



Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências

**Aplicação de Métodos Radiométricos em Minerais Diagenéticos de
Rochas Sedimentares Siliciclásticas**

Anderson José Maraschin

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

Porto Alegre, 2008

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências

**Aplicação de Métodos Radiométricos em Minerais Diagenéticos
de Rochas Sedimentares Siliciclásticas**

Anderson José Maraschin

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

Banca Examinadora: Dr^a. Karin Goldberg (Pesquisadora/IG/UFRGS/ANP)
Prof. Dr. João Marcelo Medina Ketzer
(IMA/CEPAC/PUCRS)
Prof. Dr. Marcus Vinícius Dornelles Remus (IG/UFRGS)

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para obtenção do título
de Doutor em Geociências

Porto Alegre, 2008

Maraschin, Anderson José
Aplicação de métodos radiométricos em minerais
diagenéticos de rochas sedimentares siliciclásticas./
Anderson José Maraschin. – Porto Alegre : IGEO/UFRGS,
2008.
[325f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande
do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-
Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2008.

1. Geocronologia. 2. Diagênese de Arenitos. 3.
Formação Açú. 4. Formação Guaritas. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

*Para as pessoas mais importantes de minha vida, **José, Rita e Dionéia**, meus pais e irmã.*

Agradecimentos

Agradeço às pessoas e instituições que direta ou indiretamente contribuíram para a realização desta tese.

Ao CNPq pela concessão de bolsa de pesquisa durante o período de desenvolvimento da tese.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IG/UFRGS), em nome de seu coordenador Prof. Léo Afrânneo Hartmann.

A Prof^a. Ana Maria Mizusaki pela orientação.

Aos professores Luiz Fernando De Ros e Ruth Hinrichs pelas discussões para o aprimoramento da tese e colaborações nos artigos.

Aos colegas André W. Borba, Carla Klein, Maria C. Soares e Cristina Pierini.

Aos funcionários do Programa de Pós-Graduação em Estratigrafia, Paulo e Carlos Feijó.

Resumo

O objetivo principal desta tese foi a avaliação de métodos radiométricos aplicados em minerais diagenéticos potássicos. Procurou-se verificar a sua viabilidade na obtenção de idades referentes a eventos deposicionais e diagenéticos em rochas sedimentares siliciclásticas. O método ^{40}K - ^{40}Ar foi aplicado em ilitas diagenéticas presentes nos arenitos fluviais da Formação Guaritas (Bacia do Camaquã, RS). As ilitas diagenéticas foram identificadas por técnicas analíticas convencionais, como petrografia, difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura e transmissão, permitindo a separação de diferentes frações granulométricas para datação. As frações maiores (2-6 μm) contendo ilita resultaram em idades mais antigas (entre 521 e 489 Ma), o que pode indicar uma sutil contaminação por minerais detríticos potássicos, derivados dos granitóides sin-tectônicos adjacentes, potencial área-fonte dos arenitos da Formação Guaritas. As frações mais finas (0,1, 0,4 e < 2 μm), provavelmente desprovidas de contaminação, revelaram idades entre 490 e 470 Ma, representativas do processo de ilitização nos arenitos. Estas idades ficaram muito próximas à idade ordoviciano-previamente inferida para esta unidade sedimentar. O outro método utilizado foi o ^{40}Ar - ^{39}Ar em *overgrowths* de K-feldspato que ocorrem em abundância nos arenitos-reservatório da Formação Açú (Bacia Potiguar, RN). Esses *overgrowths* precipitaram em condições de superfície, logo após a deposição do sedimento, de acordo com feições diagnósticas de eodiagênese, tais como cutículas de argilominerais mecanicamente infiltrados ao redor destes. Assim, a idade de 120 Ma obtida nessa feição diagenética indiretamente representa a idade deposicional para os arenitos da Formação Açú. Além disso, estes resultados ficaram muito próximos às idades inferidas (entre 112,9 e 96,9 Ma) pelo seu conteúdo palinológico. Foram obtidas também idades ^{40}Ar - ^{39}Ar do K-feldspato detrítico, onde os valores entre 428 e 373 Ma estão muito próximos aos cristais datados de rochas da Província Borborema, embasamento da Bacia Potiguar e fonte dos arenitos da Formação Açú. Este estudo mostra que a aplicação de métodos radiométricos em minerais diagenéticos tem sido usada com sucesso na obtenção de idades diagenéticas e deposicionais em arenitos e assim contribuindo para o melhor entendimento da evolução diagenética de rochas sedimentares siliciclásticas.

Abstract

The present thesis aimed at the application of radiometric methods to diagenetic mineral phases in order to determine depositional or diagenetic events in siliciclastic sedimentary rocks. The ^{40}K - ^{40}Ar method was applied to diagenetic illites from sandstones of the Guaritas Formation (Camaquã basin, south Brazil). Diagenetic illites were initially identified by different analytical procedures such as petrography, X-ray diffraction, scanning and transmission electron microscopy, in order to obtain different size fractions. The obtained ages of around 521 Ma in the 2-6 μm fraction is associated with a slight contamination probably derived from syn-transcurrent granitoids, the potential sources of detritus for the sandstones of the Guaritas Formation. Contamination-free, fine fractions (<0.1, <0.4, and < 2 μm) yielded ages between 490 and 470 Ma, interpreted as the age of the illitization process in these sandstones. The obtained results are close to the previously estimated age for this sedimentary unit. In hydrocarbon reservoir sandstones of the Açu Formation (Potiguar basin, northeast Brazil), the ^{40}Ar - ^{39}Ar method was applied to K-feldspar overgrowths. These overgrowths precipitated in near-surface conditions, soon after deposition, as inferred from typical eogenetic features as infiltrated grain coatings around the overgrowths. Thus, the obtained age of around 120 Ma is interpreted as a depositional age for the sandstones of the Açu Formation. Besides, the result is close to the estimated age for the Açu Formation (112.9 to 96.9 Ma) by its palynological content. Ages from detrital K-feldspar grains spread from 428 to 373 Ma, very similar to ages obtained in areas of the Borborema Province, which is the basement of the Potiguar basin and main source area for the sandstones of the Açu Formation. This study highlights that the radiometric methods have been used with success on diagenetic minerals for constraining the timing of depositional and diagenetic events in sandstones, contributing for a better understanding of diagenetic history of siliciclastic sedimentary rocks.

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	i
Resumo	ii
Abstract.....	iii
Apresentação.....	vi

Capítulo 1

1. Introdução	1
2. Justificativa do tema da tese	3
3. Objetivo	3
4. Áreas de estudo	4
5. Conceitos Básicos	9
5.1 Ciclo Sedimentar	9
5.2 <i>Diagênese Clástica</i>	12
5.3 <i>Estágios da Diagênese</i>	17
5.4 <i>Diagênese de arenitos e sua influência nas características de reservatório</i>	19
5.5 <i>Geocronologia</i>	22
5.6 <i>Métodos radiométricos aplicados em rochas sedimentares clásticas</i>	23
5.6.1 Método $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$	23
5.6.2 Método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	24
6. Estado da Arte	25
7. Metodologia Utilizada	32

8. Resumo dos Artigos Elaborados	42
Artigo 1	42
Artigo 2	45
Artigo 3	49
9. Síntese e Discussão dos Resultados	52
10. Conclusões e Recomendações	57
11. Referências	58
Capítulo 2: Artigo científico 1	77
Capítulo 3: Artigo científico 2	111
Capítulo 4: Artigo científico 3	152
Capítulo 5: Anexos	177
Anexo A: Cartas de submissão dos artigos aos periódicos	178
Anexo B: Artigos em co-autoria	182
Artigo 1	183
Artigo 2	217
Artigo 3	254
Anexo C: Texto e imagens explicativas da metodologia e realização de análises por microscopia eletrônica de transmissão (MET) nos <i>overgrowths</i> de K-feldspato dos arenitos da Formação Açú (Bacia Potiguar, RN).	285

Apresentação

A presente tese está dividida em 5 capítulos:

Capítulo 1: é o capítulo introdutório que apresenta a tese e compreende o objetivo do trabalho, a justificativa da escolha do tema central, o estado da arte, os conceitos básicos essenciais para a compreensão teórica do objetivo proposto, a metodologia, o resumo dos artigos elaborados, a análise integradora onde são apresentados os resultados obtidos na tese e suas interpretações, as conclusões e por fim, as referências.

Capítulo 2: corresponde ao primeiro artigo submetido para publicação. Apresenta uma revisão da Geocronologia aplicada em rochas sedimentares siliciclásticas e foi submetido ao periódico *Pesquisas em Geociências*.

Capítulo 3: é o segundo artigo e trata da aplicação do método ^{40}K - ^{40}Ar em ilitas diagenéticas ocorrentes nos arenitos flúvio-aluviais da Formação Guaritas (Bacia do Camaquã, RS), submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*.

Capítulo 4: terceiro e último artigo onde consta a metodologia e os resultados da aplicação do método ^{40}Ar - ^{39}Ar nos *overgrowths* de K-feldspato presentes nos arenitos fluviais da Formação Açú (Bacia Potiguar, RN) e foi submetido ao periódico *Marine and Petroleum Geology*.

Capítulo 5: neste capítulo estão inseridos os anexos:

anexo 1: cartas de submissão dos artigos científicos aos periódicos;

anexo 2: trabalhos em co-autoria, realizados durante o desenvolvimento da tese;

anexo 3: texto e imagens explicativas da metodologia e realização de análises por microscopia eletrônica de transmissão (MET) nos *overgrowths* de K-feldspato dos arenitos da Formação Açú (Bacia Potiguar, RN).

Capítulo 1

1. Introdução

Rochas sedimentares e sedimentos cobrem aproximadamente 70% da superfície da Terra (Tucker, 2001) e fornecem importantes informações sobre a evolução da atmosfera, da hidrosfera e da biosfera, além de conterem a maior parte dos recursos minerais do planeta. De particular interesse são os arenitos, pois representam cerca de 20-25% do volume das rochas sedimentares no mundo (Blatt, 1982) e são importantes reservatórios de hidrocarbonetos e água potável, constituindo-se também como jazidas diagenéticas de U, Cu, Zn, Pb e pláceres de Au, Ti, Sn e Th, entre outros.

Entretanto, quando essas litologias não possuem idades cronoestratigráficas bem definidas, o entendimento das histórias de preenchimento e soterramento das bacias sedimentares torna-se duvidoso, o que dificulta a exploração e exploração de seus bens minerais. Os motivos para a falta de idades cronoestratigráficas é que arenitos, em geral, são estéreis e as correlações estratigráficas são dificultadas pela complexidade geológica. Porém, uma maneira de resolver esse problema é a aplicação de métodos radiométricos usando a datação de constituintes diagenéticos potássicos, que ocorrem de forma abundante em arenitos continentais, transicionais e marinhos. A obtenção destas idades tem contribuído no esclarecimento da evolução de rochas sedimentares pela determinação de idades absolutas de eventos deposicionais ou diagenéticos.

Com grande potencial para datação radiométrica são os crescimentos secundários (*overgrowths*) de K-feldspato, que, se precipitados logo após a deposição e a pequenas profundidades (eodiagênese), fornecem idades muito próximas às da deposição do sedimento. A ocorrência de *overgrowths* de K-feldspato está amplamente documentada na literatura (Staiblen & Dapples, 1977; Waugh, 1978; Kastner & Siever, 1979; Ali & Turner, 1982; Milliken, 1989; Morad *et al.*, 1989; De Ros *et al.*, 1994; Lee & Parsons, 2003; Maraschin *et al.*, 2004). Entretanto, a aplicação dos métodos radiométricos ^{40}K - ^{40}Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em *overgrowths* de K-feldspato é relativamente recente. Esses métodos, porém, estão se tornando uma poderosa ferramenta no estudo da diagênese e deposição de rochas sedimentares, fornecendo importantes resultados para o entendimento das condições deposicionais e diagenéticas e para a geração de modelos tectono-estratigráficos mais apurados e confiáveis, conforme comprovado

pelos trabalhos de Girard *et al.* (1988), Girard & Onstott (1991), Warnock & van de Kamp (1999), Hagen *et al.* (2001), Liu *et al.* (2003), Sandler *et al.* (2004), Sherlock *et al.* (2005), Mark *et al.* (2005, 2006, 2007).

Assim como os *overgrowths* de K-feldspato, a datação de ilitas diagenéticas tem sido rotineiramente aplicada para obtenção de diferentes informações a respeito de uma bacia sedimentar (Thomas, 1986; Liewig *et al.*, 1987; Ehrenberg & Nadeau, 1989; Burley & Flisch, 1989; Mizusaki *et al.*, 1990; Clauer *et al.*, 1992; Mossman *et al.*, 1992; Hogg *et al.*, 1993; Ziegler *et al.*, 1994; Darby *et al.*, 1997; Zhao *et al.*, 1997; Zwingmann *et al.*, 1998, 1999; Liewing & Clauer, 2000; Sant'Anna *et al.*, 2006). As ilitas diagenéticas presentes nas frações finas (FF < 2µm) das rochas siliciclásticas, por conterem potássio, tornaram-se apropriadas para datação ^{40}K - ^{40}Ar . Além disso, as frações mais finas da ilita muitas vezes ocorrem como uma das últimas, senão a última fase mineral a ser formada antes do início do preenchimento dos reservatórios por hidrocarbonetos. Dessa forma, a diagênese da ilita cessa quando ocorre a entrada de hidrocarbonetos ou outros fluidos e assim a determinação da idade da última fase de ilita formada, informa sobre o *timing* e a natureza do preenchimento do reservatório, bem como os regimes de fluxo de fluidos durante a evolução de uma bacia (Robinson *et al.*, 1993).

Baseando-se nessas considerações, o interesse principal deste trabalho é a aplicação de métodos radiométricos em minerais diagenéticos visando obtenção da idade absoluta de formação destas fases. A datação de eventos diagenéticos e deposicionais permite inferir idades para unidades com correlação estratigráfica duvidosa ou estereis, contribuindo para uma melhor compreensão da história evolutiva das bacias sedimentares.

Cabe salientar que se optou em usar o termo diagenético ao autigênico e K-feldspato a feldspato potássico, visto a comum ocorrência dessas nomenclaturas na literatura atual.

2. Justificativa do tema da tese

A escolha do tema central da tese justifica-se pelo:

(1) crescente interesse no estudo de processos sin- e pós-deposicionais (diagênese) que ocorrem nas rochas sedimentares siliciclásticas, impulsionado

principalmente pelas empresas petrolíferas no início da década de 1980, a fim de elucidar a história evolutiva de rochas sedimentares potenciais como reservatórios de hidrocarbonetos;

(2) exemplos da aplicação dos métodos radiométricos ^{40}K - ^{40}Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em unidades sedimentares de diferentes bacias mundiais, com resultados satisfatórios;

(3) as unidades sedimentares selecionadas para este estudo são excelentes para datação, uma vez que contêm minerais diagenéticos potássicos apropriados para o objetivo.

3. Objetivo

O objetivo principal desta tese foi a avaliação de métodos radiométricos quando aplicados em minerais diagenéticos potássicos. Procurou-se verificar a sua viabilidade na obtenção de idades referentes a eventos deposicionais e diagenéticos em rochas sedimentares siliciclásticas.

Para realização deste trabalho, foram utilizados o método ^{40}K - ^{40}Ar em illitas diagenéticas presentes nos arenitos flúvio-aluviais da Formação Guaritas (Bacia do Camaquã, RS), e o método ^{40}Ar - ^{39}Ar em *overgrowths* de K-feldspato, cuja ocorrência em abundância é a principal característica diagenética dos arenitos fluviais da Formação Açú (Bacia Potiguar, RN).

4. Áreas de estudo

As áreas geográficas para o desenvolvimento da tese (Fig. 1) foram selecionadas tanto por conterem os minerais diagenéticos apropriados para datação, como por não disporem de idades cronológicas absolutas. São unidades sedimentares pertencentes a bacias desenvolvidas a partir de contextos geológicos distintos. O preenchimento da Bacia Potiguar iniciou no Cretáceo com a abertura do Oceano Atlântico e sua sedimentação é associada, inicialmente, ao processo de rifteamento e posteriormente de margem passiva (Araripe & Feijó, 1994). Os arenitos fluviais da Formação Açú são caracterizados pela presença de K-feldspatos diagenéticos formados em

condições de superfície e, assim, excelentes alvos para a aplicação do método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$.

Já a Bacia do Camaquã se desenvolveu em ambiente intracratônico, durante o Neoproterozóico/Paleozóico, com sedimentação em ambiente continental dominada por fluxos torrenciais de alta energia e pouca duração que adentravam lagos rasos, periodicamente expostos a ressecamento (Paim *et al.*, 2000; Borba & Mizusaki, 2003). Dentre as várias unidades litológicas da bacia, destaca-se a Formação Guaritas por conter ilitas diagenéticas em sua porção fluvial, conforme previamente descritas por De Ros *et al.* (1994). Por este motivo, os arenitos da Formação Guaritas foram selecionados para a aplicação do método $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$.

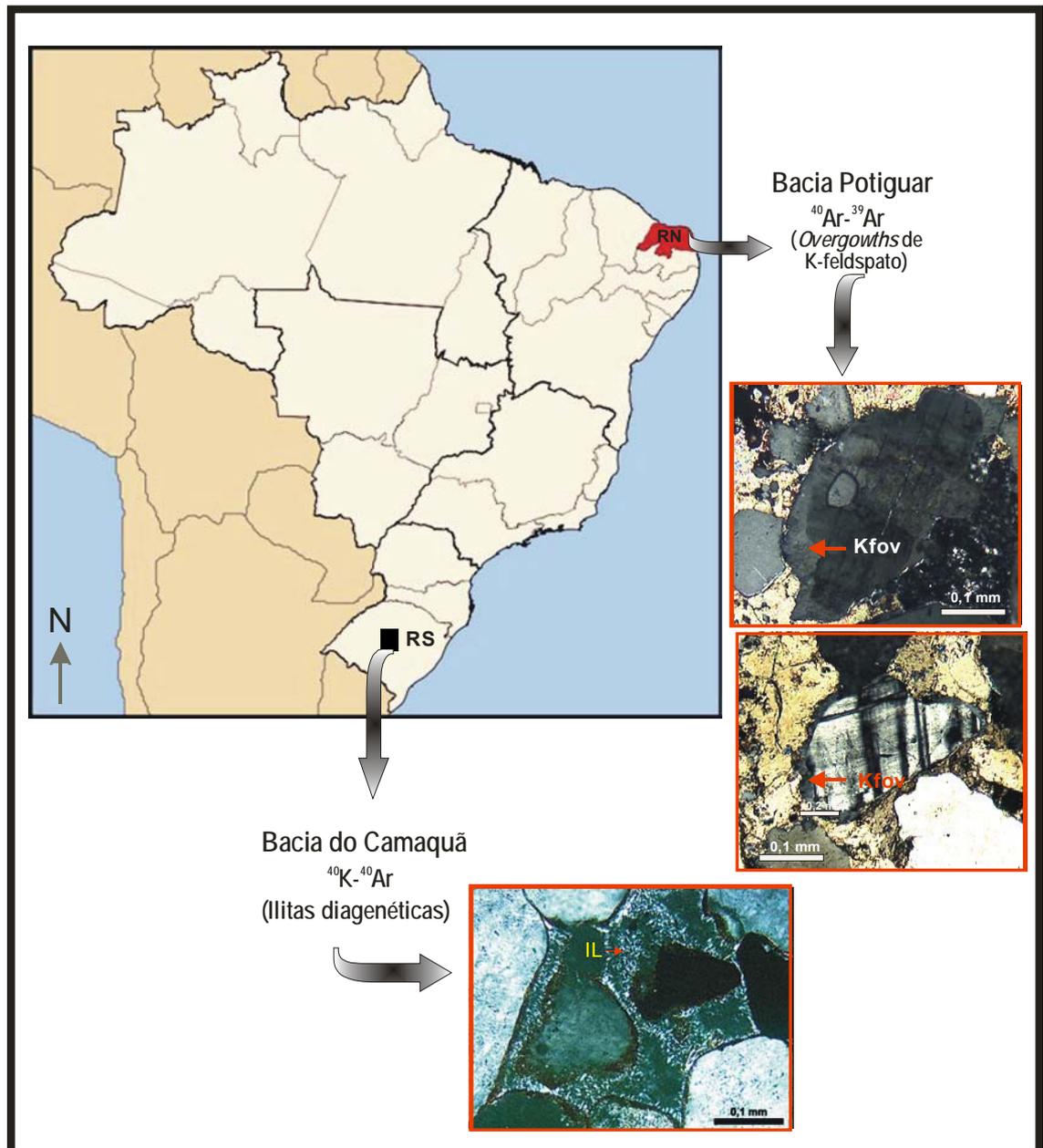


Figura 1 – Mapa de localização das bacias selecionadas para o estudo, destacando os seus minerais diagenéticos e os respectivos métodos radiométricos aplicados.

A Bacia Potiguar, situada no extremo leste da margem equatorial brasileira ao longo dos estados do Rio Grande do Norte e do Ceará (Fig. 1), é considerada como uma importante área produtora de hidrocarbonetos. Sua área atinge 119.295 km², sendo 33.200 km² *onshore* e 86.095 km² *offshore* (ANP, 2005). O arcabouço estrutural da Bacia Potiguar começou a ser estabelecido no Eocretáceo, associando-se ao rifteamento continental que

levou a separação entre a América do Sul e a África (Bertani *et al.*, 1990). No extremo nordeste brasileiro, a abertura do Atlântico Central reativou estruturas preexistentes propiciando uma extensão NW-SE, responsável pela formação do Rifte Potiguar, com orientação principal NE. O Rifte Potiguar implantou-se sobre um terreno gnássico-migmatítico, marcado por extensas zonas de cisalhamento brasileiras (Província Borborema, Almeida *et al.*, 1977).

