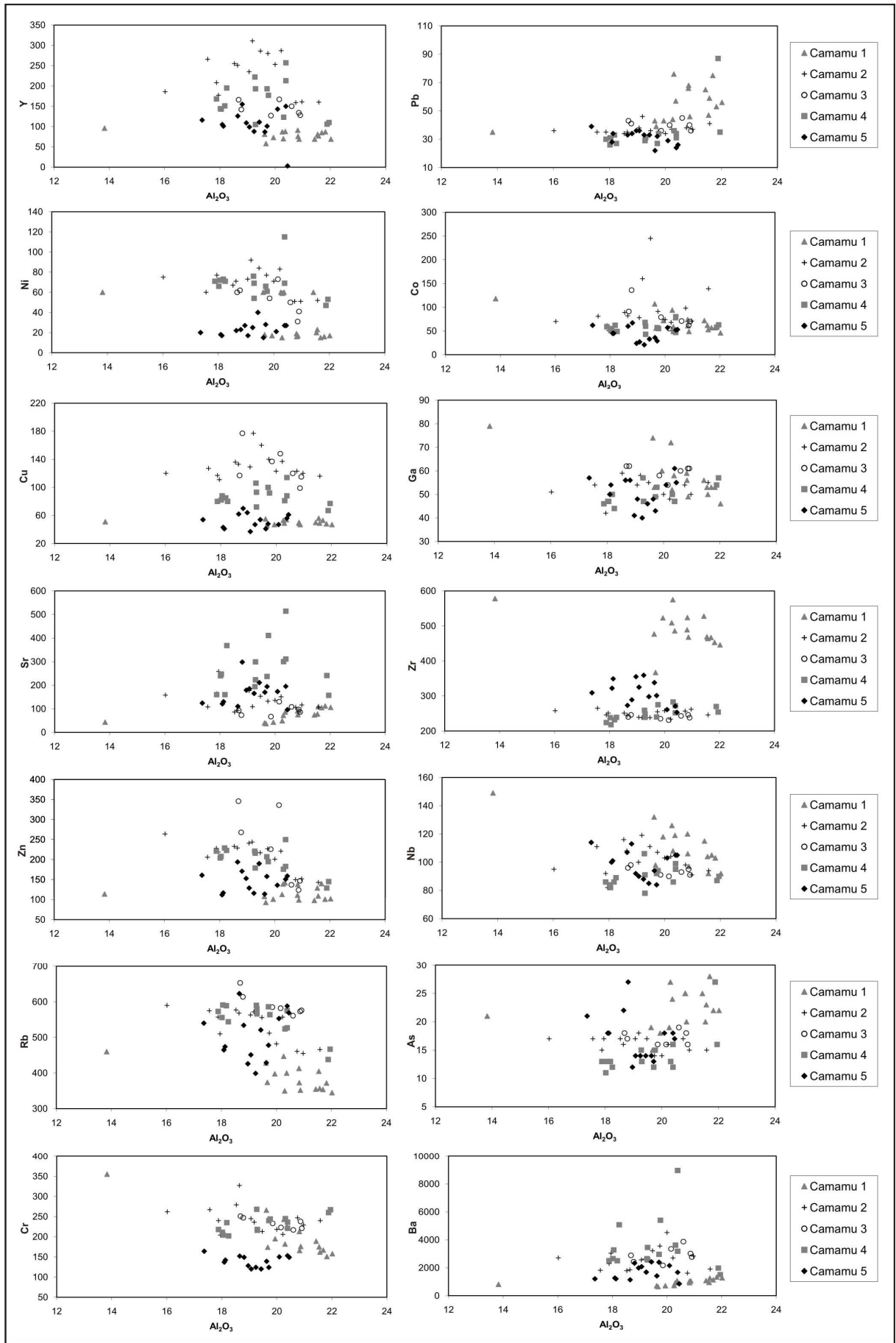


Figure11

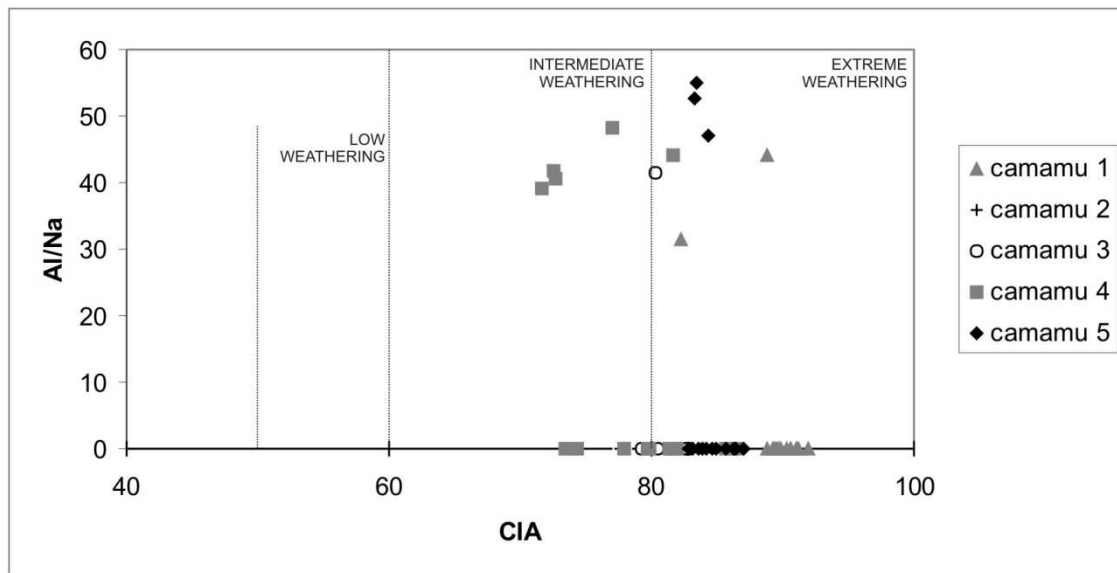


Figure12

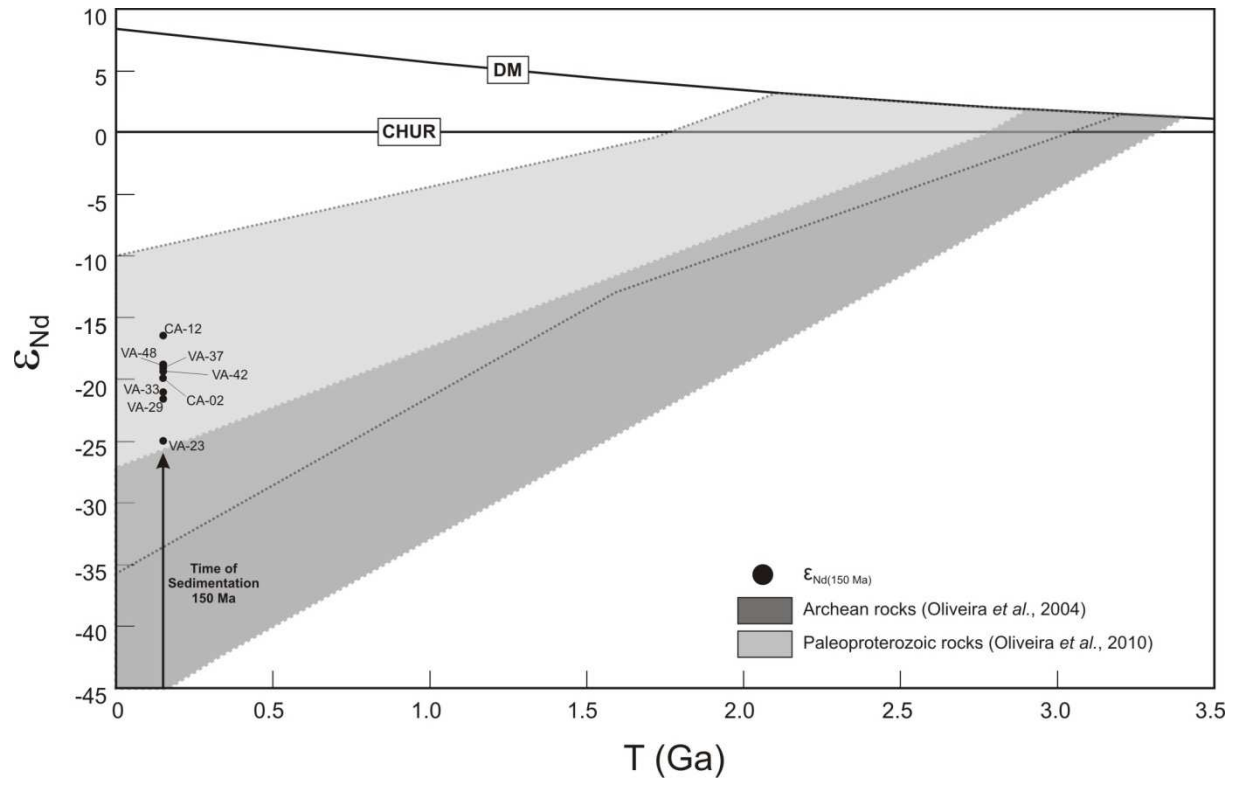


Table1

SAMPLE	MAJOR ELEMENT														TRACE ELEMENT														CIA					
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Y	Pb	Ni	Co	Cu	Ga	Sr	Zr	Zn	Nb	Rb	As	Cr	Ba								
CAMAMU 1																																		
VA 01	56.1	19.6	1.16	11.31	0.04	1.25	0	0	2.4	0.02	7.3	99.08	81	43	60	107	55	74	40	477	108	132	428	19	266	711	89.30							
VA 02	54.8	21.4	1.04	9.73	0.02	1.24	0.08	0	1.8	0.06	8.3	98.49	69	65	60	72	50	56	74	528	98	115	355	25	189	1082	92.01							
VA 03	62	13.8	1.35	12.08	0.04	1.25	0	0.44	2.6	0.02	5.3	98.83	96	35	60	118	51	79	43	578	114	149	460	21	355	810	82.22							
VA 04	57.7	20.4	1.06	9.75	0.04	1.33	0	0	2.3	0.07	7.8	100.4	88	57	60	78	54	58	86	486	142	119	400	24	226	1075	89.81							
VA 05	55.5	21.7	0.92	8.74	0.03	1.48	0.09	0	2	0.1	8.3	98.87	85	75	15	57	53	53	105	467	140	105	354	28	167	1134	91.13							
VA 06	57.5	20.8	1	8.73	0.04	1.32	0	0	2.2	0.06	8	99.7	76	68	16	61	50	56	75	524	138	106	373	25	166	927	90.33							
VA 07	58.3	20.3	1.01	8.67	0.03	1.15	0	0	2	0.06	7.6	99.1	70	76	15	59	49	52	72	575	139	108	350	27	182	912	91.03							
VA 08	55.7	21.8	0.93	8.65	0.03	1.59	0.09	0	2.2	0.11	8.2	99.28	87	53	16	57	48	53	112	453	101	103	372	22	151	1333	90.54							
VA 09	55.4	20.3	1.16	10.9	0.03	1.61	0.08	0	2.5	0.02	7.4	99.32	87	44	60	94	53	72	49	509	113	126	447	19	243	725	88.86							
VA 10	55.4	20.8	1.06	9.76	0.03	1.61	0.08	0	2.3	0.08	7.8	98.99	91	66	19	74	49	59	91	489	111	120	413	25	213	1030	89.59							
VA 11	57.5	19.9	1.09	9.51	0.04	1.26	0	0	2.3	0.03	7.3	99	73	43	17	72	47	60	43	523	101	118	398	18	195	716	89.70							