Os principais produtores de óleo são os reservatórios siliciclásticos depositados nos estágios da evolução tectono-sedimentar da bacia (estágios rifte, transicional e margem passiva; Fig. 2) sendo definidos de acordo com a distribuição de fácies, alinhamentos estruturais, associação com rochas geradoras e vias de migração. Em relação aos reservatórios da fase de margem passiva, ressalta-se a importância da Formação Açú que constitui o principal reservatório *onshore* das bacias marginais brasileiras (ANP, 2005).

O preenchimento da Bacia Potiguar pode ser dividido em duas fases principais: rifte e margem passiva, com uma transição de permeio. A seqüência rifte é representada por clásticos flúvio-aluviais-lacustres continentais neocomianos da Formação Pendência (Souza, 1982) e aptianos da Formação Pescada (Araripe & Feijó, 1994). Diques de diabásio da Formação Rio Ceará-Mirim foram intrudidos ao longo das margens da bacia durante essa fase (Araripe & Feijó, 1994). O encerramento da fase rifte é representado pelos clásticos e carbonatos deltaicos, lacustres e neríticos de idade aptiana-albiana da Formação Alagamar (Araripe & Feijó, 1994). O início da margem passiva se dá com a deposição dos arenitos flúvio-lacustres da Formação Açú (Kreidler & Andery, 1949) durante o Albiano-Cenomaniano, principal reservatório da Bacia Potiguar. Segue-se durante o último estágio deposicional na Bacia Potiguar os carbonatos das formações Ponta do Mel e Jandaíra (Sampaio & Schaller, 1968). A partir do Campaniano, observa-se a instalação de um sistema de leques das formações Guamaré (Souza, 1982) e Ubarana (Araripe & Feijó, 1994). Olivina basaltos da Formação Macau (Mayer, 1974) extrudiram durante o Eoceno-Oligoceno. O registro sedimentar cenozóico culmina com a formação dos depósitos fluviais (areias aluvionares e terraços) da Formação Barreiras (Falkeinhein *et al.*, 1977) e depósitos deltáicos, praias (*beach rocks*) e eólicos, que vêm se desenvolvendo até o Recente.

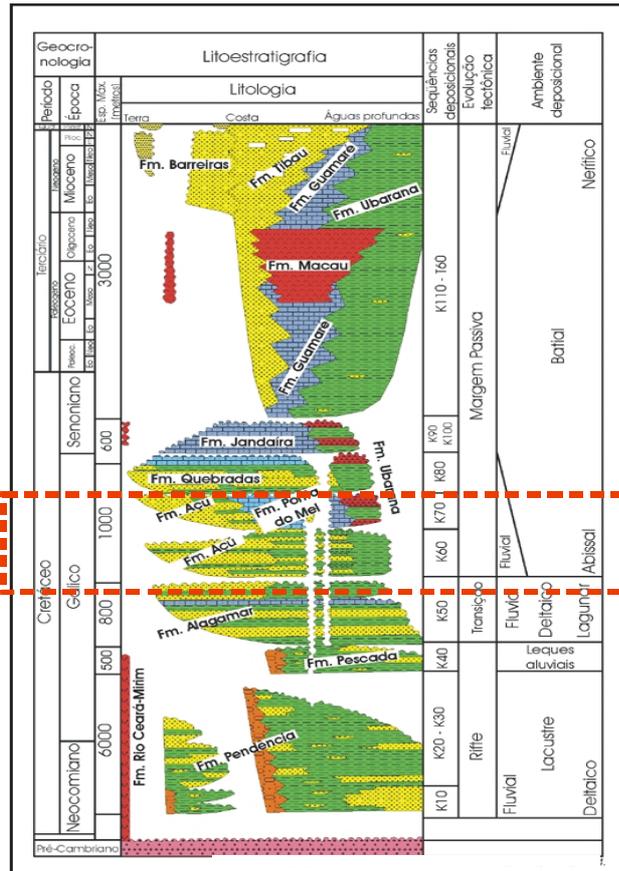


Figura 2 – Coluna cronoestratigráfica da Bacia Potiguar, destacando o intervalo referente à Formação Açú (modif. de Araripe & Feijó, 1994).

A Bacia do Camaquã (Robertson, 1966) aflora na região centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul, conhecida como Escudo Sul-rio-grandense (Fig. 1), correspondente à porção meridional da Província Mantiqueira (Hasui *et al.*, 1975), cujas rochas ígneas e metamórficas foram geradas ou deformadas durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Porada, 1979). Este conjunto de eventos orogênicos afetou o sul do Brasil ao final do Neoproterozóico, durante os processos de convergência e colisão de massas continentais que, amalgamadas, formaram a região sul-ocidental do supercontinente Gondwana. Estes eventos teriam envolvido subducção para leste, em ambiente de arco de ilhas (900-800 Ma) e arco continental (800-700 Ma), seguida de subducção para oeste (650-595 Ma) e colisão final (595-540 Ma) das placas Rio de La Plata (oeste) e Kalahari (leste) (Chemale Jr., 2000). Bacias de antepaís, em posição de retroarco, e bacias do tipo rifte teriam se desenvolvido nos estágios tardios e posteriores à colisão continental e seus depósitos reunidos no conceito de Bacia do Camaquã (Gresse *et al.*, 1996; Paim *et al.*, 2000).

Baseados nos conceitos da alostratigrafia, Paim *et al.* (2000) dividiram o preenchimento da Bacia do Camaquã em cinco grandes unidades (Fig. 3), separadas por discordâncias. Na base encontra-se o Grupo Maricá, constituído por depósitos fluviais, deláticos e marinhos com contribuição vulcânica ácida (Borba *et al.*, submetido), seguido pelo Grupo Bom Jardim (Lima & Nardi, 1998), composto por vulcânicas andesíticas, com idade em torno de 580 Ma (Remus *et al.*, 1999), intercaladas com rochas sedimentares flúvio-lacustres (Formação Arroio dos Nobres) Em seguida, a unidade vulcânica ácida Formação Acampamento Velho (Almeida *et al.*, 2003). O Grupo Santa Bárbara é composto por depósitos continentais de leques aluviais, lacustres e fluviais entrelaçados (Borba & Mizusaki, 2003), enquanto que o Grupo Guaritas, topo da Bacia do Camaquã, contém depósitos aluviais, lacustres, fluviais e eólicos e, em sua base, rochas vulcânicas basáltico-andesíticas (Membro Rodeio Velho), com idade em torno de 470 ± 19 Ma (Hartmann *et al.*, 1998). A bacia ainda compreende o complexo intrusivo Lavras do Sul, de composição intermediária e afinidade shoshonítica (Gastal & Lafon, 1998) e o complexo granítico Caçapava do Sul, composto por monzogranitos, granodioritos e leucogranitóides.

ERA	Unidade Estratigráfica	Idade Rb/Sr (Ma)	Idade U/Pb (Ma)
Paleozóico	Formação Guaritas		470 ± 19
	Membro Rodeio Velho		
	Formação Santa Bárbara		
	Formação Acampamento Velho	545 ± 12.7	
Neoproterozóico	Complexo Granítico Caçapava do Sul	552 ± 8	561 ± 6
	Grupo Bom Jardim / Fm. Hilário		593 ± 6
	Complexo Intrusivo Lavras do Sul	556 ± 34	592 ± 5
	Grupo Maricá		
	Complexo Metamórfico Passo Feio		

Figura 3 – Coluna estratigráfica simplificada da Bacia do Camaquã (modif. de Borba & Mizusaki, 2003).

5. Conceitos Básicos

5.1 Ciclo Sedimentar

Áreas da crosta terrestre afetadas por processos de subsidência de origem termo-tectônica originam espaços para a deposição de sedimentos. Essas regiões onde os sedimentos foram acumulados e preservados ao longo do tempo geológico são conhecidas como bacias sedimentares (Einsele, 2000). Porém, qualquer área onde sedimentos estejam sendo depositados é considerada uma bacia sedimentar, deprimida ou não, final ou intermediária. Por exemplo, bacias aluviais e regiões costeiras são comumente áreas de acúmulo de sedimentos. A composição detrítica das rochas sedimentares em uma bacia é resultante de um conjunto de parâmetros que controla o ciclo sedimentar, sendo eles: a litologia da área-fonte, o clima, o relevo (topografia e declividade) e o intemperismo (Selley, 1988; Leeder, 1992; Allen, 1997; Nichols, 2006). Este ciclo (Fig. 4) se inicia com o soerguimento e denudação das rochas-fonte superficialmente expostas, geralmente do embasamento ígneo, metamórfico ou sedimentar. As áreas-fonte mais comuns são regiões que sofreram soerguimento originando montanhas, mas também há a possibilidade de erosão de áreas costeiras (Tucker, 1998).

Uma vez expostas, as rochas-fonte passam a sofrer os efeitos dos agentes intempéricos erosionais, que podem ser físicos (tais como gravidade, gelo, vento, água), químicos ou biológicos e o resultado da ação destes é a desintegração das rochas e sua conseqüente transformação em sedimentos (ou detritos). Os fragmentos liberados são então transportados por diferentes sistemas deposicionais e acumulados em ambientes deposicionais distintos por uma variedade de agentes de transporte, entre eles, vento, gelo, água (ondas, marés, rios), correntes de turbidez e fluxo de detritos (Miall, 1990). Por exemplo, os sedimentos derivados da erosão de rochas graníticas e gnáissicas geralmente são de granulometria grossa, ricos em quartzo e feldspato potássico e argilominerais do grupo da caulinita e da illita, de acordo com o

clima predominante; enquanto que rochas máficas tendem a produzir detritos ricos em plagioclásio e minerais ferromagnesianos e argilominerais do grupo da esmectita (Cox & Lowe, 1995). Em áreas continentais, o intemperismo libera grãos e íons em solução e o clima, a geologia local e a topografia controlam o tipo e quantidade de material disponibilizado. Em ambientes costeiros e marinhos, o principal agente é a posição global do nível do mar e suas variações relativas, condicionadas principalmente por fatores climáticos e tectônicos (Vail *et al.*, 1977).

Outro fator que afeta a composição do sedimento é a distância de transporte dos grãos (Tucker, 2001). Por exemplo, transportes episódicos de alta energia e curta duração, característicos de climas áridos, mantêm a integridade composicional e textural dos detritos; transporte lento ao longo de grandes distâncias permite a atuação mais efetiva de processos de seleção e abrasão física dos detritos, além do intemperismo químico, que leva à degradação das fases minerais menos resistentes (Ricci-Lucchi, 1985).

Outro elemento importante no controle da alteração da composição detrítica original é o clima, pois é o principal fator nos processos de intemperismo e erosão. Em regiões de clima árido e com relevo marcado por encostas íngremes, predomina o intemperismo físico, e não ocorre significativa alteração de minerais e fragmentos de rochas. Em regiões de relevo suave e clima mais úmido, ocorre a formação de horizontes de solo espessos e uma maior efetividade do intemperismo químico e biológico, o que provoca a alteração dos fragmentos mais instáveis (minerais máficos, feldspatos, fragmentos vulcânicos) a argilominerais e a preservação apenas de quartzo e minerais resistentes, tais como zircão, rutilo e apatita (Basu, 1985).

Assim, a composição detrítica, ou seja, a proveniência do sedimento de uma rocha sedimentar clástica é o reflexo dos processos intempéricos, determinados pelo clima e pela litologia/relevo da área-fonte, mas também podendo ter contribuição de erupções vulcânicas, contemporâneas à sedimentação (Nichols, 2006).

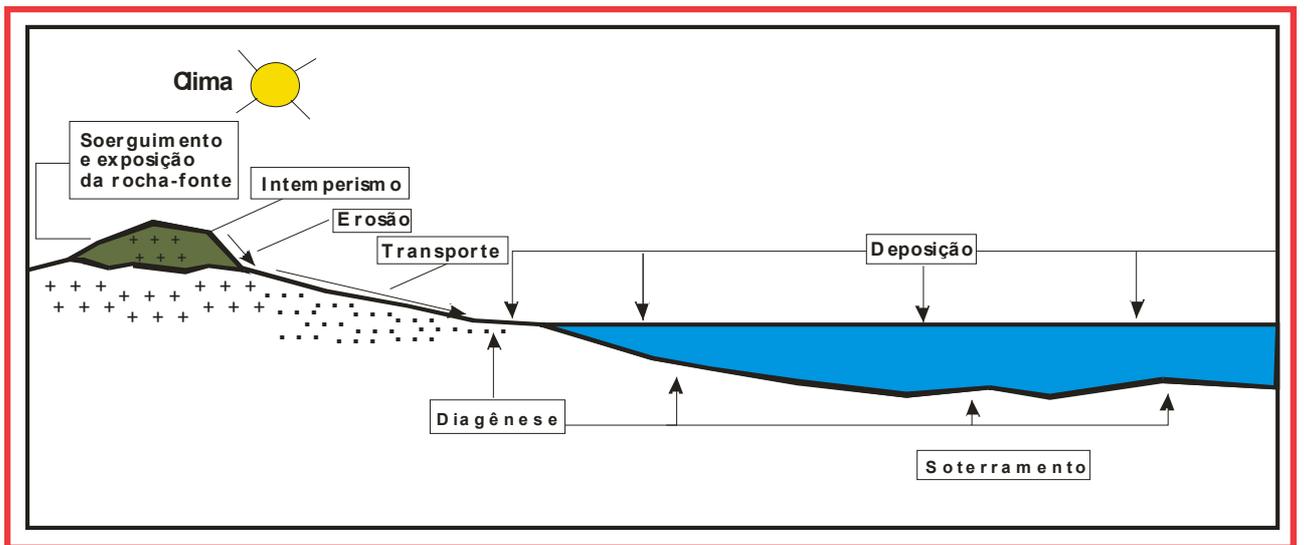


Figura 4-Principais parâmetros controladores do ciclo sedimentar em uma bacia (modif. de Nichols, 2006).

5.2 **Diagênese Clástica: transformando sedimentos em rochas sedimentares**

Uma vez depositados, os sedimentos inconsolidados estão sujeitos a processos físicos, químicos e biológicos superimpostos que irão transformá-los em uma rocha sedimentar, definindo suas características mineralógicas (Tucker, 2001). Este conjunto de processos é chamado de diagênese. O termo diagênese foi introduzido na literatura geológica por von Guembel (1868, *in* Morrow & McIlreath, 1990) e desde então tem passado por redefinições contínuas e discussões. De acordo com Larsen & Chilingar (1979), diagênese pode ser definida como “o conjunto de mudanças que ocorrem nos sedimentos, iniciando-se a partir do momento da deposição e finalizando próximo ao campo do metamorfismo, já como rochas sedimentares. Incluem-se aí processos como compactação, cimentação, recristalização, substituição e lixiviação, entre outros”. Já para outros autores, diagênese “compreende um amplo espectro de processos físicos, químicos e biológicos pós-deposicionais pelo quais os minerais detríticos e as águas intersticiais reagem na tentativa de atingir o equilíbrio textural e geoquímico de acordo com seu novo ambiente” (Curtis, 1977; Burley *et al.*, 1985). Schmidt & McDonald (1979) definem o termo como

sendo “um campo de condições físicas e químicas que controla os processos geológicos atuantes sobre sedimentos inconsolidados produzidos por processos pré-deposicionais (intemperismo, erosão, transporte, precipitação química ou física) e por processos sin-deposicionais (sedimentação)”.

De acordo com Stonecipher *et al.* (1984), as condições químicas e físicas fundamentais da diagênese são: a composição detrítica (função da proveniência) e a composição dos fluidos (função do ambiente deposicional). Outros fatores como temperatura, pressão e tempo também contribuem para os processos diagenéticos e são controlados pela história de soterramento, condicionada de acordo com o ambiente tectônico. A figura 5 mostra um fluxograma dos fatores que controlam a diagênese e suas interações.

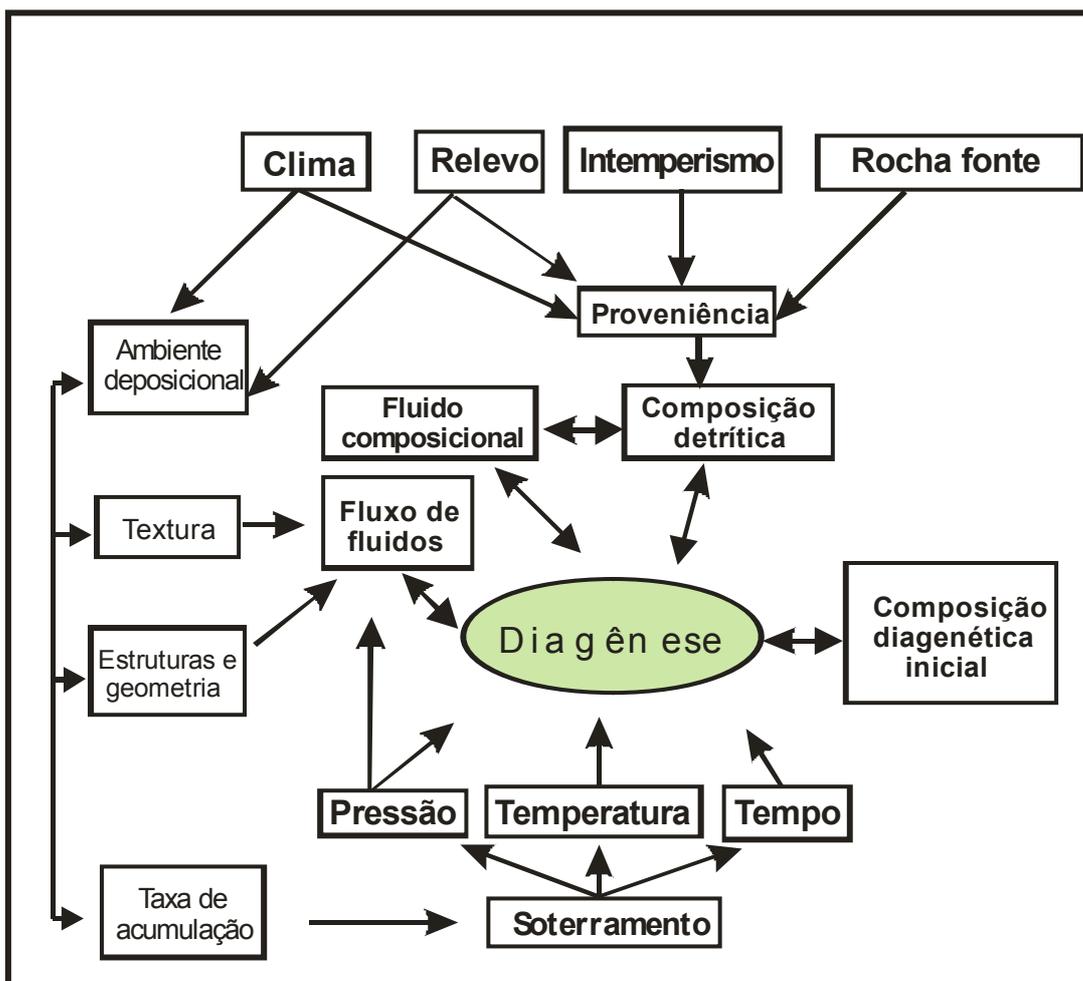


Figura 5 – Fluxograma das relações entre os parâmetros controladores da diagênese clástica (modif. de Stonecipher *et al.*, 1984).

Diferentes componentes diagenéticos passam a atuar após a deposição do sedimento (Quadro 1), tanto no seu interior (intragranular), quanto no espaço intersticial (intergranular). Os componentes intergranulares são poros, que podem ser preenchidos por fluidos, matriz, pseudomatriz, cimento e minerais autigênicos na forma de cutículas, franjas ou crescimentos secundários ao redor de grãos detriticos.

Termo	Definição
Minerais autigênicos	<i>Precipitados in situ.</i>
Cimentação	<i>Crescimento ou precipitação de minerais nos poros.</i>
Compactação	<i>Processo resultando no colapso do espaço poroso e rearranjo dos grãos bem como a deformação dúctil de grãos e matriz intergranular. Compactação química envolve a dissolução dos grãos em contatos intergranulares. A compactação ocasiona a redução do volume total, dos espaços porosos e, conseqüentemente o aumento da densidade da rocha.</i>
Dissolução	<i>Processo pelo qual um componente sólido no sedimento é dissolvido deixando um espaço ou cavidade dentro do sedimento hospedeiro.</i>
Neomorfismo	<i>Substituição e recristalização de um mineral por outro, envolvendo mudanças na química mineral. Exs.: Conversão de aragonita em calcita baixo Mg; cutículas de argilominerais verdes em cloritas. Geralmente preserva evidências texturais da fase anterior.</i>
Recristalização	<i>Dissolução e precipitação envolvendo mudanças no tamanho ou forma do cristal resultante a partir da instabilidade termodinâmica (como a reprecipitação de calcita fina por cimento de calcita grossa ou caulinita por diquita).</i>
Precipitação	<i>Cristalização de um mineral a partir de uma solução.</i>
Substituição	<i>Crescimento de um mineral autigênico quimicamente diferente dentro de um mineral pré-existente (albitização de K-feldspato).</i>

Quadro 1 - Componentes da diagênese (modif. de Worden & Burley, 2003).

Uma das questões mais pertinentes diz respeito à transição entre a diagênese e o metamorfismo, a qual não está rigorosamente bem definida, mas tem sido diferenciada por uma variedade de minerais-índice e história térmica (Frey, 1978; Slater *et al.*, 1994).

Embora não seja possível definir temperaturas e pressões características dos ambientes diagenéticos em subsuperfície, é possível afirmar, de maneira geral, que o campo da diagênese é caracterizado por pressões de 0,1 MPa a 10 MPa (1,0 bar a 1kbar) e por temperaturas de 0^o a 250^o C (Fig. 6), pela abundância de soluções aquosas pois sem a presença de

fluidos aquosos a diagênese efetivamente cessa e pela presença de gases (CO₂, O₂, CH₄, H₂S). Assim, a diagênese ocorre sob condições de temperatura e pressão características da superfície da Terra, atingindo os primeiros milhares de metros de profundidade na crosta terrestre.

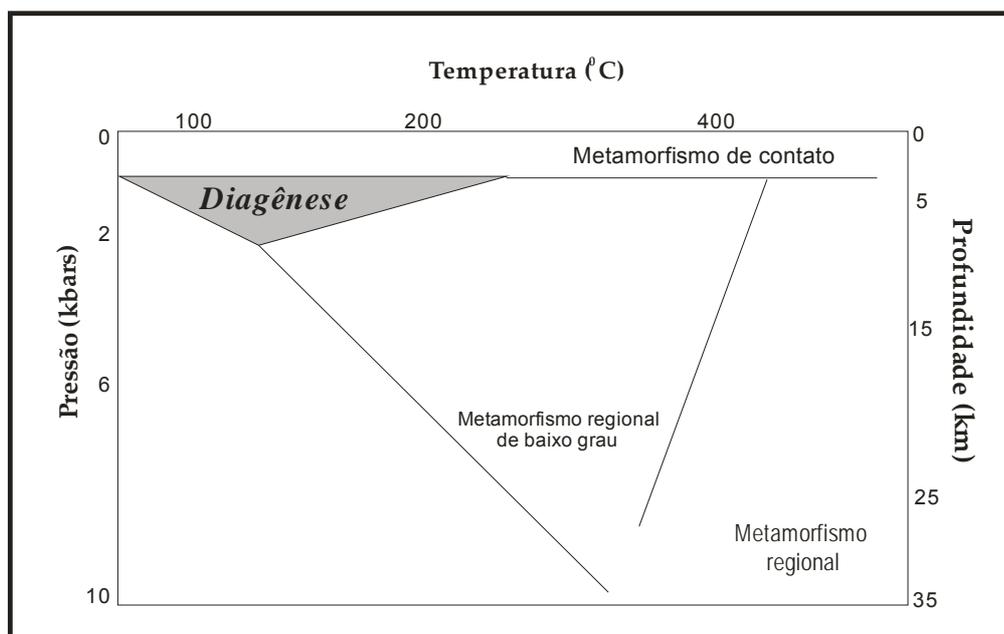


Figura 6- Diagrama P-T da diagênese vs. metamorfismo (modif. de Worden & Burley, 2003).

Outro importante fator nas reações diagenéticas é o tempo geológico, pois estas podem ser extremamente rápidas como, por exemplo, a cimentação marinha em carbonatos e em arenitos, que pode precipitar em apenas algumas décadas (Pye *et al.*, 1990; Al-Agha *et al.*, 1995), bem como perfis de solo laterítico que se desenvolvem em escala de tempo da ordem de 10³ a 10⁶ anos (Valenton, 1983). Já outros tipos de processos podem exigir até alguns milhões de anos para se desenvolverem, como a precipitação de crescimentos secundários de K-feldspato, conforme constatado por Mark *et al.* (2005).

Tão importante quanto os fatores anteriormente citados, a análise dos regimes hidrológicos em uma bacia oferece um melhor entendimento e previsão da história diagenética de um arenito-reservatório (Harrison & Tempel, 1993). Galloway (1984) identificou três principais regimes hidrológicos em bacias sedimentares: meteórico, compactacional e termobárico, baseado em estudos realizados no Golfo do México. A água em cada regime tem uma

origem diferente e quando o seu fluxo interage com os minerais presentes no arcabouço da rocha são formados produtos diagenéticos específicos (Quadro 2).

Regime	Hidrologia	Diagênese
Meteórico (< 3 km profundidade)	infiltração de água da superfície baixa salinidade fluxo de áreas de recarga para áreas de descarga taxa de fluxo de vários metros/ano – suprimento de água ilimitado	cutículas de argilominerais lixiviamento de grãos detríticos cimentos de calcita, caulinita, feldspato, zeolita e calcedônia
Compactacional (superfície a < 4 km)	expulsão da água deposicional trapeada taxa de fluxo de alguns cm a mm/ano suprimento limitado grande <i>range</i> de salinidade altas pressões	Lixiviamento substituição de cimentos e grãos cimento de clorita, caulinita, calcita, quartzo, feldspato albitização de plagioclásio
Termobárico (> 2,5 – 3 km)	águas gaseificadas taxas de fluxo < mm/ano suprimento limitado possível fluxo convectivo amplas <i>ranges</i> de salinidade geopressurizadas	conversão de esmectita para illita carbonato ferroso, cimentos de clorita e caulinita, completa albitização dos feldspatos

Quadro 2 – Regimes hidrológicos e feições diagenéticas em sistemas clásticos (modif. de Galloway, 1984).

5.3 Estágios da Diagênese

A diagênese compreende três estágios conhecidos como: inicial (eodiagênese), de soterramento (mesodiagênese) e relacionado à re-exposição de rochas que já estiveram soterradas às condições superficiais (telodiagênese). Esta terminologia foi adotada a partir de um esquema desenvolvido inicialmente por Choquette & Pray (1970) e Scholle & Schluger (1979), para descrever processos diagenéticos em rochas carbonáticas e adaptado por Schmidt & McDonald (1979) para arenitos.

5.3.1 Eodiagênese inclui os processos que ocorrem na superfície ou no máximo a poucos metros de profundidade, após a deposição do sedimento. Neste caso, a química das águas intersticiais e a distribuição espacial dos minerais eogenéticos são controladas pelo ambiente deposicional, pelas condições climáticas e pela circulação de água na superfície (seja marinha ou meteórica com elevado teor de CO^{3++} e baixo SO^{4++}), de acordo com esquemas

propostos por Burley *et al.* (1985), Chapelle (1993) e Worden & Burley (2003). O limite máximo de profundidade da eodiagênese tem sido estimado entre 1 e 2 Km e temperaturas até 70⁰ C, de acordo com o esquema proposto por Morad *et al.* (2000).

5.3.2 Mesodiagênese inclui os processos físicos, químicos e biológicos que agem sobre um sedimento durante o soterramento quando gradualmente é removida a influência do ambiente deposicional e persiste até o estabelecimento das condições metamórficas em profundidade ou através de modificações telogenéticas. Assim, a mesodiagênese começa entre 1 e 2 Km de profundidade e temperaturas entre 30⁰ e 70⁰ C (Worden & Burley, 2003). O principal mecanismo que atua nesse estágio é a intensa compactação mecânica que atua principalmente na redução de porosidade. A compactação química torna-se importante em profundidades maiores, por meio de dissolução por pressão (profundidades superiores a 3 km e temperaturas mais elevadas que 100⁰ C).

5.3.3 Telodiagênese é registrada quando há um soerguimento tectônico na bacia, queda do nível do mar ou através da progradação da linha de costa atingindo as rochas que estavam soterradas e expondo-as novamente às condições consideradas superficiais, como o influxo de água meteórica e clima. Equivale ao intemperismo de rochas sedimentares. Esse estágio não é relacionado ao ambiente deposicional, como na eodiagênese e difere da mesodiagênese pelas condições de pressão e temperatura e composição de fluidos (Worden & Burley, 2003). Alterações meteóricas telogenéticas ocorrem preferencialmente ao redor de blocos soerguidos em climas úmidos e em arenitos imaturos com boa condutividade hidráulica (Morad *et al.*, 2000). De acordo com Bjørlykke (1993), essas alterações são melhor preservadas se a taxa de soerguimento/erosão for menor que a taxa de fluxo meteórico. A transformação intensa na mineralogia pelo fluxo de águas meteóricas é restrita a solos ou a zonas de intemperismo gerando perfis lateríticos em regiões tropicais e subtropicais, levando ao desenvolvimento de bauxitas (Esteoule-Choux, 1983). Em condições de clima semi-árido, ocorre a formação de calcretes, silcretes e ferricretes (Shanmugam & Higgins, 1988).

5.4 Diagênese de arenitos e sua influência nas características de reservatório

Um sistema petrolífero é um sistema físico-químico dinâmico de geração, migração e armazenamento de petróleo. Inicialmente, o petróleo é gerado em uma rocha rica em matéria orgânica que tenha sofrido um processo de maturação a determinada profundidade (rocha geradora). A seguir, esse petróleo precisa migrar até encontrar litologias que sirvam para armazená-lo e retê-lo na rocha-reservatório através de uma rocha selante, definida como uma rocha que possui características permo-porosas muito reduzidas, o que dificulta a passagem dos hidrocarbonetos (Magoon & Dow, 1994; Gluyas & Swarbrick, 2004). Ao contrário de uma rocha selante, uma rocha-reservatório é caracterizada por ter alta permo-porosidade, ou seja, poros em quantidade suficiente para armazenar o petróleo e boa interconectividade entre eles (permeabilidade). Estas rochas podem ser carbonáticas (vide exemplos em Roehl & Choquette, 1985) ou siliciclásticas (Barwis *et al.*, 1990).

Conforme descrito anteriormente, o sedimento depositado passa a sofrer diversas transformações durante a diagênese, modificando a textura da rocha, mascarando sua verdadeira proveniência e interferindo nas características de permo-porosidade. Os processos diagenéticos mais comuns que afetam uma rocha-reservatório siliciclástica são: calcitização, zeolitização, dissolução, caulinização, albitização, dolomitização, recristalização e cloritização (Tucker, 2001). Entretanto, são os minerais precipitados nos poros da rocha que inviabilizam uma rocha como reservatório. Se precipitados em quantidades suficientes, esses minerais diagenéticos formam cimentos e obstruem a garganta dos poros, comprometendo as características permo-porosas da rocha, tornando-a inviável como reservatório. Porém, também há a possibilidade de dissolução posterior de cimentos diagenéticos, gerando porosidade secundária, como acontece em muitos reservatórios mundiais.

Os processos diagenéticos permitem que uma variedade de minerais diagenéticos ocorra como cimento nas rochas siliciclásticas. Como cimento entende-se a precipitação e o desenvolvimento de minerais nos poros das rochas (Worden & Burley, 2003). Os cimentos mais comuns são:

- quartzo na forma de crescimentos secundários (*overgrowths*) (Fig. 7A) e microcristais intergranulares;

- K-feldspato diagenético como crescimentos secundários (*overgrowths*) ao redor de grãos detríticos (Fig. 7B) ou como cristais discretos preenchendo poros;

- carbonatos do tipo calcita e dolomita (Fig. 7C), siderita e mais raramente anquerita, rodocrosita e magnesita;

- argilominerais como caulinita (Fig. 7D), illita (Fig. 7E), clorita e os interstratificados (especialmente illita-esmectita) (Fig. 7F). A esmectita também é verificada como cimento, porém, é menos abundante. Os argilominerais são volumetricamente menos significativos, mas extremamente importantes, pois ocorrem como cimentos ou franjas ao redor de grãos, exercendo enorme influência na permo-porosidade da rocha, prejudicando a qualidade do reservatório (Houseknecht & Pittman, 1992).

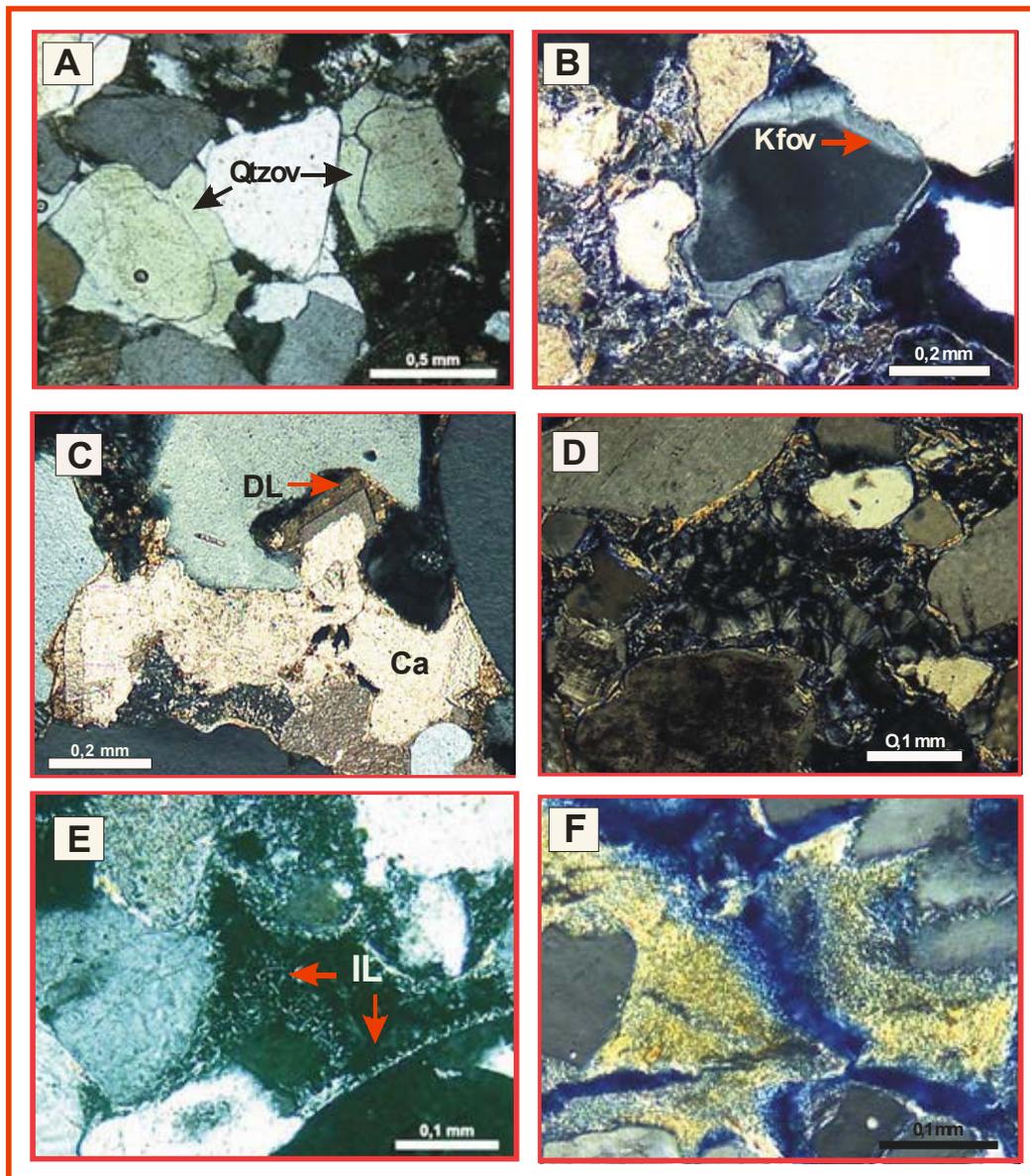


Figura 7 - Micrografias (LP) exemplificando cimentos diagenéticos em arenitos. (A) Crescimentos secundários (*overgrowths* sintaxiais) de quartzo (Qtov). (B) Crescimento secundário (*overgrowth* epitaxial) de K-feldspato (Kfov). (C) Calcita poiquilitópica (Ca) e dolomita romboédrica (DL). (D) Caulinita *booklet* intergranular. (E) Franjas de ilita diagenética (IL) ao redor de grãos detríticos e parcialmente preenchendo poros. (F) Agregados de ilita-smectita (I/S) intergranular do tipo *honeycomb*. Imagens do autor.

5.5 Geocronologia

A Geocronologia (*geo*= Terra; *chronos*= tempo/idade; *logos*= estudo) é definida como “A ciência da datação e determinação da seqüência temporal de eventos na história da Terra” (Neuendorf *et al.*, 2005). Atualmente, a Geocronologia tem sido utilizada rotineiramente para a definição de idades de diferentes rochas e minerais, contribuindo com outros segmentos das

Geociências, como a Sedimentologia, a Estratigrafia e a Paleontologia. Porém, antes da aplicação dos métodos radiométricos de datação, o tempo geológico era estimado e limitado a estudos empíricos semi-quantitativos dos processos sedimentares com taxa de sedimentação controlada e denudação do material geológico (Lewis & Knell, 2001). Com o advento da radioatividade em 1895, houve a possibilidade de uma datação mais acurada das rochas e minerais, ou seja, a definição numérica do tempo de ocorrência ou duração de um evento geológico, possibilitando determinar com rigor quantitativo as taxas dos processos atuantes no passado geológico. Inicialmente, a Geocronologia era aplicada exclusivamente em rochas ígneas, metamórficas e extraterrestres, visando idades referentes a processos termo-tectônicos e de resfriamento. A partir da década de 1970, a aplicação de métodos radiométricos de datação se estendeu para o estudo de rochas sedimentares, inicialmente em pelitos e posteriormente em arenitos-reservatório de hidrocarbonetos. Atualmente, as análises geocronológicas são utilizadas em estudos de petrologia sedimentar, contribuindo para o melhor entendimento do preenchimento sedimentar em uma bacia, através da indicação de proveniência, fluxo de fluidos e eventos termo-tectônicos (Hamilton, 2003; Banner, 2004). Porém, a falta de idades estratigráficas ou bioestratigráficas bem definidas é um dos principais obstáculos no entendimento a bom termo da evolução diagenética de uma rocha sedimentar. No entanto, através da datação de minerais diagenéticos, é possível obter idades referentes a processos deposicionais e diagenéticos e, conseqüentemente, melhorando a compreensão da história evolutiva das seqüências sedimentares em uma bacia.

5.6 Métodos radiométricos aplicados em rochas sedimentares clásticas

Variações na permo-porosidade de uma rocha-reservatório através do desenvolvimento de fases diagenéticas são prejudiciais à sua capacidade potencial de armazenar hidrocarbonetos (Pallat *et al.*, 1984; Macchi, 1987). Por isso, é importante saber as condições em que essas fases diagenéticas ocorreram e principalmente determinar o momento de sua formação (Emery & Robinson, 1993; Le Gallo *et al.*, 1998).

De particular interesse para os estudos relacionados com a diagênese são os métodos radiométricos ^{87}Rb - ^{87}Sr , ^{40}K - ^{40}Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar por serem aplicados em

constituintes diagenéticos de arenitos-reservatório de origem continental, transicional e marinha, permitindo a obtenção de idades diagenéticas e/ou deposicionais dessas rochas.

5.6.1 Método ^{40}K - ^{40}Ar

O potássio é um metal alcalino com raio iônico de 1,38Å e o sétimo elemento mais abundante da crosta da Terra. O isótopo mais comum de potássio é o ^{39}K (93% do total de potássio), seguido pelo ^{41}K (7,9%). A forma radioativa ^{40}K é a mais rara (0,01167%). Seu decaimento (meia-vida de 1,25 Ga) origina o ^{40}Ca (89,5%) por decaimento beta e o ^{40}Ar (10,5%) por captura de elétrons (Dalrymple & Lanphere, 1969; Renne, 2006). A análise inicia-se através da determinação da concentração do ^{40}K total da amostra de rocha, em geral, pela técnica de fotometria de chama ou espectrometria de emissão e absorção atômica. Para a análise da concentração do ^{40}Ar , é necessária a fusão de uma alíquota da amostra (temperaturas entre 80 a 160^o C por 24 horas, de acordo com Robinson *et al.*, 1993; Zwingmann *et al.*, 1998), pois esta permitirá que o gás seja liberado. O ^{40}Ar liberado neste processo é recolhido, purificado e analisado isotopicamente por um espectrômetro de gases. Os valores obtidos para o ^{40}Ar radiogênico (em cm³ Ar(STP)/g amostra ou mol/g) são aplicados na equação do tempo:

$$t = 1/\lambda_{\text{total}} \ln (\lambda_{\text{total}}/\lambda_{\text{EC}} \cdot {}^{40}\text{Ar}^*/{}^{40}\text{K} + 1)$$

obtendo-se então a idade radiométrica ^{40}K - ^{40}Ar da amostra de rocha.

5.6.2 Método ^{40}Ar - ^{39}Ar

O método radiométrico ^{40}Ar - ^{39}Ar é considerado como uma evolução do método ^{40}K - ^{40}Ar convencional, pois tenta minimizar alguns efeitos analíticos que são característicos deste método (Dickin, 2005). Uma das vantagens do método ^{40}Ar - ^{39}Ar é que não há necessidade de se obter a determinação direta do teor de potássio da amostra em estudo, conseqüentemente diminui-se a possibilidade de erro analítico. Além disso, utiliza-se uma única alíquota da amostra para o procedimento da análise, eliminando-se os erros nas determinações individuais das concentrações do argônio e do potássio, como é procedimento no método ^{40}K - ^{40}Ar . O método usa a irradiação com nêutrons de uma amostra em um reator nuclear, o qual produz artificialmente o ^{39}Ar a partir do ^{39}K

(meia-vida de 269 anos). O ^{39}Ar representa indiretamente o teor de potássio da amostra e as idades podem ser determinadas a partir da razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dosando-se o ^{40}Ar (radiogênico, resultante da desintegração do ^{40}K) e do ^{39}Ar . Após a irradiação, há necessidade de um período (entre 30 e 60 dias) para que haja perda da radioatividade e o material possa ser manuseado. Então, o argônio é extraído da amostra como no método convencional ^{40}K - ^{40}Ar e é analisado por um espectrômetro de gases. Cabe ressaltar que a irradiação não afeta o teor de ^{40}Ar radiogênico já existente na amostra, pois a quantidade de átomos dessa espécie existente na amostra é resultado somente do decaimento natural do ^{40}K . A extração do argônio da amostra pode ser obtida a partir da técnica de fusão total ou da fusão por etapas (*step heating*), com o auxílio de uma sonda laser. A técnica de fusão total é semelhante a do ^{40}K - ^{40}Ar convencional, mudando apenas as razões isotópicas medidas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Fundindo-se a amostra com temperaturas entre 1200 e 1300⁰ C ocorre a liberação total dos gases. Estes gases são purificados e analisado em um espectrômetro de gases. No entanto, a técnica mais usualmente empregada é a de fusão por etapas (*step heating*) que consiste em vários estágios de extração do Ar onde há o constante aumento de temperatura. O argônio liberado em cada etapa é recolhido, purificado e analisado. Se o sistema químico permaneceu fechado, todas as idades obtidas nas diferentes temperaturas deverão ser as mesmas, ou seja, um espectro de idades deve ser contínuo e constante.