VA 12	57.9	20.9	0.93	8.01	0.04	1.28	0	0	2.2	0.1	7.8	99.06	69	46	17	49	47	49	93	468	99	97	352	20	176	1066	90.62							
VA 13	57	22	0.87	7.59	0.04	1.34	0	0	2.2	0.11	8.2	99.29	69	56	17	46	47	46	106	446	102	92	345	22	158	1277	91.03							
VA 14	56.6	21.5	0.99	8.74	0.05	1.66	0	0	2.6	0.07	7.8	100.1	81	47	20	62	56	53	78	469	129	104	405	20	175	952	89.30							
VA 15	58.5	19.7	0.94	8.28	0.04	1.4	0	0	2.3	0.02	7.2	98.31	58	39	18	56	46	53	37	367	93	98	374	15	174	649	89.45							
VA 16	57	21.6	0.91	8.12	0.04	1.38	0	0.49	2.2	0.11	8	99.89	77	59	23	53	49	50	109	464	109	92	357	23	162	1257	88.80							
CAMAMU 2																																		
VA 17	62.2	18	0.9	7.02	0.1	2.37	0	0	5.2	0.13	5.5	101.3	177	31	77	51	111	42	258	251	219	82	510	17	204	3037	77.64							
VA 18	60.5	16	1.02	8.07	0.19	2.68	0	0	5.1	0.03	5.1	98.58	186	36	75	70	120	51	158	258	264	95	590	17	262	2707	76.00							
VA 19	57.6	17.9	0.95	7.63	0.07	2.55	0	0	4.5	0.06	7	98.18	208	35	71	61	117	46	163	246	228	92	557	15	240	2300	79.96							
VA 20	57.2	19.1	0.95	8.13	0.15	2.82	0	0	4.5	0.08	6.8	99.63	235	38	73	78	129	54	177	239	241	100	563	17	245	2563	81.07							
VA 21	56.8	18.6	1.02	8.77	0.09	2.56	0	0	4.1	0.04	6.7	98.68	251	35	71	82	133	56	93	245	229	108	568	16	327	1854	81.93							
VA 22	57.6	18.5	1.06	9.14	0.06	2.6	0	0.44	4.2	0.04	6.9	100.6	255	34	67	89	136	59	86	251	233	116	577	17	279	1788	80.11							
VA 23	60.5	17.6	1.02	8.52	0.08	2.48	0	0.44	4.1	0.06	6.7	101.4	266	35	60	81	127	54	108	265	206	111	575	17	267	1816	79.60							
VA 24	56.9	20.2	0.86	7.59	0.12	2.51	0	0	4	0.11	7.2	99.41	287	37	83	68	137	48	151	234	221	104	557	16	206	2703	83.45							
VA 25	55.4	19.5	0.94	8.43	0.47	2.59	0	0.22	3.9	0.14	7.4	98.93	286	36	84	245	160	55	153	238	217	111	556	17	213	3218	82.71							