6. Estado da Arte

Os crescimentos diagenéticos de K-feldspato na forma de *overgrowths* são amplamente documentados na literatura (Baskin, 1956; Stablein & Dapples, 1977; Sibley, 1978; Waugh, 1978; Kastner & Siever, 1979; Ali & Turner, 1982; Milliken, 1989; Krainer & Spötl, 1989; Morad *et al.*, 1989; De Ros *et al.*, 1994; Lee & Parsons, 2003; Mandado *et al.*, 2003; Maraschin *et al.*, 2004; Sandler *et al.*, 2004), porém, sua potencialidade para a aplicação de datação pelos métodos ^{40}K - ^{40}Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar é relativamente recente.

Uma das primeiras tentativas envolvendo a datação de K-feldspato diagenético foi realizada por Hearn & Sutter (1985). Os autores aplicaram experimentalmente o método ^{40}K - ^{40}Ar para datar os K-feldspatos diagenéticos encontrados nos calcários Conococheague (Cambriano superior de Maryland, Estados Unidos). De acordo com os resultados obtidos, os autores sugerem

que essa fase diagenética foi formada durante o Pensilvaniano superior e o Permiano inferior.

Mas foi o trabalho de Girard *et al.* (1988) que se destacou nesta linha de pesquisa, pois desenvolveu uma metodologia para a separação física das fases detrítica e diagenética dos K-feldspatos, até então considerado como o ponto mais crítico das tentativas de datação. O foco desse estudo foram os arenitos arcóseos do Cretáceo inferior da Bacia de Angola, depositados em ambiente fluvio-costeiro em um contexto tectônico do tipo *rift-valley* continental. Os *overgrowths* são claramente visíveis ao redor de grãos de K-feldspato, pois estão em descontinuidade ótica com o núcleo e suas características sugerem uma formação precoce, anterior ao processo de compactação. Após a efetiva separação, os *overgrowths* foram concentrados e datados pelo método ^{40}K - ^{40}Ar . Os resultados obtidos de 98 ± 16 e 130 Ma foram interpretados como sendo a idade de deposição desses arenitos, possivelmente refletindo à época de abertura do Oceano Atlântico (Cretáceo inferior).

As tentativas para se datar essa fase diagenética prosseguiram com Walgenwitz *et al.* (1990) que aplicaram o método ^{40}Ar - ^{39}Ar nos *overgrowths* que ocorrem em arenitos-reservatório da porção *offshore* da Bacia de Angola. A idade obtida de $25,6 \pm 3,2$ Ma (Mioceno inferior) foi considerada como a idade máxima do evento diagenético nesses arenitos, coincidente com o trapeamento do óleo no reservatório.

Motivados pelo sucesso obtido por Walgenwitz *et al.* (1990), Girard & Onstott (1991) testaram a viabilidade da aplicação do método ^{40}Ar - ^{39}Ar nos *overgrowths* de K-feldspato anteriormente datados por Girard *et al.* (1988) pelo método convencional ^{40}K - ^{40}Ar . A datação nessas amostras pelo método ^{40}K - ^{40}Ar forneceu idades entre 98 ± 16 e 130 Ma para os crescimentos, enquanto que as idades obtidas pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar variaram entre 90 ± 7 e $138,1 \pm 1,5$ Ma. Observa-se que as idades obtidas em ambos os trabalhos estão muito próximas, mostrando a validade da aplicação de ambos os métodos.

Em 1998, Spölt *et al.* retomaram as datações de K-feldspatos diagenéticos em rochas carbonáticas. Os autores constataram que esta feição é comum em carbonatos permianos, que estão intercalados em seqüências evaporíticas nos Alpes austríacos. Foi aplicado o método ^{40}Ar - ^{39}Ar e os resultados revelaram idades entre 97 e 90 Ma, sendo interpretadas como a

idade de formação dos K-feldspatos diagenéticos a partir da mobilização de fluidos ricos em salmouras associados a eventos tectônicos deformacionais.

Warnock & van de Kamp (1999) dataram os *overgrowths* de K-feldspato pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar e as idades 135 e 94 Ma indicaram dois eventos relacionados a reativações da zona de cisalhamento Idaho Springs (Colorado, Estados Unidos) durante o Cretáceo, suficiente para aquecer e mobilizar grandes quantidades de fluidos hidrotermais, precipitando os K-feldspatos diagenéticos.

O trabalho de Hagen *et al.* (2001) avançou mais no método ^{40}Ar - ^{39}Ar , pois utilizaram uma sonda de laser ultravioleta nos grãos detríticos e nos *overgrowths* de K-feldspato separados de amostras dos arenitos permotriássicos do Vale do Rift Kilombero, na Tanzânia. A idade média obtida para os K-feldspatos detríticos foi de 423 ± 14 Ma e para os K-feldspatos diagenéticos de 138 ± 5 Ma. O primeiro valor foi interpretado como idade relacionada à proveniência do embasamento Pan-africano, (área-fonte dos arenitos), e o segundo valor, uma idade diagenética associada com a precipitação dos *overgrowths* nesses arenitos.

Em 2004, Sandler *et al.* aplicaram as metodologias ^{40}K - ^{40}Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em K-feldspatos diagenéticos que ocorrem em seções sedimentares do Albiano e Turoniano em Israel. Este trabalho trouxe e apresentou aspectos particulares:

- os feldspatos não estão na forma de *overgrowths* ao redor de grãos detríticos de K-feldspato, como nos casos anteriormente descritos, mas são cristais individuais idiomórficos;
- os cristais de K-feldspato ocorrem na fração silte (entre 4 e 44 μm) e estão dispersos nas várias litologias associadas e não apenas nos arenitos;
- os autores chamam a atenção que até então não havia um estudo publicado envolvendo a datação de K-feldspatos formados em condições superficiais de temperatura ($< 50^\circ \text{C}$).

As idades ^{40}K - ^{40}Ar nos cristais da fração silte ficaram entre 93 ± 2 e 123 ± 2 Ma (média de 97 Ma) e a idade ^{40}Ar - ^{39}Ar de 97 ± 2 Ma, compatível com a idade estratigráfica estimada de 100 ± 3 Ma. As idades mais antigas, em torno de 550 Ma refletem a proveniência a partir de rochas sedimentares paleozóicas localizadas ao sul de Israel.

Com relação a datação de K-feldspatos diagenéticos formados em temperaturas superficiais, um novo exemplo é apresentado por Maraschin *et al.* (submetido). Estes autores aplicaram o método ^{40}Ar - ^{39}Ar em *overgrowths* de K-feldspato precipitados em temperaturas calculadas como sendo da ordem de 30°C . Maiores detalhes e resultados desse trabalho podem ser conferidos no capítulo 4, nesse volume.

Mark *et al.* (2005, 2006) diferenciaram episódios de migração e acumulação de hidrocarboneto em reservatório, a partir da caracterização de zonações nos *overgrowths* de amostras da Bacia Faeroe-Shetland, noroeste das Ilhas Shetland. Os *overgrowths* exibem três padrões de zonação de inclusões. Essas zonações foram datadas individualmente com idades muito similares. As idades mostram que a diagênese do *overgrowth* de K-feldspato iniciou-se em 83 Ma, cessando aproximadamente a 53 Ma. O preenchimento do reservatório se deu por volta de 83 Ma concomitante com a diagênese dos K-feldspatos e um soerguimento tectônico por volta de 76 Ma afetou a sua estruturação, permitindo que o hidrocarboneto migrasse para outra região.

Sherlock *et al.* (2005) utilizaram laser ultravioleta de argônio *in situ* nos *overgrowths* que ocorrem em arenitos da Suécia central. Os resultados mostram dois episódios de migração de fluidos nos arenitos, separados por um período de 100 Ma. O primeiro fluxo foi relacionado à diagênese de soterramento seguido por precipitação dos *overgrowths* no Pré-cambriano/Cambriano (567 a 528 ± 10 Ma); o segundo fluxo está interligado com a orogenia Caledoniana durante o Siluriano médio-superior (453 ± 8 a 403 ± 6 Ma).

O trabalho mais recente envolvendo datação de *overgrowths* de K-feldspato é o de Mark *et al.* (2007). Os autores amostraram localidades no Reino Unido, denominadas de margem Laurentiana, onde predominam arenitos continentais e constataram a ocorrência de duas fases de geração de K-feldspatos diagenéticos. Dados de inclusões fluidas combinados com a datação ^{40}Ar - ^{39}Ar permitiram afirmar que a primeira fase foi precipitada a partir de um fluido de baixa temperatura e de salinidade moderada em 470 Ma e a segunda precipitada a partir de um fluido com temperatura e salinidades mais elevadas em 432 Ma. Os dois episódios de precipitação foram interpretados como

representativos de dois períodos de migração de fluidos em escala regional, relacionados com eventos tectônicos que afetaram a área.

Além da possibilidade de uso do K-feldspato diagenético para a determinação de idades absolutas (deposicionais ou diagenéticas) destaca-se também a illita, argilomineral diagenético de composição potássica e de ocorrência relativamente comum em rochas-reservatório.

Além disso, as frações mais finas da illita muitas vezes ocorrem como uma das últimas, ou até mesmo a última fase mineral a ser formada antes do início do preenchimento dos reservatórios por um fluido de composição diferente do que aquele que a formou (Lee *et al.*, 1985, 1989). Assim, a diagênese da illita cessa quando ocorre a entrada de hidrocarbonetos ou de outro fluido e a determinação da idade da última fase de illita formada indica o momento (idade) do preenchimento do reservatório e os regimes de fluxo de fluidos durante a evolução de uma bacia sedimentar (Robinson *et al.*, 1993; Zwingmann *et al.*, 1998, 1999; Elliot & Haynes, 2002).

Os primeiros estudos envolvendo datações absolutas pelo método radiométrico ^{40}K - ^{40}Ar de illitas diagenéticas em arenitos-reservatório iniciaram em meados dos anos 1980 e persistem até hoje, com diferentes enfoques, como preenchimento por hidrocarbonetos (Lee *et al.*, 1985; Thomas, 1986; McBride *et al.*, 1987; Ehrenberg & Nadeau, 1989; Glasmann *et al.*, 1989; Scothman *et al.*, 1989; Hamilton *et al.*, 1989, 1992; Mizusaki *et al.*, 1990; Clauer *et al.*, 1992; Hogg *et al.*, 1993; Ziegler *et al.*, 1994; Darby *et al.*, 1997; Liewing & Clauer, 2000), percolação de fluidos diagenéticos (Burley & Flisch, 1989; Girard *et al.*, 1989; Gaupp *et al.*, 1990; Cathelineau *et al.*, 2004; Sant'Anna *et al.*, 2006; Abid & Hesse, 2007). As illitas diagenéticas também são úteis para estudos de eventos tectônicos e história térmica de uma bacia em escala regional (Lee *et al.*, 1989; Barnes *et al.*, 1992; Mossman *et al.*, 1992; Robinson *et al.*, 1993; Zhao *et al.*, 1997; Zwingmann *et al.*, 1999; Uysal *et al.*, 2001) e datação de estruturas geradas por impactos (Uysal *et al.*, 2001). Estudos recentes têm destacado o potencial para a determinação de eventos deformacionais e falhamentos (Zwingmann & Mancktelow, 2004; Zwingmann *et al.*, 2006).

As illitas que ocorrem nos poros dos arenitos eólicos da Formação Rotliegende do Mar do Norte foram datadas por Lee *et al.*, (1985, 1989). Os

autores obtiveram idades ^{40}K - ^{40}Ar entre 100 e 175 Ma, relacionadas com as duas principais fases de atividades tectônicas reconhecidas na área, ocorridas no Jurássico e no Cretáceo superior-Terciário inferior. Os resultados das idades, aliados aos valores da temperatura e da composição do fluido formador das ilitas, permitiram um melhor entendimento dos processos evolutivos auxiliando para uma melhor exploração deste reservatório.

No Brasil, o trabalho pioneiro focado para a datação de ilitas diagenéticas foi realizado por Mizusaki *et al.* (1990). Neste estudo, as ilitas diagenéticas foram mecanicamente separadas de amostras dos arenitos-reservatório da Formação Monte Alegre (Carbonífero da Bacia do Solimões) e datadas pelo método ^{40}K - ^{40}Ar . As idades em torno de 200 Ma indicaram o período no qual o processo diagenético de formação das ilitas foi interrompido, provavelmente pelo preenchimento destes reservatórios pelo hidrocarboneto. Esta idade, na Bacia do Solimões, está relacionada com o magmatismo básico triássico, considerando-se que este evento provavelmente exerceu uma forte influência nos processos mesogenéticos dos arenitos-reservatório, principalmente na diagênese da ilita, bem como na migração do hidrocarboneto. Um segundo valor em torno de 150 Ma foi associada à tectônica observada no Juro-Cretáceo. Estes resultados foram confirmados posteriormente por Elias *et al.* (2007).

Barnes *et al.* (1992) aplicaram o método ^{40}K - ^{40}Ar em ilitas diagenéticas do arenito St. Peter (Ordoviciano médio da porção central da Bacia Michigan, Estados Unidos). Com as idades obtidas e integradas com os dados de petrografia e de inclusões fluidas, foi possível reconstruir a evolução dos arenitos-reservatório, no que diz respeito às condições diagenéticas, história térmica e o momento de *emplacement* e migração do hidrocarboneto no reservatório. As idades ^{40}K - ^{40}Ar apresentaram um range de 384 a 327 Ma (média de 346 ± 11 Ma), interpretado como um episódio regional de ilitização durante o Devoniano superior e o Mississipiano. De uma fração obteve-se uma idade de 545 Ma a 393 Ma (mais velha que a deposição), indicando uma possível contaminação por minerais potássicos detríticos.

A proposta de Uysal *et al.* (2001) é a aplicação dos métodos isotópicos ^{40}K - ^{40}Ar e ^{87}Rb - ^{87}Sr em ilitas e em interestratificados ilita-esmectita que ocorrem nas camadas de carvão do Permiano superior da Bacia Bowen, norte

da Austrália, a fim de determinar o *timing* de paleotemperaturas máximas, as quais são responsáveis pela maturação do carvão e geração de gás de carvão nessa bacia. As amostras foram selecionadas a partir de folhelhos, arenitos e bentonitas do Permiano superior e de vulcânicas intrusivas do Cretáceo. As idades indicaram dois principais eventos térmicos na bacia: o evento térmico mais antigo ocorreu durante o Triássico superior (205-215 Ma) e é posterior ao máximo soterramento que a bacia atingiu durante o Triássico médio (140-155 Ma). A acumulação de sedimentos na bacia terminou em torno de 235-230 Ma como resultado de deformações, soerguimento e erosão.

As idades ^{40}K - ^{40}Ar obtidas por Sant'Anna *et al.* (2006) em amostras provenientes das formações Rio Bonito (Permiano da Bacia do Paraná, sul do Brasil) e San Miguel (leste do Paraguai) indicaram que as ilitas diagenéticas foram provavelmente formadas entre 140 e 130 Ma, através da migração de fluidos hidrotermais durante o evento magmático Serra Geral, no Cretáceo inferior. Esse magmatismo foi efetivo na migração de fluidos hidrotermais e cristalização de ilitas e pode ter promovido às condições necessárias para a geração e migração do óleo na Bacia do Paraná.

Com base nesses estudos, pode-se comprovar que a aplicação das técnicas de datação ^{40}K - ^{40}Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em minerais diagenéticos vem apresentado resultados satisfatórios, contribuindo para o melhor conhecimento da história evolutiva de bacias sedimentares.

7. Metodologia Utilizada

Com a finalidade de cumprir o objetivo principal do trabalho (aplicação de métodos radiométricos na datação de minerais diagenéticos), foram utilizadas diferentes técnicas analíticas, cada qual com seu resultado específico na caracterização dos minerais para datação. Para tanto, foi procedida a seguinte metodologia de trabalho:

- (1) *levantamento bibliográfico*: a etapa inicial do trabalho envolveu uma extensa pesquisa bibliográfica, por meio de artigos científicos, referente ao tema principal de estudo da tese. O objetivo foi entender a técnica e suas possibilidades de aplicação. Adicionalmente, foram compilados dados de dissertações de mestrado, artigos científicos e trabalhos

publicados em encontros nacionais de geologia (simpósios e congressos) das unidades sedimentares amostradas.

- (2) *seleção das amostras*: com base na análise modal de lâminas petrográficas realizadas por Maraschin (2003), foram selecionados 8 intervalos testemunhados da Formação Açu (Bacia Potiguar, RN), onde há a presença extensiva de K-feldspatos diagenéticos. Nestes intervalos, foram coletadas amostras com aproximadamente 300 gramas cada, visando à separação física desta fase diagenética. Esta coleta de amostras foi realizada por técnicos do Centro de Pesquisa e Desenvolvimento da PETROBRAS (CENPES/PETROBRAS). Para o trabalho realizado na Formação Guaritas (Bacia do Camaquã, RS), as amostras foram selecionadas a partir do perfil estratigráfico onde Sbrissa (2006) descreveu a ocorrência de illita diagenética. Nos pontos selecionados foram coletadas aproximadamente 250 gramas de amostra.
- (3) *análise macroscópica das amostras*: descrição das amostras em lupa binocular, caracterizando-as de acordo com critérios específicos, como cor, granulometria e identificação dos grãos do arcabouço.
- (4) *desagregação das amostras e separação física de minerais*: as amostras testemunhadas provenientes dos arenitos fluviais da Formação Açu primeiramente foram limpas para eliminação de qualquer resíduo de hidrocarboneto, pois algumas estavam saturadas com hidrocarbonetos pesados. É necessária a extração destes resíduos, pois os mesmos podem evaporar durante as análises, ocasionando danos aos equipamentos utilizados e interferência nas análises. Este procedimento foi efetuado no Laboratório de Química Ambiental do Instituto de Química da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IQ/UFRGS), utilizando-se o sistema SOXLET, com di-cloro metano a quente. Como após vários dias não foi obtida a remoção dos resíduos, tentou-se então outro procedimento visando acelerar o processo. As amostras foram colocadas em banho de ultrassom com o di-cloro metano, em períodos variáveis de tempo, até este atingir a saturação com hidrocarboneto. O solvente saturado foi então substituído e o processo reiniciado sucessivamente. Após 40 dias de

limpeza, somente de uma das amostras foi possível extrair todo o resíduo de hidrocarboneto. As demais estavam ainda muito saturadas. Tentou-se então a técnica para extração de hidrocarbonetos com uso de uma bomba pressurizada com di-cloro-metano a 150⁰ C e 1500 Psi sendo esse procedimento realizado no Laboratório Analytical Solutions (Rio de Janeiro). Com essa sistemática, foi possível limpar as amostras utilizando-se 6 extrações de 12 minutos cada. Depois de efetuada a limpeza, as amostras foram desagregadas em gral de ágata (para evitar qualquer contaminação) e em seguida peneiradas, com a finalidade de separar a fração onde os grãos de K-feldspatos estavam concentrados. Após a fração obtida, a amostra foi lavada em água corrente e colocada em ultrassom de banho para a retirada das finas películas de cimento carbonático dos grãos, previamente identificados nas lâminas petrográficas. A amostra é então colocada em uma estufa com temperatura de 60⁰ C por duas horas para secagem. O passo seguinte foi a separação dos minerais pesados da amostra. Este procedimento foi feito usando-se um separador magnético Frantz, operando com diferentes amperagens. Uma vez separados os minerais pesados, a amostra ficou constituída exclusivamente por quartzo e feldspato. Para a separação desses dois minerais, a amostra foi inserida em uma solução de Bromofórmio (D = 2,6), pois os grãos de quartzo precipitam e os grãos de feldspato permanecem em suspensão na solução. Isto permitiu a separação dos minerais e como produto final um concentrado constituído por grãos de feldspato e alguns resquícios de quartzo. O concentrado de K-feldspato foi colocado para secagem por duas horas em uma estufa a 60⁰ C. Finalmente, os grãos de K-feldspato foram selecionados manualmente (*handpicking*) em lupa binocular. Esses procedimentos foram desenvolvidos no Laboratório de Análises Sedimentares do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) e no Laboratório de Suporte Analítico, ambos no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

No caso da Formação Guaritas, as amostras de rocha foram quebradas em fragmentos menores (3 a 4 cm) com um martelo e

posteriormente desagregadas usando-se técnicas de criogenia (congelamento (*freezing*) e descongelamento (*thawing*) com nitrogênio líquido para evitar a contaminação por outras frações que contenham minerais potássicos, como feldspato ou mica (Liewig *et al.*, 1987). As frações de dimensões < 2µm foram separadas com água destilada de acordo com a lei de Stoke, visando a concentração da ilita. Esses procedimentos foram realizados no Techonology Park do CSIRO Petroleum, na Austrália.

- (5) *separação dos crescimentos diagenéticos (overgrowths) de K-feldspato*: inicialmente tentou-se enfraquecer o limite núcleo-*overgrowth* dos grãos através de ataque ácido com o uso de HF 0,1 N em temperatura ambiente e sob agitação por ultrassom de banho. O tempo variou de 1 a 3 horas, conforme indicado nos procedimentos de Girard *et al.* (1988). Após o ataque, os grãos foram lavados com água destilada e novamente submetidos a intenso processo de ultrassom que deveria ocasionar a separação núcleo-*overgrowth*. No entanto, isto não foi verificado. Optou-se então por proceder novos ataques ácidos por até 9 horas quando então aparentemente os *overgrowths* começaram a apresentar intensos processos de corrosão, o que ocasiona perda de argônio, inviabilizando a aplicação da datação nesses grãos. Assim, interrompeu-se o ataque ácido e os grãos foram lavados com água destilada e submetidos a um novo período de agitação por ultrassom. Novamente, não foi possível a separação efetiva núcleo-*overgrowth*. Numa terceira tentativa, outros grãos de K-feldspato foram separados e tentou-se a quebra com a utilização de HCL e HNO₃ em diferentes tempos de aplicação de ultrassom. Em nenhum desses novos procedimentos foi obtida as separações desejadas, comprovando a inexistência de impurezas (por exemplo, argilominerais ou óxidos) entre as duas fases minerais (detritico e *overgrowth*), conforme já fora observado em lâmina petrográfica.
- (6) *análise petrográfica*: 9 lâminas petrográficas de amostras provenientes da Formação Guaritas foram confeccionadas pelo Laboratório de Suporte Analítico do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IG/UFRGS). A descrição petrográfica, através do

método de contagem Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966b; Dickinson, 1970; Zuffa, 1980) envolveu a determinação da mineralogia das fábricas, o reconhecimento de feições diagenéticas, natureza e arranjo do empacotamento e tipos de contatos, porosidade, texturas e relações entre minerais, permitindo dessa forma hierarquizar as feições e utilizá-las para estabelecer uma seqüência de eventos diagenéticos. A contagem de pontos em lâminas é uma técnica estatística tradicionalmente utilizada para a estimativa da composição mineralógica volumétrica de amostras de rocha (Gazzi, 1966a). A lâmina é varrida com controle manual ou automático, e a cada passo, é registrado o constituinte que se encontra no cruzamento dos fios do retículo da ocular do microscópio. Ao final da contagem é obtida a proporção estatística de cada constituinte na composição da rocha amostrada. A peculiaridade do método está no procedimento de contagem. Pontos em cristais ou grãos com mais de 0,0625 mm de diâmetro são contados como seus constituintes mineralógicos (quartzo, feldspato ou outros minerais), mesmo que façam parte de fragmentos de rochas vulcânicas, plutônicas, metamórficas ou sedimentares. Apenas pontos centrados em cristais ou grãos menores que 0,0625 mm de diâmetro em fragmentos de rochas devem ser contados como fragmentos. Por fim, os dados petrológicos levantados nesta etapa são registrados em planilha Excel, onde todas as quantificações foram expressas em percentagem como valor total do volume de rocha. As feições mineralógicas mais representativas foram selecionadas e documentadas por meio de micrografias. A análise petrográfica das lâminas dos arenitos da Formação Açú foi previamente por Maraschin (2003).

- (7) *difratometria de raios X (DRX)*: as amostras selecionadas da Formação Guaritas foram preparadas para análise por difração de raios X pois esta técnica permite a identificação qualitativa e semi-quantitativa da mineralogia da FF < 2 μ m, onde se concentram os argilominerais. Especificamente, buscou-se a identificação da illita nas amostras. As análises foram feitas no Laboratório de Difração de Raios X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

(IG/UFRGS) com a utilização do equipamento Siemens D5000. A preparação das amostras foi baseada nos procedimentos descritos por Alves (1987), onde inicialmente pulverizam-se as amostras com pistilo em um gral de ágata. Em seguida, cerca de 5g do pó resultante foram dispersos em 50 ml de água destilada e submetidos ao ultra-som, na presença de uma solução de pirofosfato de sódio utilizada como defloculante. Na solução resultante, com o auxílio da centrífuga, separou-se a fração menor que 2 μ m. Esta fração é depositada em duas lâminas nas quais os argilominerais são orientados segundo a técnica do esfregão (Gibbs, 1965). As lâminas preparadas são secas em condições naturais, sendo uma delas colocada num dessecador contendo etilenoglicol e posteriormente em estufa aquecida a 60⁰ C por 8 horas, obtendo-se assim a amostra glicolada e a amostra natural. Após a análise no difratômetro destas lâminas, a lâmina glicolada foi submetida por 2 horas em forno a 500⁰ C com o objetivo de obter uma lâmina calcinada. A partir da análise conjunta dos difratogramas obtidos destas lâminas, são reconhecidos os argilominerais presentes nas amostras.

- (8) *microscopia eletrônica de varredura (MEV)*: amostras da Formação Guaritas foram selecionadas para a aplicação da técnica de microscopia eletrônica de varredura com o objetivo de caracterizar a morfologia das ilitas diagenéticas, recristalizações, seus hábitos e relações paragenéticas com outros minerais. O microscópio eletrônico de varredura é um equipamento que apresenta uma profundidade de foco muito superior à dos microscópios óticos convencionais. Por sua elevada resolução (até 100 Å), que permite aumentos superiores a 10⁷ vezes, é possível observar detalhes da rocha tanto em nível de mineralogia como de porosidade. O procedimento para preparação para a análise no MEV inicia-se com a colagem de pequenas amostras com esmalte comum incolor em um porta-amostra especial (*stub*), com dimensão aproximada de 5x6 mm e em seguida metalizada. No processo de metalização, a amostra é recoberta por uma película constituída por uma liga de carbono e/ou ouro, o que a torna superficialmente condutora. As análises foram efetuadas com

aumentos variáveis e documentadas fotograficamente nos laboratórios do Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CME/UFRGS), utilizando-se um microscópio eletrônico JEOL JSM-5800 com aceleração de voltagem de 30 kV e a densidade da corrente do feixe de $0.4 \mu\text{A}/\text{mm}^2$. Para fins de uma identificação mineralógica mais específica, fez-se o uso de um detector de energia dispersiva (EDS), que permite a microanálise química semi-quantitativa das fases minerais presentes na amostra de rocha. Análises adicionais por MEV foram feitas também no Technology Park do CSIRO Petroleum, na Austrália, utilizando-se um microscópio Philips 300 equipado com um sistema EDS. Todas essas análises foram realizadas apenas nas amostras provenientes da Formação Guaritas, uma vez que as amostras da Formação Açú já estão bem documentadas por MEV nos trabalhos de Maraschin (2003) e Maraschin *et al.* (2004).

- (9) *microscopia eletrônica de transmissão (MET)*: análises por microscopia eletrônica de transmissão permitem a observação em escala nanométrica de detalhes e morfologia de minerais, além de identificação da simetria e cristalografia, através de suas estruturas atômicas, identificadas pelo SAED (*Selected Area Electron Diffraction Patterns*). Foram efetuadas análises por MET tanto nas amostras da Formação Açú quanto nas amostras da Formação Guaritas. As análises nos arenitos da Formação Açú tiveram como objetivo identificar possíveis microtexturas dos K-feldspatos diagenéticos, não visualizadas em escala de microscopia ótica, bem como permitiu diferenciar a simetria das fases detrítica e diagenética. A preparação da amostra consistiu na seleção de alguns grãos de K-feldspato do concentrado para a datação, cominuídos em gral de ágata com acetona e transportados para uma grade de cobre apropriada para este tipo de análise e seca em temperatura ambiente. O procedimento de preparação da amostra foi realizado no Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CME/UFRGS) e a análise feita em um microscópio eletrônico de transmissão JEOL 201EX. Os espectros de difração de raios X foram obtidos a partir de pontos selecionados com um detector SiLi EDS

(NORAN) e as imagens foram obtidas por filmes negativos e com uma câmera CCD Gatan. O mesmo procedimento foi realizado para as amostras dos arenitos da Formação Guaritas em um microscópio eletrônico de transmissão JEOL JEM 2010 200KV no Technology Park do CSIRO Petroleum, na Austrália, com o objetivo de identificar a morfologia dos grãos das frações $< 2\mu\text{m}$ (argilominerais), especificamente as ilitas diagenéticas.

(10) *preparação para análise radiométrica*: para a aplicação do método ^{40}Ar - ^{39}Ar nos arenitos da Formação Açu, grãos de K-feldspato detrítico foram selecionado em lupa binocular, a partir do concentrado obtida na fase 4. O critério para seleção macroscópica foi sua morfologia rômbrica. Após a separação manual dos grãos, os mesmos foram montados em um porta-amostras de alumínio de 21 posições com tampa usando a geometria proposta por Vasconcelos *et al.* (2002), juntamente com o padrão Sanidina Fish Canyon (28,02 Ma), para determinação do fluxo de nêutrons. O conjunto de discos para irradiação foi encapsulado em ampola de quartzo que, por sua vez, foi inserida em um container de cádmio visando à blindagem de nêutrons térmicos associados ao processo de irradiação. Este procedimento foi realizado no Laboratório de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo/IG/USP). O conjunto de amostras e padrões foram irradiados por um período de 35 horas em um reator do tipo IEA-R1 com fluxo da ordem de $10^{13}\text{n.s}^{-1}\text{.cm}^{-2}$ pertencente ao Instituto de Pesquisas em Energia Nuclear/Comissão Nacional de Estudos Nucleares (IPEN/CNEN). Após 35 dias de resfriamento, as amostras foram liberadas pela equipe de proteção radiológica do IPEN/CNEN, sendo transportadas novamente para o CPGeo/IG/USP. Seguindo o procedimento padrão, os grãos foram acoplados em um disco de cobre e este inserido em um espectrômetro de massa para extração e análise do argônio no Laboratório de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do CPGeo/IG/USP. Dois grãos foram analisados individualmente por aquecimento gradual (*step-heating*) com a potência do laser variando de 0,1 a 0,6 W em 29 etapas, extraindo-se o argônio das fases detrítica e diagenética,

fornecendo espectros com as respectivas idades. Em uma segunda etapa, optou-se por trabalhar com uma técnica experimental onde 46 grãos dos 50 previamente irradiados foram levemente triturados em gral de ágata, resultando em 146 fragmentos contendo núcleo de K-feldspatos (fase detrítica,) somente *overgrowth* (fase diagenética) ou ainda uma mistura de ambos (detrítico e diagenético). Esses fragmentos foram montados em um disco porta-amostras de cobre de 146 posições e analisados por fusão total (6W). A intenção desse procedimento foi obter-se a idade da fase detrítica pura (mais antiga) e a idade da fase autigênica (mais jovem), por meio estatístico. Para a datação ^{40}K - ^{40}Ar das amostras provenientes dos arenitos da Formação Guaritas, inicialmente foi determinado o conteúdo de potássio das amostras por absorção atômica. O erro da determinação em duplicata do conteúdo de potássio ficou em torno de 2%, considerado como um valor aceitável. As determinações isotópicas do argônio foram feitas usando o procedimento similar ao descrito por Bonhomme *et al.* (1975). Em seguida, 100-200 mg de amostra foram dissolvidas em HF e HNO₃, de acordo com metodologia proposta por Heinrichs & Herrmann (1990). Em seguida, foram pré-aquecidas a 80⁰ C por algumas horas para reduzir a quantidade de argônio atmosférico, provavelmente absorvido no mineral durante o manuseio da amostra. O argônio foi extraído por fusão em um espectrômetro de massa VG3600 de alta sensibilidade, através de um laser contínuo de argônio utilizando o ^{38}Ar *spike* calibrado no padrão internacional biotita GA1550 (McDougall & Roksandic, 1974) e purificado. Aproximadamente 25 mg de amostra foram necessários para a realização da análise radiométrica nas ilitas diagenéticas. O erro da análise é de cerca de 1%. As idades ^{40}K - ^{40}Ar foram calculadas usando a abundância de ^{40}K e as constantes de decaimento recomendadas por Steiger & Jäger (1977). Todos esses procedimentos foram realizados no Technology Park, no CSIRO Petroleum (Austrália).

8. Resumo dos Artigos Elaborados

Artigo 1

Datação de eventos diagenéticos – aplicações em arenitos-reservatório de hidrocarbonetos

Anderson José Maraschin & Ana Maria Mizusaki

Submetido ao periódico *Pesquisas em Geociências*, 2007

O artigo 1 apresenta uma revisão da viabilidade dos métodos radiométricos ^{87}Rb - ^{87}Sr , ^{40}K - ^{40}Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar no estudo dos processos diagenéticos de rochas sedimentares clásticas. Nos arenitos, os minerais diagenéticos podem se precipitar como cimento nos poros reduzindo a porosidade e interferindo na permeabilidade da rocha, prejudicando a capacidade potencial de um reservatório (Pallat *et al.*, 1984; Macchi, 1987). Por isso, é importante saber as condições em que essas fases diagenéticas se formaram e determinar o momento de sua precipitação. Neste manuscrito são apresentados estudos realizados em amostras de arenitos de várias bacias do mundo utilizando os métodos radiométricos citados. As idades obtidas são interpretadas e associadas a eventos deposicionais, diagenéticos, tectono-térmicos e de migração de fluidos.

Dentre as fases diagenéticas com potencial para datação destacam-se os K-feldspatos diagenéticos sob forma de *overgrowths* nos grãos detríticos de

ortoclásio ou microclínio e também como microcristais intergranulares. A ocorrência de *overgrowths* de K-feldspato é amplamente documentada na literatura (Staiblen & Dapples, 1977; Waugh, 1978; Kastner & Siever, 1979; Ali & Turner, 1982; Milliken, 1989; Morad *et al.*, 1989; De Ros *et al.*, 1994; Maraschin *et al.*, 2004; Sandler *et al.*, 2004), e quando precipitados logo após a deposição em condições eodiagenéticas, as idades obtidas desses *overgrowths* podem ser consideradas como muito próximas as do evento deposicional.

A primeira iniciativa para se datar esta fase diagenética ocorreu na década de 1970 com o trabalho de Halliday & Mitchell (1976). Uma segunda tentativa foi realizada por Hearn & Sutter (1985), porém, nenhum dos trabalhos envolveu rochas sedimentares clásticas. Foi o trabalho de Girard *et al.* (1988) o pioneiro na aplicação com sucesso do método ^{40}K - ^{40}Ar em *overgrowths* de K-feldspato presentes em arenitos-reservatório. A partir desse trabalho, diversos outros autores aprimoraram a técnica de datação em *overgrowths* utilizando a metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar . Dentre esses trabalhos, destacam-se os de Girard & Onstott (1991), Warnock & van de Kamp (1999), Hagen *et al.* (2001), Sherlock *et al.* (2005), Mark *et al.* (2005, 2006, 2007) e Maraschin *et al.* (submetido).

Assim como os *overgrowths* de K-feldspato, as ilitas diagenéticas em arenitos também têm sido utilizadas para obtenção de diferentes informações cronológicas em bacias sedimentares, isto por que a ilita nas frações finas (FF < 2 μm) muitas vezes ocorre como uma das últimas ou mesmo como a última fase mineral formada antes do início do preenchimento do reservatório por diferentes fluidos, seja hidrocarboneto ou água. Assim, a diagênese da ilita cessa e a determinação da idade desse estágio indica o momento do preenchimento do reservatório, bem como possíveis regimes de fluxo de fluidos durante a evolução de uma bacia.

A datação de ilitas iniciou-se com o trabalho de Lee *et al.* (1985) nos arenitos eólicos do Mar do Norte. No Brasil, o trabalho pioneiro foi realizado por Mizusaki *et al.* (1990) nos arenitos-reservatório carboníferos da Formação Monte Alegre (Bacia do Solimões) e posteriormente estudados por Elias *et al.* (2007). Outros trabalhos relevantes envolvendo a datação ^{40}K - ^{40}Ar de ilitas antigênicas são os de Ehrenberg & Nadeau (1989), Barnes *et al.* (1992), Clauer

et al. (1992), Zwingmann *et al.* (1998, 1999, 2006), Uysal *et al.* (2001) e Sant'Anna *et al.* (2006) e Maraschin *et al.* (submetido).

A viabilidade da aplicação da Geocronologia como ferramenta adicional no estudo de processos diagenéticos e outros eventos posteriores à deposição está documentada em diversos estudos mundiais, focados principalmente em arenitos-reservatório de hidrocarbonetos, com resultados satisfatórios em relação à evolução diagenética dessas rochas.

Artigo 2

Timing and tracing of illite formation in the Ordovician Guaritas Sandstones (Camaquã Basin, Southern Brazil)

Anderson José Maraschin, Ana Maria Mizusaki, Horst Zwingmann, André Weissheimer de Borba & Gesiane Fraga Sbrissa

O artigo 2 focaliza a aplicação do método radiométrico ^{40}K - ^{40}Ar nas ilitas diagenéticas que ocorrem nos arenitos fluvio-aluviais da Formação Guaritas, topo da Bacia do Camaquã, RS.

A caracterização da ilita diagenética para este estudo foi realizada através de petrografia convencional e por técnicas analíticas de suporte, como difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura e transmissão.

A Bacia do Camaquã abrange cinco grandes unidades estratigráficas sedimentares e vulcanogênicas aflorantes na região central do Escudo Sul-riograndense, limitadas por discordâncias angulares e erosivas de caráter regional (Paim, 1994; Paim *et al.*, 1995, 2000). A Formação Guaritas (Goñi *et al.*, 1962), alvo do estudo, constitui o último estágio de sedimentação na bacia, ocorrido durante eventos transtensionais e extensionais no final do ciclo orogênico Brasileiro. Esta unidade é constituída por arenitos, conglomerados e pelitos, organizados em duas seqüências deposicionais: a seqüência Pedra Pintada, predominantemente eólica com intercalações de depósitos fluvio-lacustres e a seqüência sotoposta Varzinha, de origem fluvial. Na base da Formação Guaritas encontram-se derrames de rochas basálticas alcalinas (andesitos), denominadas de Membro Rodeio Velho (Ribeiro *et al.*, 1966) com idade de 470 ± 19 Ma (Hartmann *et al.*, 1998). Borba *et al.* (2003) mostraram que as elevadas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o predomínio de K-feldspato sobre plagioclásio (De Ros *et al.*, 1994), sugerem rochas-fonte ricas em potássio para essa unidade, dados esses correspondentes aos granitóides sin-transcorrentes Arroio Francisquinho, Quitéria e Cordilheira pertencentes a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.

Em lâmina petrográfica, os arenitos da Formação Guaritas foram classificados como líticos a litarenitos feldspáticos (Folk, 1968), com granulometria média e seleção pobre a moderada. O arcabouço é constituído por quartzo (mono e policristalino), feldspatos (ortoclásio, microclínio e plagioclásio), micas, fragmentos metamórficos de baixo grau e ígneos e uma assembléia de minerais pesados. A diagênese é caracterizada por modificações eogenéticas e mesogenéticas, representadas por cutículas de

hematita ao redor de grãos detríticos, cimento de *overgrowths* de quartzo, calcita, dissolução de feldspato e de fragmentos vulcânicos e posterior substituição destes por caulinita e interestratificado illita-esmectita, além de albitização e sericitização de feldspatos. A illita diagenética, foco desse trabalho ocorre na forma de franjas ao redor de grãos e secundariamente formando “pontes” entre os poros da rocha.

As análises por difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura e transmissão da fração fina revelaram a presença de illita fibrosa e caulinita como as principais fases. Não foi identificada a contaminação por feldspato ou micas potássicas, apenas a eventual presença de quartzo. Entretanto, alguma contaminação pode estar presente, ficando abaixo do limite de detecção das técnicas aplicadas. Para avaliar o potencial de contaminação nas idades das illitas, foram realizadas medições da contaminação (em peso %), baseados no conteúdo de potássio e idades ^{40}K - ^{40}Ar das rochas-fonte, dados de Koester *et al.* (1997). Os resultados indicaram uma contaminação máxima de 5 %, porém, com mínima influência nas idades das illitas.

Para determinar as idades relacionadas à formação das illitas diagenéticas nos arenitos da Formação Guaritas, seis análises ^{40}K - ^{40}Ar foram realizadas em diferentes frações granulométricas (<0,1, <0,4, <2 e 2-6 μm), separadas a partir de três amostras coletadas em afloramentos (GF1, GF01 e GF02). As illitas são caracterizadas por um alto conteúdo de potássio e de argônio radiogênico, condições analíticas ideais para a aplicação do método ^{40}K - ^{40}Ar . As idades obtidas variaram de $521,70 \pm 10,36$ Ma a $473,77 \pm 9,41$ (Cambriano inferior ao Ordoviciano).

A fração 2-6 μm da amostra GF01 apresentou idade de $521,70 \pm 10,36$ Ma, sendo mais antiga quando comparada com a fração < 2 μm da amostra GF1 ($479,21 \pm 9,53$ Ma), supondo-se, assim, que possa conter traços de contaminação (K-feldspato detrítico ou micas), possivelmente derivado dos granitóides Quitéria, Arroio Francisquinho e Cordilheira, prováveis áreas-fonte para os arenitos Guaritas. Conforme o esperado, as idades tornam-se progressivamente mais jovens nas frações mais finas, sugerindo que a contaminação por fases detríticas é praticamente inexistente (Clauer *et al.*, 1997).

As idades das illitas diagenéticas da amostra GF01 <0,1, GF1 <2 µm e GF02 2-6 µm estão entre 490 e 480 Ma e são interpretadas como o *timing* de formação da illita nos arenitos da Formação Guaritas. As idades estão próximas à idade obtida para o andesito Rodeio Velho por Hartmann *et al.* (1998) de 470 ± 19 Ma, sugerindo um evento de aquecimento regional, o qual pode ter causado a remobilização dos fluidos intersticiais nos arenitos, contribuindo para o processo de illitização. Observações de campo indicam uma contemporaneidade entre o vulcanismo Rodeio Velho e a deposição da fácies aluvial Guaritas, conforme Almeida *et al.* (2005). O desenvolvimento de estruturas vulcânicas (peperitos) sugere a interação entre a lava e os sedimentos inconsolidados (Lima *et al.*, 2002). De acordo com Almeida *et al.* (2003), o Membro Rodeio Velho é contemporâneo ou pouco mais jovem do que a sequência Pedra Pintada e pouco mais antigo que a sequência Varzinha, corroborando a interpretação.

A idade mínima de 473,77 ± 9,41 Ma obtida na fração 0,4 µm da amostra GF02 foi interpretada como o processo final de illitização nos arenitos Guaritas, ou seja, o término do processo de diagênese da illita, provavelmente com a entrada de fluidos com composição química diferente, provavelmente desprovido de potássio.

Além da idade proveniente do andesito Rodeio Velho, a datação de illitas hidrotermais relacionadas à mineralização de cobre nas Minas do Camaquã forneceu uma idade de 480 a 460 Ma, segundo trabalho de Bonhomme & Ribeiro (1983). Esse evento também pode ter contribuído para o aquecimento e remobilização dos fluidos responsáveis pela illitização nos arenitos da Formação Guaritas.

Concluem-se assim, que a illita diagenética é um argilomineral abundante nos arenitos da Formação Guaritas, sendo apropriadas para datação em função de seu alto conteúdo de potássio e argônio radiogênico, bem como a possibilidade de obtenção de frações granulométricas caracterizadas pelo baixo teor de contaminação por outros minerais potássicos.