VA 26	55.7	19.2	0.94	9.16	0.47	2.65	0	0.36	3.8	0.09	7.3	99.8	311	46	92	160	177	58	109	238	244	119	572	18	236	2624	82.07							
VA 27	57	19.7	0.96	7.75	0.14	2.44	0	0	3.7	0.13	7.3	99.2	280	35	77	91	140	49	132	255	227	107	512	14	239	3556	84.25							
VA 28	56.6	20	0.95	7.69	0.13	2.27	0	0.47	3.5	0.19	7.5	99.35	253	34	71	74	123	50	136	258	201	103	482	14	218	4519	83.30							
VA 29	56	21.6	0.91	7.78	0.14	2.11	0	0	3.5	0.08	7.7	99.75	160	41	52	139	116	55	107	246	143	94	466	15	240	1904	86.01							
VA 30	56.2	20.8	1.02	8.23	0.07	2.16	0	0	3.4	0.07	7.2	99.14	159	38	51	98	123	54	106	257	150	98	461	17	247	1615	85.78							
VA 31	56.8	21	0.93	7.47	0.07	2.08	0	0	3.4	0.13	7.5	99.29	161	37	51	71	120	50	116	262	152	91	455	15	229	2839	86.12							
CAMAMU 3																																		
VA 32	54.1	20.9	0.89	8.77	0.03	2.33	0	0	4.4	0.11	7.8	99.15	134	40	31	62	99	61	97	246	124	95	573	18	238	3023	82.68							
VA 33	55.7	20.6	0.9	8.47	0.15	2.4	0	0	4.3	0.15	6.8	99.4	150	45	50	71	120	60	108	243	137	93	561	19	217	3870	82.83							
VA 34	55.2	20.9	0.92	8.62	0.04	2.57	0	0	4.4	0.1	6.9	99.68	128	36	41	70	115	61	86	238	147	91	576	16	221	2767	82.65							
VA 35	56.4	19.9	0.9	8.35	0.13	2.62	0	0.48	4.4	0.05	7	100.2	127	36	54	79	137	58	67	235	226	91	585	16	233	2167	80.30							
VA 36	56.5	18.8	0.96	9.32	0.33	2.89	0.08	0	4.5	0.05	6.4	99.76	142	41	62	136	177	62	73	246	268	98	614	17	247	2438	80.50							
VA 37	57.1	20.2	0.85	7.9	0.08	2.79	0	0	4.6	0.12	6.8	100.3	167	40	73	55	148	54	130	231	336	90	582	16	223	3349	81.51							
VA 38	57.1	18.7	0.94	9.36	0.1	2.83	0	0	4.9	0.07	6	99.92	166	43	60	91	117	62	93	240	346	96	653	18	251	2885	79.32							