Artigo 3

Depositional age definition of the Açú sandstone reservoirs (Potiguar Basin, Northeastern Brazil) through ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of early-diagenetic potassic feldspar overgrowths

Anderson José Maraschin, Ana Maria Mizusaki, Paulo Marcos Vasconcelos, Luiz Fernando De Ros, Ruth Hinrichs & Sylvia Maria Couto dos Anjos
Submetido ao periódico *Marine and Petroleum Geology*, 2008

O artigo 3 aborda a aplicação do método radiométrico ^{40}Ar - ^{39}Ar nos *overgrowths* de K-feldspato que ocorrem nos arenitos-reservatório da Formação Açú (Bacia Potiguar, RN).

A Bacia Potiguar está localizada na porção nordeste da margem continental brasileira, no Estado do Rio Grande do Norte e parte do Estado do Ceará. A Formação Açú (Kreidler & Andery, 1949) aflora nas bordas da bacia, estendendo-se até a porção *offshore* em uma área total de 40.000 km² e constitui um dos principais reservatórios continentais brasileiros (ANP, 2005). Esses sedimentos foram depositados em ambiente continental por sistemas aluviais, fluviais e estuarinos (Vasconcelos *et al.*, 1990), durante a fase transgressiva da bacia. A idade da Formação Açú é considerada albo-

cenomaniana, estimada a partir de estudos palinológicos (Araripe & Feijó, 1994). No entanto, a extrema precocidade dos K-feldspatos presentes nos arenitos mostra potencial para a aplicação do método radiométrico ^{40}Ar - ^{39}Ar , permitindo, assim, obter-se uma idade deposicional absoluta para essas rochas.

A diagênese dos arenitos fluviais da Formação Açú, previamente detalhada por Maraschin *et al.* (2004), é marcada pela diagenênese precoce do K-feldspato na forma de *overgrowths* ao redor de grãos de ortoclásio e microclínio. São caracterizados por faces prismáticas euédricas (forma rômica), conhecida como adulária (Baskin, 1956; Ali & Turner, 1982; Girard *et al.*, 1988), dimensões de 0,4 a 1 mm e a descontinuidade ótica com o núcleo é claramente discernível. Essas características atestam que os *overgrowths* foram a primeira feição diagenética nos arenitos Açú, formados logo após a deposição, sob influência direta de condições de superfície e antes da compactação. Porém, a principal evidência da extrema precocidade dos *overgrowths* é a presença de cutículas de argilominerais infiltrados mecanicamente ao redor destes, condição indicativa de deposição em superfície.

A metodologia empregada no presente trabalho foi baseada no estudo de Girard *et al.* (1988). Entretanto, a extrema precocidade dos *overgrowths* nos arenitos da Formação Açú não permitiu o desenvolvimento de inclusões entre o crescimento e o núcleo, tais como argilominerais ou óxidos. Essa continuidade física entre as fases detrítica e diagenética inviabilizou a tentativa de separação e conseqüentemente, a aplicação do método ^{40}K - ^{40}Ar . Sendo assim, optou-se pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar *in situ*.

Para a análise ^{40}Ar - ^{39}Ar nos *overgrowths*, 50 grãos de K-feldspato foram triados em lupa binocular, considerando-se sua morfologia rômica. Os grãos foram irradiados em um reator nuclear e após um período de “resfriamento”, dois grãos foram analisados pelo método de aquecimento em etapas (*step heating*), com a intenção de se extrair separadamente o argônio do *overgrowth* a baixa temperatura e, a mais alta temperatura, o argônio da porção detrítica. Um dos grãos analisados forneceu um espectro com uma idade mais jovem de aproximadamente 120 Ma e a partir desse ponto a idade ascende até atingir um *pseudo-plateau* de idade aproximada de $377,5 \pm 1,9$ Ma. O segundo grão

analisado apresentou um espectro muito similar ao obtido para o grão anterior, apesar de menos detalhado. A idade obtida de 373 ± 5 Ma está muito próxima com a idade obtida do grão anterior. No entanto, uma idade mais jovem, provavelmente relacionada aos *overgrowths*, não foi obtida indicando que ou não foi possível separar devidamente os gases oriundos das duas fases minerais ou o volume de *overgrowth* era relativamente pequeno neste grão.

Em uma segunda tentativa de se datar separadamente as fases minerais, 46 grãos irradiados restantes foram levemente triturados, resultando em 146 fragmentos de feldspato detrítico, de feldspato detrítico com *overgrowths* e de *overgrowths*. A análise destes fragmentos por fusão total permitiu obter-se a idade da fase detrítica (associada às idades mais antigas) e a idade da fase autigênica (idades mais novas). Os resultados com idades intermediárias representam misturas das duas fases (detrítica e autigênica). As idades variaram de $139,17 \pm 0,99$ a $428,43 \pm 1,41$ Ma.

Os resultados mais antigos ($428,43 \pm 1,41$ a $377,5 \pm 1,9$ Ma) são compatíveis com as idades obtidas em micas e anfibólios (entre 584 a $495,8 \pm 2,5$ Ma), extraídos dos granitos e gnaisses da Província Borborema (Araújo *et al.*, 1995; Corsini *et al.*, 1998; Neves *et al.*, 2000), rochas-fonte para o material detrítico na Bacia Potiguar (Moraes Neto, comunicação pessoal). Esses resultados sugerem que alguns núcleos de feldspato ainda preservam a idade do embasamento Brasileiro e não sofreram grande perda de argônio por processos posteriores como intemperismo, diagênese ou soterramento. Entretanto, a homogeneidade dessas idades possivelmente está relacionada a um evento de soerguimento regional ao sul da Província Borborema, o que pode ter ocasionado uma ligeira perda de argônio (Vasconcelos, comunicação pessoal), tornando-as ligeiramente mais jovens.

As idades de 120 a $139,17 \pm 0,99$ Ma estão relacionadas com o desenvolvimento dos *overgrowths* nos arenitos da Formação Açú. A idade de 120 Ma é considerada como a idade mínima para a geração dessa fase. Partindo-se da constatação de que os *overgrowths* foram precipitados em condições de superfície e como a primeira fase diagenética nos arenitos, essa idade indiretamente representa a idade de deposição dessas rochas na seqüência Açú. Entretanto, está levemente superior se comparada às análises palinológicas, que inferiram uma idade albo-cenomaniana (112,9 a 96,9 Ma)

para a formação. Esta diferença pode ser devido às dimensões do feixe de argônio utilizado. Neste caso, durante a análise do *overgrowth*, algum argônio do núcleo pode ter sido extraído conjuntamente, interferindo na idade dos *overgrowths*, elevando-a.

Este trabalho constituiu-se em uma tentativa inicial para o desenvolvimento de uma metodologia aplicável em rochas-reservatório continentais visando à definição de suas idades deposicionais através da datação pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar de constituintes diagenéticos precoces. Pode-se considerar que a técnica empregada, apesar da não separação física das fases minerais, apresentou excelentes dados, permitindo individualizar idades para as fases detrítica e diagenética, com interpretação coerente dos resultados a partir de dados geológicos da Bacia Potiguar.

9. Síntese e Discussão dos Resultados

As rochas sedimentares podem ser datadas de maneira relativa a partir de fósseis nelas existentes ou por correlação estratigráfica. Entretanto, quando estas não contêm fósseis diagnósticos ou quando a correlação não é possível ou conclusiva, a tarefa de estimar suas idades torna-se problemática e questionável. Uma forma de solucionar essa questão é a aplicação de métodos radiométricos em minerais diagenéticos presentes nas rochas sedimentares siliciclásticas. Por serem importantes rochas-reservatório em muitas bacias mundiais, necessitam ter o seu posicionamento cronoestratigráfico bem definido.

O K-feldspato e a illita são importantes minerais potássicos de origem diagenética em rochas sedimentares. Quando presentes em arenitos, especialmente os de origem continental, mostraram ser ideais para a obtenção de idades radiométricas destas rochas.

Neste trabalho verificou-se que é possível definir idades absolutas utilizando-se estes minerais e os resultados podem indicar tanto idades deposicionais como diagenéticas. Supõe-se que o resultado seja indicativo da idade deposicional quando o K-feldspato está associado a uma diagênese

precoce. Neste caso, a precipitação da fase diagenética pode ser concomitante à deposição e, por isto, a idade radiométrica obtida é considerada como representativa do evento de deposição. A eventual diferença temporal que pode existir entre a deposição e o início efetivo do processo de precipitação do K-feldspato diagenético pode ser “encoberta” pelo erro estatístico da datação. Este é o caso da Formação Açu, importante reservatório de hidrocarbonetos da Bacia Potiguar (RN). Esta formação é composta por uma espessa seqüência de arenitos de granulometria variando de fina a grossa, intercalados com folhelhos e siltitos. As fácies reconhecidas são características de sistemas fluviais, aluviais e estuarinos, depositados durante o estágio de margem passiva em regime de trato transgressivo que predominou na bacia durante o Albiano-Cenomaniano (Vasconcelos *et al.*, 1990). Os arenitos-reservatório da Formação Açu são caracterizados pela diagênese extremamente precoce do K-feldspato na forma de crescimentos secundários (*overgrowths*) que ocorrem ao redor de grãos de ortoclásio e microclínio. A precipitação desses *overgrowths* se deu logo após a deposição dos arenitos em condições de superfície (eodiagênese), visto que não ocorrem inclusões (óxidos ou argilominerais) entre esta fase e o núcleo, mas principalmente por estarem recobertos por cutículas de argilominerais mecanicamente infiltrados, feição esta indicativa de superfície. Outras características, como as dimensões (0,4-1 mm), as faces prismáticas euédricas (forma rômbrica) e a abundância (até 6% do volume total da rocha), atestam sua precocidade (Maraschin *et al.*, 2004).

A ausência de “impurezas” entre o *overgrowth* de K-feldspato e o núcleo impossibilitou a separação mecânica dessas fases, o que inviabilizou a aplicação do método radiométrico ^{40}K - ^{40}Ar , conforme técnicas de separação dessas fases descritas na literatura (Girard *et al.*, 1988). Houve, assim, a necessidade do desenvolvimento de uma metodologia para a datação radiométrica da fase diagenética. Procurou-se então aplicar o método ^{40}Ar - ^{39}Ar , pois este utiliza uma sonda laser para a fusão *in situ* da amostra. Apesar de a técnica ter apresentado bons resultados, provavelmente alguma contaminação do núcleo se fez presente na análise devido ao diâmetro do feixe de laser ser superior às dimensões do *overgrowth*. Assim, sempre se extraía o argônio do crescimento, mas também algum argônio do núcleo, obtendo-se uma idade sutilmente mais antiga do que a esperada para os *overgrowths*. A alternativa foi

cominuir uma série de grãos de K-feldspato, pois haveria a chance de termos fragmentos de K-feldspato detrítico (idades mais antigas e associadas com as rochas-fonte), fragmentos do *overgrowth* (idades mais novas e associadas com o início da precipitação do K-feldspato) e a mistura destas duas fases (idades mistas).

As idades entre $428,43 \pm 1,41$ a 373 ± 5 Ma foram consideradas como representativas dos núcleos de K-feldspato. Esses resultados estão em concordância com as idades obtidas a partir de rochas da Província Borborema, que constitui o embasamento da Bacia Potiguar e é fonte de material detrítico para os arenitos da Formação Açú. As idades mais jovens de $139,17 \pm 0,99$ a 120 Ma estão relacionadas com o desenvolvimento dos *overgrowths* nos arenitos, sendo a de 120 Ma considerada como a idade mínima para a geração dessa fase. Partindo-se da constatação de que os *overgrowths* foram precipitados em condições de superfície e como a primeira fase diagenética, essa idade indiretamente representa a idade de deposição dessas rochas. Essas idades são mais antigas em relação às idades palinológicas para esta formação (112,9 a 96,9 Ma), que serviram de balizamento cronoestratigráfico para os arenitos-reservatório da Formação Açú, anterior a aplicação do método ^{40}Ar - ^{39}Ar . Conforme mencionado anteriormente, esta diferença pode ser devido às dimensões do feixe de argônio utilizado. Neste caso, durante a análise do *overgrowth*, algum argônio do núcleo pode ter sido extraído conjuntamente, interferindo na idade dos *overgrowths*, elevando-a.

Entretanto, pode-se considerar que a técnica empregada, apesar da não separação física das fases, apresentou excelentes resultados, permitindo individualizar diferentes idades para o núcleo e para o *overgrowth*, o que torna o método apropriado para a datação de rochas siliciclásticas, especialmente as continentais onde este tipo de *overgrowth* tem se mostrado relativamente comum.

Outro mineral importante para aplicação de métodos radiométricos é a illita. A illita é um argilomineral não expansível, com estrutura 2:1 similar a muscovita e a sericita, porém com mais Si, Mg, Fe e H₂O e menos Al (Środoń & Eberl, 1984). Este mineral geralmente desenvolve-se sob a forma fibrosa (“agulhas”) no interior dos poros das rochas sedimentares. O seu crescimento

está associado à presença de águas intersticiais alcalinas e ricas em potássio e, conseqüentemente, quando há mudança na composição destas águas, a diagênese deste mineral é interrompida. Assim, as frações mais finas separadas de amostras de arenitos ou folhelhos e enriquecidas neste argilomineral são indicativas desta mudança, ou seja, mostram o evento de interrupção do desenvolvimento da illita. Este processo, muitas vezes, está associado com a migração de hidrocarbonetos e a idade obtida, possivelmente, indica o *timing* da migração do hidrocarboneto para o reservatório. No entanto, mudanças composicionais dos fluidos intersticiais podem estar associadas a outros processos, tais como magmatismo e hidrotermalismo. A interpretação final deve ser obtida com uma análise conjunta dos dados geológicos existentes.

Os arenitos fluviais da Formação Guaritas (última fase deposicional da Bacia do Camaquã, RS) apresentam na sua composição mineralógica franjas de illita diagenética que foram separadas em diferentes frações e datadas pelo método ^{40}K - ^{40}Ar . Os resultados obtidos das frações mais finas (< 0,4 e <0,1 mm) foram interpretados como a fase final do processo de illitização nos arenitos, através da entrada de fluidos com a composição diferente a do formador da illita, como pode ser verificado na literatura internacional (Lee *et al.*, 1985, 1989; Cathelineau *et al.*, 2004; Sant'Anna *et al.*, 2006; Abid & Hesse, 2007). A Bacia do Camaquã não é produtora de petróleo ou gás, mas pode fornecer modelos de estudo devido à boa exposição e continuidade lateral de seus afloramentos (Paim & Scherer, 2003).

Inicialmente foi feito um trabalho de identificação precisa deste argilomineral através de diferentes técnicas analíticas. A difração de raios X mostrou claramente a presença abundante de illita. Posteriormente, por análises por microscopia eletrônica de varredura e de transmissão, foi possível visualizar o típico hábito fibroso (finas agulhas) de illita diagenética entre os poros dos arenitos. Assim, através dessas técnicas, foi possível afirmar que se tratava de illitas diagenéticas.

As frações mais finas enriquecidas em illita diagenética foram separadas e preparadas para datação pelo método ^{40}K - ^{40}Ar . Este método foi preferido visto haver dúvidas quanto à datação pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar em illitas. Supõe-se que possa ocorrer processo de *recoil*, ou seja, perda de argônio durante a fase

de irradiação e ainda não há uma forma precisa de preparação para evitar esta perda.

As idades obtidas variaram de $521,70 \pm 10,36$ Ma a $473,77 \pm 9,41$ (Cambriano inferior ao Ordoviciano). Supõe-se que as idades mais antigas possam conter traços de contaminação (K-feldspato detrítico ou micas), possivelmente derivado dos granitóides sin-tectônicos Quitéria, Arroio Francisquinho e Cordilheira, prováveis áreas-fonte para os arenitos da Formação Guaritas. A fim de se verificar o quanto de contaminação pode ter ocorrido nessas frações, foi realizado um modelamento baseado no conteúdo de potássio e nas idades dos granitóides. Os resultados indicaram uma sutil contaminação de no máximo 5%, o que não causa grandes discrepâncias nas idades das ilitas diagenéticas, não havendo mudança no valor calculado, pois predomina a ilita diagenética, que terá toda a influência na datação e nas equações de cálculo. Em termos percentuais, 5% no método radiométrico poderiam somente ter algum acréscimo no erro estatístico e como verificado, o erro estatístico permaneceu constante para todas as análises.

As idades mais jovens, entre 490 e 480 Ma, são interpretadas como o *timing* de formação da ilita e estão próximas aos valores de 470 ± 19 e 480 a 460 Ma, obtidas no andesito Rodeio Velho (Hartmann *et al.*, 1998) e em ilitas relacionadas ao hidrotermalismo nas Minas do Camaquã (Bonhomme & Ribeiro, 1983), respectivamente. Estas idades sugerem a ocorrência de evento de aquecimento regional, o qual podem ter causado a remobilização dos fluidos intersticiais nos arenitos, com conseqüente mudança composicional e contribuindo para o processo de ilitização. Para corroborar esta hipótese, observações de campo têm indicado uma contemporaneidade entre o vulcanismo Rodeio Velho e a deposição da fácies aluvial Guaritas, através do desenvolvimento de estruturas vulcânicas (peperitos), sugerindo a interação entre a lava e os sedimentos inconsolidados (Lima *et al.*, 2002; Almeida *et al.*, 2005).

Enfim, verifica-se que as ilitas diagenéticas nos arenitos da Formação Guaritas foram apropriadas para a aplicação do método ^{40}K - ^{40}Ar , trazendo novos dados geocronológicos para a unidade, em conformidade com os já existentes, podendo-se sugerir uma idade ordoviciano (ou pouco mais antiga) para a formação.

10. Conclusões e Recomendações

A datação de minerais diagenéticos potássicos como a illita e o feldspato tem permitido aprimorar a história evolutiva de seqüências sedimentares, através da obtenção de idades relacionadas a eventos diagenéticos e deposicionais.

No caso da Formação Açú, a tentativa inicial de aplicação de uma metodologia de datação ^{40}Ar - ^{39}Ar nos *overgrowths* de K-feldspato mostrou ser viável na definição de idades deposicionais, porém, recomenda-se a confirmação desses resultados por meio de análises adicionais das outras subunidades da Formação Açú, não utilizadas nessa tese (subunidades 1, 2 e 4; Vasconcelos *et al.*, 1990). Essas análises devem ser feitas preferencialmente por extração e análise do argônio por laser ultravioleta (UV), pois este tem maior resolução espacial e menor diâmetro de feixe, sem contaminação de argônio do núcleo, de acordo com Girard & Ontott (1991), Hagen *et al.* (2001), Sherlock *et al.* (2005) e Mark *et al.* (2005, 2006, 2007).

Os resultados obtidos com a datação ^{40}K - ^{40}Ar em illitas diagenéticas presentes nos arenitos fluviais da Formação Guaritas mostraram um evento de fluxo e remobilização de fluidos na bacia, resultado do magmatismo da unidade vulcânica basal, o que teria ocasionado o processo de illitização nos arenitos. Esse evento a princípio teria ocorrido durante o Ordoviciano, o que implicitamente indica uma idade um pouco mais antiga para a Formação Guaritas.

Os resultados são preliminares, mas, no entanto já é possível afirmar o potencial das técnicas radiométricas em unidades sedimentares desprovidas de conteúdo fossilífero ou com correlações litológicas duvidosas.

Enfim, por esses motivos, este trabalho procurou enfatizar o papel da aplicação de métodos radiométricos em minerais diagenéticos, com a intenção de dar continuidade e aprimoramento das técnicas de datação absoluta de rochas sedimentares siliciclásticas.

11. Referências

Abid, I., Hesse, R., 2007. Illitizing fluids as precursors of hydrocarbon migration along transfer and boundary faults of the Jeanne d'Arc Basin offshore Newfoundland, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, v. 24, 237-245.

Al-Agha, M.R., Burley, S.D., Curtis, C.D., Esson, J., 1995. Complex cementation textures and authigenic mineral assemblages in Recent concretions from the Lincolnshire Wash (east coast, UK) driven by Fe (0) to Fe (II) oxidation. *Journal of the Geological Society*, v. 152, 157-171.

Ali, A.D., Turner, P., 1982. Authigenic K-feldspar in the Bromsgrove Sandstones Formation (Triassic) of central England. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, 187-197.

Allen, P.A., 1997. *Earth Surface Processes*. Blackwell Science, Oxford, UK, 440p.

Almeida, F.F.M., Hasuy, Y., Neves, B.B.B., Fuck, R. A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8. Campinas Grande, Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleo do Nordeste, Boletim 6), p. 363-391.

Almeida, D.P.M., Zeffass, H., Basei, M.A., Lopes, R.C., 2003. Eventos vulcânicos alcalinos na Bacia do Camaquã: o vulcanismo Neoproterozóico III Acampamento Velho e o magmatismo Meso-Ordoviciano (?) Rodeio Velho. *In: Ronchi, L.H., Althoff, F. (Eds.), Caracterização e Modelamento de Depósitos Minerais*. Universidade do Vale dos Sinos, São Leopoldo, Brasil, 325-350.

Almeida, D.P.M., Conceição, R.V., Chemale Jr., F., Koester, E., Borba, A.W., Petry, K., 2005. Evolution of heterogeneous mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research*, v. 8(4), 479-492.

ANP (Agência Nacional do Petróleo), 2005.
<http://www.anp.gov.br/brazil.rounds5>

Alves, D. B., 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no centro de pesquisas da Petrobras. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.1, 157-174.

Araripe, P.T., Feijó, F.J., 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, 27-141.