47

48

49

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49

SAMPLE	MAJOR ELEMENT													TRACE ELEMENT													CIA	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Y	Pb	Ni	Co	Cu	Ga	Sr	Zr	Zn	Nb	Rb	As	Cr	Ba		
CAMAMU 4																												
VA 39	55.1	21.9	1.01	8.38	0.02	1.91	0	0	3.4	0.11	7.6	99.42	106	87	47	58	67	54	241	270	129	87	438	27	260	1979	86.41	
VA 40	54.5	22	0.97	8.31	0.03	2.07	0	0	3.7	0.06	7.7	99.3	110	35	53	63	77	57	157	254	145	90	467	16	267	1510	85.68	
VA 41	56.9	19.7	0.91	7.7	0.06	2.52	0	0	5	0.08	6.1	99.35	193	27	66	57	100	49	237	240	207	92	586	12	240	2963	79.80	
VA 42	57.7	19.3	0.9	7.73	0.08	2.6	0	0	5.5	0.06	5.7	99.6	193	31	69	60	93	47	223	239	216	91	566	13	218	2558	77.94	
VA 43	57.9	17.9	0.91	7.77	0.08	2.63	0	0.44	6.3	0.02	4.9	98.85	168	30	71	59	80	46	160	224	221	86	573	13	218	2505	72.62	
VA 44	59.3	18.3	0.88	7.31	0.05	2.6	0	0	6.6	0.19	5	100.1	195	27	71	49	80	44	368	239	223	89	544	12	202	5074	73.44	
VA 45	58.4	18.2	0.94	7.88	0.1	2.73	0	0	6.3	0.02	5.1	99.6	151	33	73	62	85	50	160	232	229	86	589	13	235	2500	74.26	
VA 46	57.7	18	0.91	7.47	0.06	2.62	0	0.43	6.4	0.06	4.8	98.44	144	26	66	51	82	47	240	238	204	84	556	11	211	2653	72.49	
VA 47	57.8	18.1	0.87	7.76	0.25	2.54	0	0.46	6.7	0.09	4.9	99.37	143	31	72	55	88	47	247	218	208	82	591	13	204	3277	71.63	
VA 48	56.6	19.3	0.93	7.32	0.02	2.41	0	0.4	5.4	0.12	6	98.47	105	31	54	43	72	47	299	249	179	78	580	13	216	3453	77.01	
VA 49	57	20.3	1.02	7.33	0.02	2.32	0	0.46	4.1	0.14	6.5	99.19	123	36	59	49	81	50	300	283	176	86	524	13	245	3619	81.70	
VA 50	56.3	19.8	1.02	8.12	0.03	2.38	0	0	4.4	0.23	6.5	98.68	177	34	61	55	92	53	411	275	195	94	564	15	244	5399	81.96	
VA 51	54.3	20.4	0.93	8.06	0.48	2.5	0	0	4.7	0.33	6.8	98.44	257	34	115	80	114	47	514	252	250	99	575	16	236	8965	81.36	
VA 52	56.1	19.3	1.06	8.48	0.1	2.57	0	0	4.9	0.05	6.7	99.26	222	29	76	68	106	57	194	259	221	106	590	15	268	2656	79.69	
VA 53	56	20.4	0.97	7.14	0.04	2.4	0	0	4.6	0.11	6.9	98.52	213	31	69	47	88	47	311	272	183	95	527	12	221	3186	81.66	
CAMAMU 5																												
CA 01	56.8	20.5	0.77	8.43	0.02	2.61	0.12	0	3.8	0.1	7.8	100.9	3	26	27	53	61	55	96	253	159	105	569	17	149	853	83.95	
CA 02	56.9	20.4	0.82	8.49	0.02	2.58	0.12	0	4	0.11	7.7	101.1	150	24	27	52	56	61	195	271	151	105	588	18	153	1673	83.09	
CA 03	56.8	20.1	0.78	8.79	0.03	2.44	0.12	0	3.7	0.13	7.9	100.8	143	29	21	57	47	54	173	261	136	103	553	18	150	2154	84.20	
CA 04	61.1	18.1	0.86	7.63	0.09	2.04	0	0	3.3	0	7.3	100.4	105	28	18	45	43	50	121	322	112	100	465	18	137	1264	84.61	
CA 05	60.1	18.1	0.89	7.96	0.02	2.18	0.08	0.33	3.2	0.08	7.1	100	101	34	17	45	41	54	130	349	117	101	474	18	142	1208	83.43	
CA 06	57.9	19.6	0.82	7.08	0.02	1.96	0	0	3.1	0.13	7.9	98.55	87	22	15	36	41	48	170	338	114	94	429	14	139	1416	86.25	
CA 07	59.4	17.4	0.91	9.04	0.02	2.13	0	0	3.6	0.1	6.6	99.15	116	39	20	62	54	57	124	309	161	114	540	21	164	1208	82.78	
CA 08	61.6	19	0.82	5.99	0.02	2.07	0	0	3	0.14	7.3	99.82	109	36	27	24	64	41	179	355	153	92	426	12	128	1989	86.46	
CA 09	60.8	19.2	0.82	5.88	0.02	1.93	0	0	2.9	0.13	8	99.78	88	33	25	21	47	40	165	359	116	88	399	14	124	1686	86.94	
CA 10	59.2	19.1	0.82	6.25	0.02	1.89	0	0	3.2	0.11	7.8	98.39	99	36	17	27	37	48	185	325	129	90	451	14	120	2081	85.71	
CA 11	56.7	18.7	0.83	8.89	0.02	2.38	0.08	0	3.6	0.08	7.8	98.93	126	33	22	60	62	56	110	273	194	107	623	22	152	1138	83.52	
CA 12	55.7	18.8	0.84	9.39	0.02	2.18	0.08	0	3.3	0.17	8.1	98.55	155	34	23	67	70	56	298	289	171	113	534	27	149	2330	84.96	
CA 13	59.4	19.7	0.78	6	0.02	2.24	0	0.42	3.3	0.12	7.3	99.3	101	32	28	29	48	43	194	301	158	84	478	13	124	2395	84.30	
CA 14	58.8	19.4	0.78	6.32	0.02	2.4	0	0.37	3.5	0.12	7.1	98.85	111	33	40	33	54	46	211	298	190	85	521	14	120	2423	83.32	

Table2

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49

SAMPLE	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error
CAMAMU 1				
VA-01	15.469	0.116	0.81945	0.00015
VA-02	6.191	0.043	0.76890	0.00003
VA-03	14.365	0.107	0.81845	0.00002
VA-04	7.543	0.058	0.76933	0.00003
VA-05	7.302	0.067	0.77884	0.00001
VA-06	4.19	0.027	0.72500	0.00004
VA-07	6.804	0.048	0.76858	0.00005
VA-08	12.395	0.093	0.80415	0.00004
VA-09	4.553	0.032	0.76059	0.00002
VA-10	6.189	0.044	0.76765	0.00002
VA-11	12.313	0.088	0.80169	0.00003
VA-12	5.737	0.047	0.76022	0.00001
VA-13	5.022	0.036	0.76387	0.00001
VA-14	6.895	0.05	0.77663	0.00003
VA-15	14.709	0.115	0.81239	0.00008
VA-16	4.646	0.033	0.75513	0.00012
CAMAMU 2				
VA-17	3.37586	0.0296	0.73878	0.00001
VA-18	6.08820	0.0525	0.75574	0.00001
VA-19	5.65505	0.0476	0.75455	0.00001
VA-20	6.34870	0.0748	0.75451	0.00002
VA-21	8.43510	0.0673	0.77884	0.00002
VA-22	10.42728	0.0877	0.78566	0.00003
VA-23	8.38790	0.0700	0.77145	0.00002
VA-24	6.10938	0.0509	0.76078	0.00001
VA-25	5.69371	0.0474	0.75896	0.00001
VA-26	8.23868	0.0674	0.77485	0.00001
VA-27	6.21649	0.0503	0.76401	0.00002
VA-28	6.66539	0.0555	0.76430	0.00001
VA-29	6.75423	0.0523	0.76818	0.00002
VA-30	6.87681	0.0531	0.76881	0.00002
VA-31	6.24680	0.0487	0.76605	0.00002