- Araújo, M.N.C., Vasconcelos, P.M., Silva, F.C.A., de Sá, E.F.J., Sá, J.M., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, 445-460.
- Banner, J.L., 2004. Radiogenic Isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, v. 65, 141-194.
- Barnes, D.A., Girard, J.P., Aronson, J.L., 1992. K-Ar dating of illite diagenesis in the Middle Ordovician St. Peter Sandstone, central Michigan Basin, USA: implications for thermal history. *In: Houseknecht, D.W., Pittman, E.D. (Eds.), Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones, SEPM Special Publications (Society for Sedimentary Geology)*, v. 47, p. 35-48.
- Barwis, J.H., McPherson, J.G., Studlick, J.R.J., 1990. *Sandstone Petroleum Reservoirs*. Springer-Verlag, NY, USA. 583p.
- Baskin, Y., 1956. A study of authigenic feldspar. *Journal of Geology*, v. 64, 132-155.
- Basu, A., 1985. Influence of climate and relief on the composition of sands released at source area. *In: Zufa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht*, p. 1-18.
- Bertani, R.T., Costa, I.G., Matos, R.M.D., 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. *In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (Eds.), Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Petrobras, Rio de Janeiro*, p. 291-310.
- Bjørlykke, K., 1993. *Sedimentology and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 234p.
- Blatt, H., 1982. *Sedimentary Petrology*. W.H. Freeman, NY, USA. 564p.
- Bonhomme, M.G., Ribeiro, M.J., 1983. Datações K-Ar das argilas associadas à mineralização de cobre da Mina Camaquã e de suas encaixantes. *In: I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, p. 82- 86.
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early

Paleozoic post-collisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, 365-380.

Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol-Lelarge, M.L.M., Mizusaki, A.M., Sparrenberg, I., Barros, C.E., 2003. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from the Lavras do Sul region, southernmost Brazil. *Gondwana Research*, v. 6 (1), 79-88.

Borba, A.W., Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M., (submetido). Evolução tectono-estratigráfica e paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-riograndense, Brasil): um exercício de Geologia Histórica e análise integrada de uma bacia sedimentar neoproterozóica.

Burley, S.D., Kantorowicz, J.D., Waugh, B., 1985. Clastic Diagenesis. *In*: Brenchley, P.J., Williams, B.P.J. (Eds.), *Sedimentology – Recent developments and applied aspects*. Geological Society Special Publication, p. 189-228.

Burley, S.D., Flisch, M., 1989. K-Ar geochronology and the timing of detrital I/S clay illitization and authigenic illite precipitation in the Piper and Tartan fields, outer Moray Firth, UK North Sea. *Clay Minerals*, v. 24, 285-315.

Cathelineau, M., Fourcade, S., Clauer, N., Buschaert, S., Rousset, D., Boiron, M.C., Meunier, A., Lavastre, V., Javoy, M., 2004. Dating multistage paleofluid percolations: a K-Ar and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ study of fracture illites from altered Hercynian plutonites at the basement-cover interface (Poitou High, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68(11), 2529-2542.

Chapelle, F.H., 1993. *Groundwater microbiology and geochemistry*. John Wiley & Sons, NY, 448p.

Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-riograndense. *In*: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 13-52.

Choquette, P.W., Pray, L., 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, v. 54, 207-250.

Clauer, N., Cocker, J.D., Chaudhuri, S., 1992. Isotopic dating of diagenetic illites in reservoir sandstones: influence of the investigator effect. *In*: Houseknecht, D.W., Pittman, E. D. (Eds.), *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, SEPM Special Publication (Society for Sedimentary Geology), v. 47, 5-12.

Clauer, N., Srodon, J., Francu, J., Sucha, V., 1997. K-Ar dating fundamental particles separated from illite/smectite. *Clay Minerals*, v. 32, 181-196.

- Corsini, M., de Figueiredo, L.L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G., Vauchez, A., 1998. Thermal history of the Pan-African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics*, v. 285, 103-117.
- Cox, R., Lowe, D.P., 1995. A conceptual review of regional scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary Research*, v. A65(1), 1-12.
- Curtis, C.D., 1977. *Sedimentary Geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase*. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, v. 286, 353-372.
- Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., 1969. *Potassium-Argon Dating*. Freeman, San Francisco, USA. 258p.
- Darby, D., Wilkinson, M., Fallick, A.E., Haszeldine, R.S., 1997. Illite dates record deep fluid movements in petroleum basins. *Petrology Geosciences*, v. 3, 133-140.
- De Ros, L.F., Morad, S., Paim, P.S.G., 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 92, 197-228.
- De Ros, L.F., Sgarbi, G.N.C., Morad, S., 1994. Multiple authigenesis of K-feldspar in sandstones: evidence from the Cretaceous Areado Formation, São Francisco Basin, central Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, 778-787.
- Dickin, A.P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 545p.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of greywackes and arkoses. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40(2), 695-707.
- Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., 1989. Formation of diagenetic illite in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken area, Mid-Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, v. 24, 233-253.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins*. Springer-Verlag, UK, 792p.

- Elias, A.D., De Ros, L.F., Mizusaki, A.M., Kawashita, K., 2007. Isotopic evidence on the diagenetic evolution of coastal sabkha reservoirs from the Solimões Basin, northern Brazil. *Gondwana Research*, v. 11, 553-567.
- Elliot, W.C., Haynes, J.T., 2002. The chemical character of fluids forming diagenetic illite in the Southern Appalachian Basin. *American Mineralogist*, v. 87, 1519-1527.
- Emery, D., Robinson, A., 1993. *Inorganic Geochemistry: Applications to Petroleum Geology*. Oxford, Blackwell, 254p.
- Esteoule-Choux, J., 1983. Kaolinitic weathering profiles in Brittany: genesis as economic importance. *In: Wilson, R.C.L. (Ed.), Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*. Special Publication Geological Society of London, n.11, p. 33-38.
- Falkeinhein, F.U.H., Araújo, M.B., Souza, S.M., 1977. Relatório geológico de progresso da Bacia Potiguar. Petrobras, Rio de Janeiro. Relatório Interno, Petrobras, 29p.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, Texas, 432p.
- Frey, M., 1978. Very low grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. *In: Frey, M. (Ed.), Low Temperature Metamorphism*, p. 9-58.
- Galloway, W.E., 1984. Hydrogeologic regimes of sandstones diagenesis. *In: McDonald, D.A., Surdam, R.C. (Eds.), Clastic Diagenesis*. AAPG Memoir v. 37, p. 3-13.
- Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28(1), 11-28.
- Gaupp, R., Matter, A., Ramseyer, K., 1990. Deep burial in Rotliegendes reservoirs of the NW-German Basin. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74, 111-1128.
- Gazzi, P., 1966a. Sulla determinazione e microscopia della composizione mineralogica e granulometrica delle rocce, in particolare delle arenarie e delle sabbie. *Mineral et Petrologica Acta*, v. 12, 61-68.

- Gazzi, P., 1966b. Le arenarie del flysch sopra Cretaceo dell'Appennino modenese, correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineral et Petrologica Acta*, v. 12, 69-97.
- Gibbs, R.J., 1965. Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting technique. *American Mineralogists*, v. 50, 741-751.
- Girard, J.P., Aronson, J.L., Savin, S.M., 1988. Separation, K/Ar dating, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio measurements of diagenetic K-feldspar overgrowths: an example from the Lower Cretaceous arkoses of the Angola margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, 2207-2214.
- Girard, J.P., Savin, S.M., Aronson, J.L., 1989. Diagenesis of the lower Cretaceous arkoses of the Angola margin: petrologic, K/Ar and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59(4), 519-538.
- Girard, J.P., Onstott, T.C., 1991. Application of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe and step-heating techniques to the dating of diagenetic K-feldspar overgrowths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, 3777-3793.
- Glasman, J.R., Lundergard, P.D., Clark, R.A., Penny, B.K., Collins, I.D., 1989. Geochemical evidence for the thermal history of diagenesis and fluid migration: Brent Sandstone, Heather Field, North Sea. *Clay Minerals*, v. 24, 255-284.
- Gluyas, J., Swarbrick, R., 2004. *Petroleum Geoscience*. Blackwell Publishing, UK. 359p.
- Goñi, J.C., Goso, H., Issler, R.S., 1962. Estratigrafia e geologia econômica do pré-Cambriano e Eopaleozóico Uruguaio e Sul-rio-grandense. *In: I Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 16, p. 5-33.
- Gresse, P.G., Chemale Jr., F., Silva, L.C., Walraven, F., Hartmann, L.A., 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, v. 8, 157-171.
- Hagen, E., Kelley, S.P., Dypvik, H., Nilsen, O., Kjolhamar, B., 2001. Direct dating of authigenic K-feldspar overgrowths from the Kilombero Rift of Tanzania. *Journal of Geological Society*, v. 158, 801-807.
- Halliday, A.N., Mitchel, J.G., 1976. Structural, K-Ar and $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ age studies of adularia K-feldspar from the Lizard Complex, England. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 29 (1), 227-237.

- Hamilton, P.J., Kelley, S., Fallick, A.E., 1989. K-Ar Dating of illite in hydrocarbon reservoirs. *Clays Clay Minerals*, v. 24, 215-231.
- Hamilton, P.J., Giles, M.R., Ainsworth, P., 1992. K-Ar dating of illites in Brent Group reservoirs: a regional perspective. *In: Morton, A.C.; Haszeldine, R.S.; Giles, M.R.; Brown, S. (Eds.), Geology of Brent Group. Geological Society Special Publication*, v. 61, p. 377-400.
- Hamilton, P.J., 2003. A review of radiometric dating techniques for clay mineral cements in sandstones. *In: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. Special Publication n.34 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Publishing, Oxford, UK*, p. 253-287.
- Harrinson, W.J., Tempel, R.N., 1993. Diagenetic pathways in sedimentary basins. *In: Macdonald, D.A., Surdam, R.C. (Eds.), Clastic Diagenesis. AAPG Memoir*, v. 37, p. 69-86.
- Hartmann, L. A., Silva, L. C., Remus, M.V.D., Leite, J.A.D., Philipp, R.P., 1998. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. *In: Congresso Uruguaio de Geologia*, v. 2, p. 277-284.
- Hasui, H., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5(4), 257-266.
- Hearn, P.P., Sutter, J.F., 1985. Authigenic potassium feldspar in Cambrian carbonates: evidence of Alleghenian brine migration. *Science*, v. 228, n. 4707, 1529-1531.
- Heinrichs, H., Herrmann, A.G., 1990. *Praktikum der Analytischen Geochemie. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg*, 211p.
- Hogg, A.J.C., Hamilton, P.J., MacIntyre, R.M., 1993. Mapping diagenetic fluid flow within a reservoir: K-Ar dating in the Alwyn area (UK North Sea). *Marine and Petrology Geology*, v. 10, 279-294.
- Houseknecht, D.W., Pittman, E. D., 1992. Clay mineral in sandstones: historical perspective and current trends. *In: Houseknecht, D.W., Pittman, E. D. (Eds.), Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones, SEPM Special Publication (Society for Sedimentary Geology)*, v. 47, 1-9.
- Kastner, M., Siever, R., 1979. Low temperature feldspar in sedimentary rocks. *American Journal of Science*, v. 279, 435-479.

- Koester, E., Soliani Jr., E., Fernandes, L.A.D., Kraemer, G., Tommasi, A., 1997. Geocronologia Rb-Sr e K-Ar dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu na região de Encruzilhada do Sul (RS). *Pesquisas em Geociências*, v. 24 (1-2), 67-77.
- Krainer, K., Spölt, C., 1989. Detrital and authigenic feldspars in Permian and early Triassic sandstones, eastern Alps (Austria). *Sedimentary Geology*, v. 62, 59-77.
- Kreidler, W.L., Andery, P.A., 1949. Mapa geológico da área sedimentar costeira do Estado do Rio Grande do Norte e Ceará. Relatório Interno. Rio de Janeiro, CNP.
- Larsen, G., Chilingar, G.V., 1979. Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Elsevier, Amsterdam. 259p.
- Lee, M., Aronson, J.L., Savin, S.M., 1985. K-Ar dating of Rotliegendes Sandstone, Netherlands. *AAPG Bulletin*, v. 68, 1381-1385.
- Lee, M., Aronson, J.L., Savin, S.M., 1989. Timing and conditions of Permian Rotliegende Sandstone diagenesis, southern North Sea: K-Ar and Oxygen isotope data. *AAPG Bulletin*, v. 73, 195-215.
- Lee, M.R., Parsons, I., 2003. Microtextures of authigenic Or-rich feldspar in the Upper Jurassic Humber Group, UK North Sea. *Sedimentology*, v. 50, 597-608.
- Leeder, M.R., 1992. *Sedimentology – Process and Products*. Chapman & Hall, 344p.
- Le Gallo, Y., Bildstein, O., Brosse, E., 1998. Coupled reaction flow modelling of diagenetic changes in reservoir permeability, porosity and mineral compositions. *Journal of Hydrology*, v. 209, 366-388.
- Lewis, C.L.E., Knell, S.J., 2001. The age of the Earth from 4004 BC to AD 2002. The Geological Society of London Special Publication, n. 190, 288p.
- Liewig, N., Clauer, N., Sommer, F., 1987. Rb-Sr and K-Ar dating of clay diagenesis in Jurassic sandstone oil reservoirs, North Sea. *AAPG Bulletin*, v. 71, 1467-1474.
- Liewing, N., Clauer, N., 2000. K-Ar dating of varied microtextural illite in Permian gas reservoir, northern Germany. *Clay Minerals*, v. 35, 271-281.

- Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1998. O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul – Brasil. *In: II Congresso Uruguayo de Geologia, Punta del Este*, p. 263-268.
- Lima, E.F., Liz, J.D., Sommer, C.A., Mallmann, G., Borba, A.W., Gonçalves, C.R.H., Wildner, W., 2002. Membro Rodeio Velho da Bacia do Camaquã, RS: identificação de estruturas vulcânicas Ordovicianas. *In: II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, p. 99.
- Liu, J., Hay, R.L., Deino, A., Kyser, T.K., 2003. Age and origin of authigenic K-feldspar in uppermost Precambrian rocks in the North American Midcontinent. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115 (4), 422-433.
- Macchi, L., 1987. A review of sandstone illite cements and aspects of their significance to hydrocarbon exploration and development. *Geological Journal*, v. 22, 333-345.
- Magoon, L.B., Dow, W.G., 1994. The Petroleum System – from source to trap. *AAPG Memoir*, v. 60, 655p.
- Mandado, J., Auqué, M.J.G., Lapuente, M.P., Julián, P.L.L., Sanz, J.M., 2003. Feldspatos autigénicos en el Paleozoico inferior de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Revista Real Academia de Ciências, Zaragoza*, v. 58, 139-147.
- Maraschin, A.J., 2003. Autigênese Precoce de Feldspato Potássico nos Arenitos Cretácicos da Bacia Potiguar, RN. *Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre*. 120p.
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M., De Ros, L.F., 2004. Near-surface K-feldspar precipitation in Cretaceous sandstones from the Potiguar Basin, Northeastern Brazil. *The Journal of Geology*, v. 112(3), 317-334.
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M., Vasconcelos, P.M., De Ros, L.F., Hinrichs, R. e Anjos, S.M.C., Depositional age definition of the Açú sandstone reservoirs (Potiguar Basin, NE Brazil) through ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of early-diagenetic potassic feldspar overgrowths. *Marine and Petroleum Geology* (submetido).
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M., Zwingmann, H., Borba, A.W., Sbrissa, G.F., Timing and tracing of illite formation in the Ordovician Guaritas Sandstones (Camaquã Basin, Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* (submetido).
- Mark, D.F., Parnell, J., Kelley, S.P., Lee, M., Sherlock, C.S., Carr, A., 2005. Dating of multistage fluid flow in sandstones. *Science*, v. 309, 2048-2050.

- Mark, D., Parnell, J., Kelley, S.P., Sherlock, S.C., 2006. Temperature-composition-time (*T-X-t*) data from authigenic K-feldspar: an integrated methodology for dating fluid flow events. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 89, 259-262.
- Mark, D., Parnell, J., Kelley, S.P., Sherlock, S.C., 2007. Resolution of regional fluid flow related with successive orogenic events on the Laurentian margin. *Geology*, v. 35 (6), 547-550.
- Mayer, E., 1974. Estratificação preliminar na plataforma continental da Bacia Potiguar, RN: Relatório Interno. Rio de Janeiro, 21p.
- McBride, E.F., Land, L.S., Mack, L.E., 1987. Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones, Norphlet Formation (upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71 (9), 10179-1034.
- McDougall, I., Roksandic, Z., 1974. Total fusion $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages using HIFAR reactor. *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 21, 81-89.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press, 269p.
- McDowell, S.D., Elders, W.A., 1980. Authigenic layer silicate minerals in Borehole Elmore 1, Salton Sea Geothermal Field, California, USA. *Contribution to Mineral and Petrology*, v. 74, 293-310.
- Miall, A., 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer, New York. 668p.
- Milliken, K.L., 1989. Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas. *Journal Sedimentary Petrology*, v. 59, 361-374.
- Mizusaki, A.M., 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.
- Morad, S., Marfil, R., La Pena, J.A., 1989. Diagenetic K-feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein sandstones of the Iberian Range, Spain. *Sedimentology*, v. 36, 635-650.

- Morad, S., Ketzer, J.M.M., De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alteration in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, v. 47, 95-120.
- Morrow, D.W., McIlreath, I.A., 1990. Diagenesis. Geoscience Canada. Reprint Series v. 4, 325p.
- Mossman, J.R., Clauer, N., Liewing, N., 1992. Dating thermal anomalies in sedimentary basins: the diagenetic history of clay minerals in the Triassic sandstones of the Paris Basin, France. *Clay Mineral*, v. 27, 211-226.
- Neuendorf, K.E., Mehl, J.P., Jackson, J.A., 2005. Glossary of Geology. Alexandria, VA. American Geological Institute. 800p.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Feraud, G., 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema province, NE Brazil). *Precambrian Research*, v. 99, 1-32.
- Nichols, G., 2006. *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd, Oxford, UK. 355p.
- Paim, P.S.G., 1994. Depositional systems and paleogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins, Brazil. Tese de Doutorado, Universidade de Oxford, UK.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr, F., Lopes, R.C., 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano superior-Ordoviciano inferior do RS. *In: 4º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, p. 39-50.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr, F., Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. *In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 231-274.
- Paim, P.S.G., Scherer, C.M.S., 2003. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-deltáicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. *In: Paim, P.S.G., Faccini, U.F., Netto, R.G. (Eds.), Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares*. Universidade do Vale dos Sinos, São Leopoldo, RS, Brasil, p. 38-58.
- Pallat, N., Wilson, M.J., McHardy, W.J., 1984. The relationship between permeability and the morphology of diagenetic illite in reservoir rocks. *Journal Petrology Technology*, v. 23, 2225-2227.

- Porada, H., 1979. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, v. 57, 237-265.
- Pye, K., Dickinson, J.A.D., Schiavon, N., Coleman, M.L., Cox, M., 1990. Formation of siderite-Mg-calcite-iron concretions in intertidal marsh and sandflat sediments, north Norfolk, England. *Sedimentology*, v. 37, 325-343.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. *In: I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. Boletim de Resumos*, p. 83.
- Renne, P.R., 2006. Progress and challenges in K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar Geochronology. *In: Olszewski, T.D. (Ed.), Geochronology- Emerging Opportunities. A Publication of the Paleontological Society*, v. 12, p. 47-66.
- Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo Filho, P.M., Tessari, R.I., 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. DNPM-DFPM, Boletim 127.
- Ricci-Lucchi, F., 1985. Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. *In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. NATO Series*, v. 148, p.19-45.
- Robertson, J.F., 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava do Sul-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos – IG-UFRGS*, 1(2), 41-54.
- Robinson, A.G., Coleman, M.L., Gluyas, J.G., 1993. The age of illite cement growth, Village Field area, southern North Sea: evidence from K-Ar ages and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. *AAPGBulletin*, v. 77, 68-80.
- Roehl, P.O., Choquette, P.W., 1985. *Carbonate Petroleum Reservoirs*. Springer-Verlag, NY, USA. 622p.
- Sampaio, A.V., Schaller, H., 1968. Introdução à estratigrafia cretácea da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 11, 19-44.
- Sandler, A., Harlavan, Y., Steinitz, G., 2004. Early formation of K-feldspar in shallow-marine sediments at near-surface temperatures (southern Israel): evidence from K-Ar dating. *Sedimentology*, v. 51, 323-338.
- Sant'Anna, L., Clauer, N., Cordani, U., Riccomini, C., Velazquez, V. F., Liewig, N., 2006. Origin and migration time of hydrothermal fluids in the

sedimentary rocks of the Paraná Basin, South America. *Chemical Geology*, v. 230 (1), 1-21.

Sbrissa, G.F. 2006. Formação Guaritas (Bacia do Camaquã, Ordoviciano do RS): uma visão integrada através do uso da estratigrafia, petrologia e geocronologia. Monografia de conclusão de curso. Geologia, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 80p.

Schmidt, V., MacDonald, D.A., 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *In*: Scholle, P.A. & Schuldger, P.R. (Eds.). *Aspects of Diagenesis*. Tulsa, Okla, SEPM Geology. p. 175-207 (SEPM Special Publication), n. 29, p. 175-207.

Scholle, P.A., Schulluger, P.R., 1979. *Aspects of Diagenesis*. SEPM Special Publication, n.26. 443p.

Scothman, I.C., Johnes, L.H., Miller, R.S., 1989. Clay diagenesis and oil migration in Brent Group sandstones of the NW Hutton field, UK North Sea. *Clay Minerals*, v. 24, 339-374.

Selley, R.C., 1988. *Applied Sedimentology*. Blackwell Science, UK. 446p.

Shanmugam, G., Higgins, J.B., 1988. Porosity enhancement from chert dissolution beneath Neocomian unconformity, Ivishak Formation, north Slope, Alaska. *AAPG Bulletin*, v. 72, 523-535.

Sherlock, S.C., Lucks, T., Kelley, S.P., Barnicoat, A., 2005. A high resolution record of multiple diagenetic events: ultraviolet laser microprobe Ar/Ar analysis of zoned K-feldspar overgrowths. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 238, 329-341.

Sibley, D.F., 1978. K-feldspar cement in the Jacobsville Sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 48, 983-986.

Slater, D.J., Yardley, B.W.D., Spiro, B., Knipe, R.J., 1994. Incipient metamorphism and deformation in the Variscides of SW Dyfed, Wales: first steps towards isotopic equilibrium. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 12, 237-248.