SAMPLE	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error
CAMAMU 3				
VA-32	9.41782	0.0780	0.77743	0.00003
VA-33	9.18106	0.1465	0.77625	0.00002
VA-34	10.81693	0.0907	0.78804	0.00002
VA-36	13.22064	0.1476	0.80161	0.00002
VA-37	7.00173	0.0585	0.76673	0.00001
VA-38	10.78640	0.0946	0.78903	0.00001
CAMAMU 4				
VA-39	2.70938	0.0207	0.73385	0.00001
VA-40	4.51921	0.0351	0.74477	0.00001
VA-41	4.06828	0.0352	0.73784	0.00000
VA-42	4.05274	0.0345	0.74147	0.00001
VA-43	5.88240	0.0512	0.75513	0.00002
VA-44	2.45589	0.0213	0.73217	0.00001
VA-45	5.97469	0.0519	0.75637	0.00001
VA-46	3.88710	0.0336	0.74028	0.00001
VA-47	3.97380	0.0352	0.74068	0.00001
VA-48	3.25040	0.0282	0.73644	0.00000
VA-49	2.87388	0.02424	0.73581	0.00001
VA-50	2.18201	0.01816	0.73313	0.00000
VA-51	1.82305	0.01573	0.73088	0.00000
VA-53	3.11844	0.02899	0.73541	0.00001
CAMAMU 5				
CA-01	10.24895	0.08824	0.76312	0.00001
CA-02	6.76421	0.08485	0.73842	0.00001
CA-03	4.97022	0.03996	0.74723	0.00001
CA-04	7.32612	0.25619	0.76025	0.00002
CA-05	7.40417	0.16504	0.74251	0.00001
CA-06	3.99433	0.03054	0.73279	0.00001
CA-07	6.67668	0.05331	0.74140	0.00001
CA-08	6.02965	0.06585	0.78556	0.00002
CA-09	4.39125	0.03402	0.73161	0.00002
CA-10	4.78777	0.03921	0.73422	0.00001
CA-12	2.67524	0.02124	0.72494	0.00001
CA-13	4.37411	0.03590	0.73156	0.00001
CA-14	4.30932	0.03609	0.73125	0.00001

Table3

OUTCROP RESULT	CAMAMU BASIN					RECÔNCAVO BASIN*				
	Camamu 1	Camamu 2	Camamu 3	Camamu 4	Camamu 5	Capianga	Cazumba	Itaparica		
MAJOR ELEMENT										
SiO ₂	57.0	57.5	56.0	56.8	58.7	54.5	66.7	48.5		
Al ₂ O ₃	20.4	19.2	20.0	19.5	19.1	17.8	15.9	18.5		
TiO ₂	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8	1.1	0.8	1.2		
Fe ₂ O ₃ (T)	9.3	8.1	8.7	7.8	7.6	11.1	6.8	23.8		
MnO	0.0	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0		
MgO	1.4	2.5	2.6	2.5	2.2	3.6	1.5	0.5		
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.1		
Na ₂ O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1		
K ₂ O	2.2	4.0	4.5	5.2	3.4	3.6	3.0	0.6		
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1		
P.F.	7.6	6.9	6.8	6.1	7.6	7.3	5.0	7.5		
Trace Element										
Total	99.2	99.5	99.8	99.1	99.6	99.7	99.9	100.7		
Y	78.6	231.7	144.9	166.7	106.7	125.8	277.6	49.0		
Pb	54.5	36.5	40.1	34.8	31.4	44.5	72.8	96.0		
Ni	30.8	70.3	53.0	68.1	23.4	88.9	65.1	0.0		
Co	69.7	97.2	80.6	57.1	43.6	108.1	53.7	221.9		
Cu	50.3	131.3	130.4	87.0	51.8	209.2	76.2	42.6		
Ga	57.7	52.1	59.7	49.5	50.6	49.5	33.3	47.0		
Sr	75.8	136.9	93.4	270.8	167.9	84.1	125.3	306.7		
Zr	488.9	249.5	239.9	249.6	307.4	234.2	380.5	197.4		
Zn	114.8	211.7	226.3	199.1	147.2	261.8	235.8	36.9		
Nb	111.5	102.1	93.4	89.7	98.6	56.1	58.3	55.1		
Rb	386.4	533.4	592.0	551.3	503.6	333.1	382.6	69.8		
As	22.1	16.1	17.1	14.3	17.1	11.2	30.4	31.6		
Cr	199.9	243.5	232.9	232.3	139.4	236.8	107.0	415.5		
Ba	978.5	2602.9	2928.4	3486.5	1701.3	724.8	670.3	504.4		
CIA	89.9	82.4	81.3	78.6	84.5	80.9	83.7	95.9		

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

Table4

SAMPLE	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(150 \text{ Ma})}$
CAMAMU 1							
VA-03	2.7125	0.0161	0.512050	0.000011		-11.48	
VA-09	0.8126	0.0052	0.511536	0.000009		-21.50	
CAMAMU 2							
VA-23	0.1630	0.0016	0.511323	0.000015		-25.66	-25
VA-29	0.0900	0.0006	0.511441	0.000008	2.0	-23.35	-21.3
CAMAMU 3							
VA-33	0.0897	0.0006	0.511458	0.000013	2.0	-23.03	-21.0
VA-37	0.1085	0.0007	0.511569	0.000008	2.1	-20.84	-19.2
CAMAMU 4							
VA-42	0.1234	0.0008	0.511570	0.000012	2.5	-20.83	-19.4
VA-48	0.0734	0.0005	0.511547	0.000012	1.6	-21.29	-18.9
CAMAMU 5							
CA-02	0.1437	0.0010	0.511547	0.000011	3.3	-21.28	-20.3
CA-12	0.0822	0.0005	0.511677	0.000007	1.6	-18.74	-16.6

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

8. SÍNTESE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

8.1. Idade Depositional / Evolução Geológica

O estudo da seção basal, sequências paleozoica e pré-rifte, das Bacias de Camamu, Recôncavo e Sergipe-Alagoas foi de grande importância devido a pobreza do seu registro fóssilífero, sendo um tema bastante discutido e com inúmeras questões ainda em aberto.

A sequência paleozoica nesta região tem sido muito discutida mas seu reconhecimento e extensão é prejudicado devido à falta de datações. A idade do Membro Cazumba, unidade da sequência paleozoica estudada, é objeto de discussão devido à pobreza do seu registro fóssilífero. Aguiar & Mato (1990) admitiram uma possível extensão dessa unidade ao Triássico, também com base em análises palinológicas. Caixeta *et al.* (1994) restringem ao Permiano a deposição da Formação Afligidos.

A idade absoluta de 290 ± 21 Ma obtida para o Membro Cazumba da Formação Afligidos com base em datação radiométrica Rb-Sr, confirma uma idade permiana estabelecida para o intervalo.

Já a sequência pré-rifte, foco do trabalho, reúne depósitos relacionados ao estágio inicial de flexura da crosta. Pré-rifte se entende como sendo o pacote sedimentar acumulado numa ampla e rasa bacia de origem flexural; tal depressão tem sua origem associada tectonicamente ao processo distensivo em ampla escala, que culminaria a seguir na fase rifte e na separação continental. Ao tempo da sedimentação pré-rifte, os falhamentos normais eram ainda pouco frequentes e de rejeitos pouco expressivos. Existe uma grande discussão referente a relação com a sequência paleozoica bem como o início do seu desenvolvimento.

As condições, neste intervalo de tempo, são lacustres e os escassos fósseis encontrados são ostracodes endêmicos. Devido ao fato da sedimentação neste período ter sido predominantemente continental e caracterizada pela presença de ostracodes, não há como se fazer correlação com intervalos de outras áreas onde a sedimentação já era marinha e os fósseis encontrados são geralmente foraminíferos.

Nesse sentido foi adotada a denominação de Andar Local Dom João, onde ele é representado pelas formações Aliança, e Sergi (sequência pré-rifte) nas Bacias do Recôncavo e Camamu e Formação Bananeiras na Bacia de Sergipe-Alagoas. Na questão da idade, Viana *et al.* (1971), admitiram de maneira simplista que os ostracodes encontrados nas formações Aliança e Bananeiras sejam indicativos da

idade Jurássica. Porém, segundo Arai *et al.* (1989) não existe elemento de datação para assegurar a idade Neojurássica para o Andar Dom João. Neste sentido, perseguiu-se tentativas de datar rochas desta seção como forma de se obter determinações geocronológicas absolutas.

As idades absolutas de 224 ± 32 Ma, 226 ± 6 Ma e $227,1 \pm 2,2$ Ma, (Neotriássico) agora obtidas para as formações Itaparica, Aliança (Membro Capianga) e Bananeiras, respectivamente, trazem importantes implicações aos esquemas paleogeográficos anteriormente estabelecidos. A seção pré-rifte das Bacias do Recôncavo e de Sergipe eram tradicionalmente considerada como tendo idade Neojurássica.

Já a idade de 470 ± 17 Ma obtida para as amostras da Formação Capianga da Bacia de Camamu é considerada como um valor muito antigo para a idade deposicional. Os resultados obtidos podem ser associados com a presença abundante da muscovita detrítica verificada nas amostras. A mica contribui com Sr proveniente da rocha fonte e, além disso, sua estrutura não permite a uniformização isotópica do Sr (Mizusaki, 1992) conseqüentemente influenciando para obtenção de resultados anômalos. Pode-se ainda atribuir ao resultado obtido a contribuição eventual de feldspato potássico.

Assim, com exceção da idade obtida para a unidade sedimentar da Bacia de Camamu, os resultados geocronológicos obtidos indicam que o início da sedimentação na ampla bacia sedimentar que se desenvolveu no nordeste brasileiro, conhecida como “Depressão Afro-Brasileira” (Cesero *et al.* 1972 *apud* Cesero *et al.* 1997) é de idade Neotriássica, possivelmente entendendo-se até o Jurássico.

Outra possibilidade é supor-se uma associação pretérita com uma maior extensão da bacia paleozoica do Parnaíba. Nesse contexto pode-se pensar num esquema integrado para esta região nordeste associado aos estágios anteriores e concomitantes ao rifteamento do Gondwana. Os eventos associados a esse processo teriam atuado de maneira diferenciada no interior da região.

Milani & Thomaz Filho (2000) mostra que o início do rifteamento associado a abertura do Atlântico Norte (mais ou menos a 200 Ma), quebrou a conexão entre a sinéclise do Parnaíba com bacias análogas que hoje são observadas no noroeste da África.

Além disso, nesta bacia há sedimentação permiana representada pela Formação Pedra de Fogo (Dino *et al.*, 2002). Considerando-se esta datação para a

Formação Pedra de Fogo, a Formação Motuca (Fig. 8) teria se prolongado até o final do Eotriássico. A Formação Sambaíba, sobreposta a Formação Motuca e subjacente aos basaltos Mosquito (aproximadamente 200 Ma, Mizusaki *et al.*, 2002) é classificada por Lima e Leite (1978) como de idade triássica média-superior. Esta deposição coincidiu com mudanças ambientais e tectônicas profundas na região da Bacia do Parnaíba associadas a abertura inicial do Atlântico Norte (Vaz *et al.* 2007). Eventos distensionais, remobilizações de antigas falhas e, principalmente, magmatismo caracterizam esse período na evolução geológica da área (Almeida, 2004). Assim, no Neotriássico, há ocorrência de importante magmatismo (derrames e soleiras) que, no caso da Bacia do Parnaíba, recebem a denominação de Formação Mosquito.

Neste intervalo, representado por magmatismo na Bacia do Parnaíba, posicionam-se as datações das formações Bananeiras, Itaparica e Membro Capianga da Formação Aliança indicando que na região do futuro rifte havia sedimentação continental. Isto poderia indicar que no Neotriássico, magmatismo básico seria registrado naquelas porções mais afetadas pelo início de abertura do Atlântico Norte com o depocentro da Bacia do Parnaíba migrando para áreas distantes.

8.2. Integração de ferramentas analíticas

Composições químicas em rocha total juntamente com relações isotópicas do Sr e do Nd de amostras sedimentares têm sido consideradas como parâmetros úteis para estimar não só a proveniência como também obter-se inferência sobre o ambiente deposicional e processos intempéricos.

Devido às grande lacunas de conhecimento em termos de idade deposicional e sua complexidade em termos de correlação e conhecimento estratigráfico, as unidades sedimentares da porção inferior da margem continental passiva do nordeste brasileiro tornam-se interessante para o estudo com base em dados químicos e isotópicos.

A interação entre essas ferramentas foi aplicada em rochas sedimentares de afloramentos da Bacia de Camamu, uma vez que o resultado obtido na aplicação metodologia Rb-Sr não forneceu subsídios para obtenção de idade deposicional e os levantamentos técnicos de campo, com exceção do afloramento Camamu 4, não possibilitaram a identificação de nenhum tipo de correlação com outras unidades.

Com o intuito de identificar a unidade estudada e correlacionar com as demais bacias estudadas, a composição química (elementos maiores e traços) média dos pontos de coleta foram comparados entre si e com resultados preliminares que vem sendo obtidos, em amostras de unidades sedimentares correlatas das seções paleozoicas e pré-rifte da Bacia do Recôncavo (Silva *et al.*, 2011). Observou-se que a assinatura química dos afloramentos de Camamu estudados são muito semelhantes não só entre si mas também aos da Formação Aliança (Membro Capianga), pré-rifte da Bacia do Recôncavo. Portanto, esta semelhança sugere que os pontos de coleta pertencem a uma mesma unidade sedimentar e que está é correlacionável com a Formação Aliança (Membro Capianga).

Outros indicativos que levam a essa conclusão são que com base na composição química média das amostras do Membro Capianga, estas são classificadas como folhelhos ferrosos e o valor médio do CIA é de 80,9, características semelhantes ao dos pontos de coleta na Bacia de Camamu.

Além dessas informações, foi possível inferir as condições climáticas da época deposicional a um clima tropical ou temperado, úmido, com chuvas intensas que favoreceriam o desenvolvimento de vasta vegetação e intenso intemperismo químico e as indicações de proveniência obtidas com isótopos de Nd mostram contribuição das rochas paleoproterozoicas do cráton do São Francisco.

9. CONCLUSÕES

O estudo geocronológico de unidades sedimentares da seção pré-rifte das Bacias de Recôncavo e Sergipe-Alagoas, reforçam a possibilidade da presença de uma seção de idade triássica na região enquanto que a idade obtida para a Formação Afliados confirma a idade Paleozoica pré estabelecida para a unidade. Estes resultados trazem importantes implicações para o modelo paleogeográfico anteriormente estabelecido.

A aplicação conjunta de geoquímica e geocronologia são de grande utilidade para a caracterização de unidades, correlação de sequências litologicamente homogêneas, bem como para a inferência de possíveis áreas fonte dos sedimentos.

Este trabalho enfatiza que a amplitude espacial e a abrangência temporal das bacias sedimentares implícitas neste conceito deverão ser revistas à luz da constatação de idades triássicas extensivamente distribuídas no nordeste brasileiro e suas correlatas no nordeste africano.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, G. A. G.; MATO, L. F. 1990. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal - RN. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 157-170.
- ALMEIDA, F. F. M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. **Revista Brasileira de Geociências**, 1 (1): 13-21.
- ALMEIDA, F. F. M. 2004, **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida**. Organizadores: Virginia Mantesso-Neto, Andre Bartoreli, Celso Dal Ré Carneiro, Benjamin Bley de Brito-Neves. 647p. São Paulo.
- 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**, 36: 173-183.
- ARAI, M.; HASHIMOTO, A. T.; UESUGUI, N. 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 3 (1): 87-103.
- ASMUS, H. E.; GUAZELLI, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das águas oceânicas e continentais adjacentes – hipóteses sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos. *In: Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e avaliação do potencial de recursos minerais*. Rio de Janeiro, Petrobras/DNPM/CPRM/DHN/CNPq, Série Projeto Remac 9, p. 187-189.
- BANNER, J. L. 2004. Radiogenic systematics and applications to the earth surface processes and chemical stratigraphy. **Earth Science Reviews**, v. 65, pp 141-194.
- BONHOMME, M.; WEBER, F.; FAURE-MERCURET, M. 1965. Age par la méthode rubidium-strontium des sédiments du Bassin de Frannoeville. **Serv. Carte Geol. Als. Lorr. Bull.**, 21: 249-252.
- BORBA, A. W. 2001. **Formação Santa Bárbara (Eo-Paleozóico da região de Caçapava do Sul, RS): uma nova visão através de técnicas estratigráficas e geocronológicas**. 131 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A. M. P.; SILVA, D. R. A.; KAWASHITA, K. 2003. 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. 2006. **Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com**

base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. 110 p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

BORBA, A. W.; MARASCHIN, A. J.; NORONHA, F. L.; MIZUSAKI, A. M. P. 2007a. Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic southern Brazil): evidence from petrography, geochemistry and Neodymium isotope. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, 14(1): 25-42.

BORBA, A. W.; MARASCHIN, A. J.; NORONHA, F. L.; MIZUSAKI, A. M. P. 2007b. Evolução Tectono-Estratigráfica e Paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um Exercício de Geologia Histórica e Análise Integrada de uma Bacia Sedimentar Neoproterozóica. **Pesquisas em Geociências**, 34 (2): 57-74.

BYSCAE, P. E.; DASCH, E. J. 1971. The rubidium, strontium, strontium isotope system in deep sea sediments: Argentina Basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 21, p. 5087-5096.

CAIXETA, J. M.; BUENO, G. V.; MAGNAVITA, L. P.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 8 (1): 163-172.

CAIXETA, J. M.; MILHOMEM, P. S.; WITZKE, R. E.; DUPUY, I. S. S.; GONTIJO, G. A. 2007. Bacia de Camamu. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15 (2): 455-46.

CESERO, P. de; PONTE, F. C.. 1997. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 11 (1): 1-18, 1997.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. **Tectonophysics**, 213: 97-138.

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. e THOMAZ FILHO, A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks. New York. **Separata de American Association of Petroleum Geologists**. Contributions to The Geologic Time Scale. New York. p.93-117. (Studies in Geology, 6).

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.

- DePAOLO, D. J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and applications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. **Nature**, 291: 193-197.
- DePAOLO, D.J. 1988. **Neodymium Isotope Geochemistry**. Springer-Verlag, Berlin, 187p.
- DINO, R.; ANTONIOLI, L.; BRAZ, S. M. 2002. Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation ("Upper Permian") of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 3: 24-35.
- ESTRELLA, G. O. 1972. O estágio rift nas bacias marginais do Leste Brasileiro. *In*: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, **Anais...**, 3: 29-34.
- FAURE, G. 1986. **Principles of isotope geology**. 2 ed. New York: J. Wiley. 589 p.
- FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Segipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 8 (1): 149-162.
- 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**, 22: 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**, 107 (10): 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.
- GOVINDARAJU, K. 1994. Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. Vandoeuvre-lès- Nancy, **Geostandards Newsletter**, v. 18, Special Issue, p. 15-16 e 20-21.
- GONÇALVES, F. T. T.; BEDREGAL, R. P.; COUTINHO, L. F. C.; MELLO, M. R. 2000. Petroleum system of the Camamu-Almada Basin: a quantitative modeling approach. *In*: Mello, M. R. & Katz, B. J. (eds), Petroleum Systems of South Atlantic Margins. **American Association of Petroleum Geologists Memoir**, n. 73, p. 257-271.
- LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. 1978. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba -integração geológica-metalogenética**. Recife, DNPM/CPRM, 2 v.
- HAMILTON, P. J. 2003. A review of radiometric dating techniques for clay mineral cements in sandstones. *In*: Worden, R.M. & Morad, S. & (eds.). **Clay Cements in Sandstones**. Oxford, UK, p. 253-287 (Int. Assoc. Sed. Special Publication, n. 34).
- KAWASHITA, K. 1972. **O método Rb/Sr em rochas sedimentares**. São Paulo, 111p. Tese de doutorado (não publicada).

LUDWIG, K. R. Isoplot/Ex 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2003. Disponível em: <[http://www.bgc.org/klprogrammenu.html](http://www.bgc.org/klprogrammmenu.html)>.

MARASCHIN, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; BORBA, A. W.; ZWINGMANN, H.; SBRISSA, G. 2010. Timing and tracing of illite formation in the Ordovician Guaritas Sandstones (Camaquã Basin, Southern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, 29: 400-411.

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.

McLENNAN, S.M.; TAYLOR, S.R.; McCULLOCH, M.T. & 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.

McINTYRE, G. A.; BROOKS, C.; COMPSTON, W.; TUREK, A. 1966. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. **Journal of Geophysical Research**, 71: 5459-5468.

MEARNS, E. W. 1988. A samarium-neodymium isotopic survey of modern river sediments from northern Britain. **Chemical Geology**, 73 (1): 1-13.

MILANI, E. J.; THOMAZ-FILHO, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. *In*: 31st. International Geological Congress. (Org.). Tectonic Evolution of South America. 1 ed. Rio de Janeiro: 31st. International Geological Congress, v. 1, p. 389-449.

MIZUSAKI, A. M. P.; ANJOS, S. M. C.; FILHO, J. W.; SILVA, O. B.; LIMA, M. P.; KAWASHITA, K. 1990. Datação K-Ar de ilitas diagenéticas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 4(3): 237-252.

MIZUSAKI, A. M. P. 1992. **Comportamento do Rb e do Sr em sedimentos recentes: implicação na datação radiométrica de rochas sedimentares**. 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 em Geociências**, 25 (1): 75-88.

MIZUSAKI, A. M. P.; MELO, J. H. G.; VIGNOL-LELARGE, M. L. M.; STEEMANS, P. 2002. Vila Maria Formation (Silurian, Paraná Basin, Brazil): integrated radiometric and palynological age determinations. **Geological Magazine**, 139 (4): 453-463.

MIZUSAKI, A. M. P. 2008. Estratigrafia química e geocronologia sedimentar como ferramentas auxiliares na análise de bacias - aplicações em bacias produtoras de hidrocarbonetos (projeto de pesquisa, em andamento).

MORGAN, W. J. 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. **Tectonophysics**, 94: 123-139.

- MORTON, J. P. 1985. Rb-Sr evidence for punctuated illitesmectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf. Coast. **Geological Society of America Bulletin**, 96 (1): 114-122.
- NETTO, A. S. T.; RAGAGNIN, G. M. 1990. Compartimentação exploratória da Bacia de Camamu, Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Natal. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 171-182.
- NETO, O. P. A. C.; LIMA, W. S., 2007. Bacia de Sergipe Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15 (2): 405-415.
- OJEDA, H. A. O. 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 66 (6): 732-749.
- PIERINI, C.; MIZUSAKI, A. M. P.; SCHERER, C.; ALVES, D. 2002. Integrated stratigraphic and geochemical study of the Santa Maria and Caturrita Formations (Triassic of the Paraná Basin), southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 15: 669-681.
- PONTE, F. C.; ASMUS, H. E. 1976. The Brazilian Marginal Basins: current state of knowledge. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 215-239.
- SILVA, D. R. A.; MIZUSAKI, A. M. P. 2002. 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**, p. 47– 48.
- SILVA, D. R. A.; MIZUSAKI, A. M. P.; CONCEIÇÃO, R. V. 2002. Aplicação do método radiométrico Rb/Sr em rochas sedimentares – Implicações nas definições de idades deposicionais. **Livro de resumos do XIII Salão de Iniciação Científica**, p. 116 – 117.
- SILVA, D. R. A. 2005. **Aplicação de métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd) na análise de bacias sedimentares – o exemplo da Bacia do Paraná**. 137 p. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- SILVA, D. R. A.; MIZUSAKI, A. M. P.; ANJOS, S. M. C.; CONCEIÇÃO, R. V. 2006. O método radiométrico Rb-Sr aplicado em rochas sedimentares – exemplo da Bacia do Paraná, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 33(1):83-100.
- SILVA, O. B.; CAIXETA, J. M.; MILHOMEM, P. S. 2007. Bacia do Recôncavo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15 (2): 423-431.
- SILVA, D. R. A.; MIZUSAKI, A. M. P.; MILANI, E. 2011. Geoquímica de rocha total e isótopos de Sr e Nd na seção pré-rifte/rifte da Bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil (em preparação).
- SLEEP, N. H. 1971. Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental breakup. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, 24: 325-350.

SOUZA-LIMA, W.; HAMSI JUNIOR, G. P. 2003. Bacias da margem continental. Fundação Phoenix, ano 5, número 50. Disponível em <http://www.phoenix.org.br/Phoenix50_Fev03.html>.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, 17 (2): 180-188.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. 1985. **The Continental Crust: Its Composition and Evolution**. Blackwell, Oxford. 312 p.

THOMAZ FILHO, A. 1976. **Potencialidades do método Rb/Sr para datação de rochas sedimentares**. 124 p. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

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).

TITTERINGTON, D. M. & HALLIDAY, A. N. 1979. On the fitting of parallel isochrons and the method of maximum likelihood. **Chemical Geology**, 26: 183-195.

VAN DE KAMP, P.; LEAKE, B.E. 1995. Petrology and geochemistry of siliciclastic rocks of mixed feldspathic and ophiolitic provenance in the Northern Apennines, Italy. **Chemical Geology**, 122:1-20.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M. 2007. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 15 (2): 253-263.

VIANA, C. F.; GAMA JÚNIOR, E.; SIMÕES, I. A.; MOURA, J. A.; FONSECA, J. R.; ALVES, R. J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. **Boletim Técnico da Petrobras**, 14 (3): 157-192.

WHITNEY, P. R.; HURLEY, P. M. 1964. The problem of inherited radiogenic strontium in sedimentary age determinations. **Geochimica et Cosmochimica Acta, London**, 28 (4): 425-436.

ZWINGMANN, H.; CLAUER, N. & GAUPP, R. 1998. Timing of fluid flow in a sandstone reservoir of the North German Rotliegend (Permian) by K-Ar dating of related hydrothermal illite. *In*: Parnell, J. (ed.). Dating and duration of fluid flow and fluid-rock interaction. **Geological Society London Special Publication**, 44: 91-106.

YORK, D. (1969) Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. **Earth Planetary Sciences Letters**, (5): 320-324.