Smith, J.V., Brown, W.L., 1988. *Feldspar Minerals*, v. 1. Springer Verlag, Berlin. 323p.

Spölt, C., Kunk, M.J., Ramseyer, K., Longstaffe, F.J., 1998. Authigenic potassium feldspar: a tracer for the timing of palaeofluid flow in carbonates

rocks, Northern Calcareous Alps, Austria. In: Isotope Techniques for Dating Fluid Flow. Geological Society, London, Special Publication, v. 144, 107-128.

Souza, S.M., 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. *In*: 31^o Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais v. 5, p. 2392-2406.

Środoń, J., Eberl, D.D.D., 1984. Illite. *Reviews in Mineralogy*, v. 13, 495-544.

Stablein III, N.K., Dapples, E.C., 1977. Feldspars of the Tunnel City Group (Cambrian), western Wisconsin. *Journal Sedimentary Petrology*, v. 47, 1512-1538.

Steiger R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, 359-362.

Stonecipher, S.A., Win, D.R., Bishop, M.G., 1984. Diagenesis of the Frontier Formation, Moxa Arch: a function of sandstone, geometry, texture, composition, and fluid flow. *In*: McDonald, D.A., Surdam, R.C. (Eds.), *Clastic Diagenesis*. AAPG Memoir v. 37, p. 289-316.

Thomas, M., 1986. Diagenetic sequences and K-Ar dating in Jurassic sandstones, central Viking Graben: effects on reservoir properties. *Clay Minerals*, v. 21, 695-710.

Tucker, M.E., 1998. *Sedimentary Rocks in the Field*. Blackwell Science, UK. 112p.

Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Publishing, Oxford, UK. 260p.

Uysal, I.T., Golding, S.D., Glikson, A.Y., Mory, A.J., Glikson, M., 2001. K-Ar evidence from illitic clays of a Late Devonian age for the 120 km diameter Woodleigh impact structure, Southern Carnarvon Basin, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 192, 281-289.

Uysal, I.T., Golding, S.D., Thiede, D.S., 2001. K-Ar and Rb-Sr dating of authigenic illite-smectite in Late Permian coal measures, Queensland, Australia: implication for thermal history. *Chemical Geology*, v. 171, 195-211.

- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *In*: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy- Application to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 26, p. 63-81.
- Valenton, I., 1983. Palaeoenvironment of lateritic bauxites with vertical and lateral differentiation. *In*: Wilson, R.C.L. (Ed.), Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials. Special Publication Geological Society of London, no. 11, p. 77-90.
- Vasconcelos, E.P., Lima-Neto, F.F., Ross, S., 1990. Unidades de correlação da Formação Açú, Bacia Potiguar. *In*: 36^o Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, SBG, v. 1, 227-240.
- Vasconcelos, P.M., Onoe, A.T., Kawashita, K., Soares, A.J., Teixeira, W., 2002. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74(2), 297-342.
- Walgenwitz, P., Pagel, M., Meyer, A., Maluski, H., Moine, P., 1990. Thermo-chronological approach to reservoir diagenesis in the offshore Angola Basin: a fluid inclusion, Ar-Ar and K-Ar investigation. *AAPG Bulletin*, v. 74 (5), 547-563.
- Warnock, A.C., van de Kamp, P.C., 1999. Hump-shaped ⁴⁰Ar-³⁹Ar age spectra in K-feldspar and evidence for Cretaceous authigenesis in the Fountain Formation near Eldorado Springs, Colorado. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 174, 99-111.
- Waugh, B., 1978. Authigenic feldspar in British Permo-Triassic sandstones. *Journal of the Geological Society*, v. 135, 51-56.
- Worden, R.H., Burley, S.D., 2003. Sandstone Diagenesis: the evolution of sand to stone. *In*: Burley, S.D., Worden, R.H. (Eds.), Sandstone Diagenesis – Recent and Ancient. Reprint Series V. 4 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Publishing, p. 3-46.
- Zhao, M.W., Ahrendt, H., Wemmer, K., 1997. K-Ar systematics of illite/smectite in argillaceous rocks from the Ordos basin, China. *Chemical Geology*, v. 136, 153-169.
- Ziegler, K., Sellwood, B.W., Fallick, A.E., 1994. Radiogenic and stable isotope evidence for the age and origin of authigenic illites in the Rotliegend, southern North Sea. *Clay Minerals*, v. 29, 555-565.

- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid Arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50(1), 21-29.
- Zwingmann, Z., 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-Flow Interaction. Geological Society of London Special Publications*, v. 144, p. 91-106.
- Zwingmann, H., Clauer, N., Gaupp, R., 1999. Structure related geochemical (REE) and isotopic (K-Ar, Rb-Sr and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) characteristics of clay minerals from Rotliegend sandstone reservoir (Permian, northern Germany). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, 2805-2823.
- Zwingmann, Z., Mancktelow, N., 2004. Timing of Alpine fault gouges. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, 415-425.
- Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T., 2006. Nojima and MTL fault zone gouge dating, Japan. *Goldschmidt Conference Abstracts*, v. 86, p. 30.

Capítulo 2 - Artigo Científico 1

**Datação de eventos diagenéticos – aplicações em arenitos-
reservatório**

**Dating of diagenetic events- applications in sandstones-
reservoir**

Anderson José Maraschin & Ana Maria Mizusaki

Universidade Federal do Rio Grande do Sul-Instituto de Geociências

Av. Bento Gonçalves, 9500- Caixa Postal 15001-Campus do Vale-Porto Alegre-

RS- CEP: 91509-900- e-mail:anderson.jose@ufrgs.br

Abstract

Geochronology has become a powerful tool for diagenesis studies in siliciclastic rocks in order to supply parameters for the definition of their depositional or diagenetic ages, particularly in the last decades with the improvement of analytical techniques and interest of oil companies. Sandstones are important hydrocarbon reservoir rocks in many basins of the world. Continental or transitional sandstones that do not contain fossils with defined ages or an imprecise stratigraphic correlation needs chronostratigraphic definition. Such lack of definition limits the precision of the generation-migration-accumulation models developed for the exploration and exploitation of these reservoirs. However, many sandstones contain authigenic clay minerals and overgrowths of potassic feldspar precipitated on the feldspar grains. Such occurrences represent the possibility of dating the deposition of this sandstones as well as fluid migration through the radiometric ^{40}K - ^{40}Ar , ^{40}Ar - ^{39}Ar and ^{87}Rb - ^{87}Sr methods. In the present work, we show that the methods have been successfully applied to samples of sandstones-reservoir all over the world. The obtained results allowed the improvement of the application of the radiometric methods to sedimentary rocks, and significant results concerning depositional or diagenetic ages were obtained. Nevertheless, questions still remain when concerning these interpretations.

Keywords: radiometric dating, diagenesis, sandstones-reservoir, authigenic minerals

INTRODUÇÃO

Como diagênese entende-se o campo de condições físico-químicas que controla os processos geológicos atuantes sobre sedimentos inconsolidados produzidos por processos pré-deposicionais (intemperismo, erosão, transporte) e por processos sin-deposicionais (sedimentação) (Schmidt & McDonald, 1979). Apesar de ter sido introduzido na literatura geológica em 1868 (Von Guembel *in* Morrow & McIlreath, 1990), o estudo da diagênese de rochas siliciclásticas é relativamente recente, especialmente incentivado entre os anos de 1980 a 1990 pelas companhias de petróleo. A necessidade de estudo dos processos diagenéticos, neste caso, tinha como objetivo o entendimento dos arenitos permo-porosos que podem se constituir nas principais rochas-reservatório de hidrocarbonetos. Embora não seja possível definir temperaturas e pressões características dos ambientes diagenéticos em subsuperfície, pode-se afirmar, de maneira geral, que o campo da diagênese é caracterizado por pressões de 0,1 MPa a 10 MPa (1,0 bar a 1 kbar) e por temperaturas variando de 0^o a 250^o C (Fig. 1), pela presença de soluções aquosas e de gases (CO₂, O₂, CH₄, H₂S) (Blatt, 1992). Assim, a diagênese ocorre sob condições de temperatura e pressão características da superfície da Terra, atingindo os primeiros milhares de metros de profundidade da crosta terrestre. De maneira geral, temperaturas entre 180^o e 250^o C têm sido indicadas para separar os processos relacionados com a diagênese daqueles associados ao metamorfismo conforme descrito no campo geotermal Salton Sea, leste da Califórnia. Neste local, arenitos de composições mineralógicas semelhantes estão presentes sobre um intervalo de temperatura variando de 100^o C a 350^o C (McDowell & Elders, 1980).

Verifica-se assim que os processos diagenéticos são continuamente ativos em termos de temperatura, pressão e química durante os ciclos de deposição, soterramento e soerguimento da história da bacia de acordo com uma série de componentes, entre eles a cimentação por minerais autigênicos. Durante os processos diagenéticos, minerais podem se precipitar como cimento nos poros de arenitos-reservatório ocasionando não só a redução de porosidade, mas também formando estruturas que obstruem as gargantas dos poros, interferindo na permeabilidade da rocha. São denominados de minerais autigênicos e os mais comuns em arenitos-reservatório são a ilita e o feldspato potássico (K-feldspato). Este último pode precipitar em torno de grãos de feldspato detrítico formando crescimentos secundários (*overgrowths*) ou ainda como cristais discretos. Variações na permo-porosidade de uma rocha através da precipitação de fases diagenéticas são prejudiciais à capacidade potencial de um reservatório (Pallat *et al.*, 1984; Macchi, 1987). Por isso, é importante saber as condições em que essas fases

diagenéticas se formaram e principalmente determinar o momento de sua precipitação. Isto é especialmente significativo para os arenitos continentais e/ou transicionais, importantes rochas-reservatório de hidrocarbonetos em muitas bacias mundiais. Duas possibilidades são possíveis:

- quando estes arenitos são afossilíferos, ou seja, não têm uma idade bioestratigráfica estabelecida ou apresentam uma correlação estratigráfica duvidosa. Assim o seu posicionamento na coluna cronoestratigráfica da bacia pode ser impreciso, gerando modelos estruturais, estratigráficos e de geração-migração-acumulação de hidrocarbonetos negativos, comprometendo a exploração do reservatório. Entretanto muitos desses arenitos contêm algum mineral diagenético sin-deposicional e se este for passível de datação absoluta através da aplicação de métodos radiométricos, é possível obter-se uma idade referente a sua deposição.

- outra situação refere-se ao fato do mineral diagenético não ser sin-deposicional. Neste caso, pode-se estimar o desenvolvimento deste mineral que muitas vezes está relacionado a processos posteriores à deposição, tais como a migração de fluidos.

A datação absoluta através da aplicação de métodos radiométricos (Geocronologia) foi inicialmente utilizada em amostras de meteoritos, de rochas lunares e de rochas ígneas e metamórficas, porém hoje é aplicada em outras situações tais como a análise de bacias sedimentares (Hamilton, 2003; Banner, 2004).

Os métodos radiométricos que têm sido mais utilizados para a datação de minerais diagenéticos são: $^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$, $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$. São métodos aplicados diretamente em minerais diagenéticos portadores de K como a illita (Lee *et al.*, 1985, 1989; Onstott *et al.*, 1997; Zwingmann *et al.*, 1999), o interestratificado illita/esmectita (Zhao *et al.*, 1997; Uysal *et al.*, 2001) e também nos crescimentos secundários de K-feldspato (*overgrowths*) (Girard *et al.*, 1988, 1991; Hagen *et al.*, 2001; Mark *et al.*, 2005, 2006).

O objetivo deste trabalho é apresentar uma revisão dos métodos radiométricos $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ e $^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$ e sua aplicação específica no estudo da diagênese de arenitos-reservatório visando à definição de idades deposicionais e diagenéticas.

GEOCRONOLOGIA

Os métodos radiométricos de datação baseiam-se na [desintegração \(transformação\) de um isótopo](#) radioativo (“pai”) gerando um isótopo radiogênico (“filho”), segundo uma constante de decaimento que não é afetada

por variáveis como: temperatura, pressão e outros parâmetros físico-químicos. Este processo constante e contínuo constitui a principal ferramenta da Geocronologia, pois o tempo envolvido nesta transformação, ou seja, a meia-vida (mv) é mensurável (Dickin, 2005; Miller, 2006). Como meia-vida (mv) subentende-se o período de tempo necessário para que a metade dos átomos (“pai”) presentes num elemento se desintegre (“filho”), ou seja, é o tempo necessário para a atividade de um elemento radioativo ser reduzida à metade da atividade inicial. Isso significa que, para cada mv que passe, a atividade vai sendo reduzida à metade do valor anterior (Fig. 2). Em função deste comportamento, a meia-vida é o cronômetro geológico mais eficiente encontrado até hoje tornando possível ter-se um registro mensurável do Tempo Geológico. A equação fundamental para o cálculo de idades através dos métodos radioativos (Faure, 1986) é a seguinte:

$$t = (1/\lambda)\ln (1 + F/P) \text{ (equação 1)}$$

onde:

t = tempo decorrido desde que o sistema radioativo se iniciou, ou seja, corresponde à idade radiométrica;

λ = constante de desintegração;

F (filho) = quantidade de átomos do nuclídeo radiogênico;

P (pai) = quantidade de átomos persistentes do nuclídeo radioativo.

MÉTODOS RADIOMÉTRICOS DE DATAÇÃO

Os métodos que têm sido utilizados para datação de minerais diagenéticos em arenitos-reservatório de hidrocarbonetos são:

⁸⁷Rb-⁸⁷Sr

O método ^{87}Rb - ^{87}Sr é baseado na desintegração radioativa do isótopo ^{87}Rb dando origem ao isótopo ^{87}Sr ($t_{1/2} = 48,8 \text{ Ga}$) por decaimento beta. Inicialmente foi aplicado em amostras de rochas ígneas e metamórficas e também nas amostras de basaltos lunares e meteoritos, fornecendo idades de cristalização e de metamorfismo. Em rochas sedimentares, tem-se obtido resultados coerentes em termos de definição de idades relacionadas à época da sedimentação e de eventos termodinâmicos ocorridos durante a evolução diagenética da rocha (Kelly *et al.*, 2001; Hamilton, 2003). O rubídio (Rb) não forma minerais próprios, mas ocorre em quantidades detectáveis nos minerais que contêm K, tais como micas, feldspatos potássicos (K-feldspato) e argilominerais. O Rb pode muitas vezes substituir o K nesses minerais, pois o seu raio iônico é de $1,48\text{Å}$, bastante semelhante ao do K ($1,33\text{Å}$). Já o Sr tem um raio iônico de $1,13\text{Å}$ que embora levemente superior ao do Ca ($0,99\text{Å}$) pode substituí-lo em muitos minerais como plagioclásio, apatita e carbonatos de cálcio (por exemplo, a aragonita).

As concentrações de ^{87}Sr e ^{87}Rb (radioativos) são sempre medidas com referência ao isótopo estável ^{86}Sr obtendo-se então as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Para aplicar o método de datação Rb-Sr é necessário que se conheça o teor de Rb inicial da amostra de rocha ou mineral. Esse teor pode ser obtido através da análise do material com a técnica de fluorescência de raios X empregando-se a fórmula:

$$^{87}\text{Rb} = \text{Rb}_{\text{total}} \times 0,278346$$

onde 0,278346 é a fração do Rb que apresenta o isótopo radioativo.

Dos dois isótopos de Rb (^{87}Rb e ^{85}Rb), só o de massa 87 é radioativo, transformando-se em ^{87}Sr segundo a equação abaixo e com uma constante de desintegração da ordem de $1,48 \times 10^{-11}$ anos:



onde:

ν é o antineutrino;

β^- é a partícula beta;

Q_{β^-} é a energia total do processo.

O ^{86}Sr não é radioativo e nem radiogênico, assim a sua determinação é obtida

por:

$$^{86}\text{Sr} = \text{Sr}_{\text{total}} \times 0,0986$$

Já o ^{87}Sr é mais problemático, pois é constituído por uma parte radiogênica e outra natural, não apresentando composição constante em todas as amostras. O seu valor depende do teor de Rb inicial e da idade da amostra que está sendo analisada. Neste caso a amostra é preparada em colunas de troca catiônica onde o Sr é separado. Este então é analisado com um espectrômetro de massa que permite a obtenção da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ necessária para o cálculo da idade convencional.

Como todos os métodos radiométricos, o $^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$ tem por base a equação geral do tempo:

$$t = 1/\lambda \cdot \ln(1 + ^{87}\text{Sr} + ^{87}\text{Rb})$$

Entretanto como todos os materiais conhecidos já possuem ^{87}Sr inicial, o que medimos hoje é a soma deste com o radiogênico ($^{87}\text{Sr}^*$), ou seja:

$$(^{87}\text{Sr})_{\text{hoje}} = (^{87}\text{Sr})_{\text{inicial}} + ^{87}\text{Sr}^*$$

subtraindo o valor de $^{87}\text{Sr}^*$ e utilizando-o na equação da idade vamos obter:

$$t = 1/\lambda \cdot \ln(1 + [(^{87}\text{Sr})_{\text{hoje}} - (^{87}\text{Sr})_{\text{inicial}}] + ^{87}\text{Rb})$$

Observa-se que quando os minerais são formados a altas temperaturas, como 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 350⁰ C. Como resultado, ocorre um fenômeno chamado de “homogeneização isotópica do Sr”, o qual é interrompido pelo resfriamento da rocha considerada. Assim, a idade $^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$ estará relacionada a este processo de fechamento do sistema obtido no evento de cristalização da rocha. Outra particularidade que deve ser levada em consideração reside no fato de que em qualquer processo de cristalização, existem quantidades de Sr inicial, que conferem àquele sistema uma proporção isotópica ou razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Assim, para rochas cuja razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for conhecida ou convencionalizada, análises individuais fornecem

a idade da amostra, porém, se o conhecimento das condições de geração do magma não for preciso, não podem ser arbitradas razões isotópicas iniciais, e a idade resultará da plotagem de diversos valores analíticos em uma linha de melhor ajuste chamada de isócrona gerando um “diagrama isocrônico” (Fig. 3), que possui no eixo X as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e no eixo Y as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras consideradas. A idade do conjunto de amostras é obtida pela equação:

$$t = \text{tg } \alpha$$

onde:

α = ângulo que a isócrona forma com a horizontal;

A isócrona permite ainda, determinar a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do conjunto de amostras.

$^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$

O método utiliza o processo de desintegração do ^{40}K ($t_{1/2} = 1,25 \text{ Ga}$) para o ^{40}Ar embora somente 11,2% dos átomos de ^{40}K desintegram-se para ^{40}Ar , enquanto que os 88,8% restantes desintegram-se para ^{40}Ca . Rotineiramente usado para a datação de minerais ricos em K, especialmente micas e feldspatos em rochas ígneas e metamórficas. Em rochas sedimentares é principalmente aplicado na fração fina ($FF < 2 \mu\text{m}$), onde predominam argilominerais e os resultados obtidos têm sido associados com a idade de um evento termodinâmico atuante durante a diagênese da rocha (Thomaz-Filho & Bonhomme, 1979).

A análise inicia-se através da determinação da concentração de ^{40}K total da amostra de rocha, em geral, pela técnica de fotometria de chama. Como o ^{40}Ar é um gás nobre, não forma ligações ficando “solto” no interior do retículo cristalino dos minerais. Para a análise do ^{40}Ar , torna-se necessária a fusão de uma alíquota da amostra, pois esta permitirá que o gás seja liberado. O ^{40}Ar liberado neste processo é recolhido, purificado e analisado isotopicamente por um espectrômetro de gases. Os valores obtidos para o ^{40}Ar radiogênico (em $\text{cm}^3 \text{ Ar}_{(\text{STP})}/\text{g}$ amostra ou mol/g) são aplicados na equação do tempo (equação 1) e obtém-se então a idade radiométrica $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ da amostra de rocha.

$$t = 1/\lambda_{\text{total}} \ln (\lambda_{\text{total}}/\lambda_{\text{EC}} \cdot {}^{40}\text{Ar}^*/{}^{40}\text{K} + 1) \text{ (equação 1)}$$

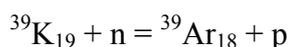
⁴⁰Ar-³⁹Ar

A metodologia ⁴⁰Ar-³⁹Ar, em princípio, é semelhante a do ⁴⁰K-⁴⁰Ar convencional e pode ser considerada como uma evolução deste. O sistema ⁴⁰Ar-³⁹Ar permite contornar alguns efeitos de ordem analítica que afetam o método convencional ⁴⁰K-⁴⁰Ar e assim caracteriza-se pela grande redução do erro analítico. Isto porque como não há necessidade de se obter a determinação direta do teor de K da amostra em estudo, conseqüentemente diminui-se esta possibilidade de erro.

Outro ponto importante é que, ao contrário do método ⁴⁰K-⁴⁰Ar, onde a determinação do K e do Ar é efetuada em frações distintas da mesma amostra, no método ⁴⁰Ar-³⁹Ar esse problema desaparece. Utiliza-se uma única fração da amostra em todas as etapas da análise. Além disso, depois do tratamento a que o mineral é submetido, só se medem as razões isotópicas do Ar, eliminando desse modo os possíveis erros nas determinações das concentrações individuais do Ar e do K.

As determinações do ⁴⁰Ar-³⁹Ar são efetuadas dosando-se o ⁴⁰Ar (radiogênico) resultante da desintegração do ⁴⁰K e o ³⁹Ar (mv = 269 a). O ³⁹Ar é produzido artificialmente na amostra a partir do ³⁹K por irradiação com nêutrons num reator nuclear. O ³⁹Ar representa indiretamente o teor de K da amostra.

A reação nuclear resultante pode ser expressa conforme a equação abaixo:



onde:

n = nêutrons

p = prótons

Após a fase de irradiação, a amostra fica radioativa e há necessidade de um período (entre 30 e 60 dias) para que haja perda desta atividade e o material possa ser manuseado. Então, o Ar é extraído da amostra como no método convencional ⁴⁰K-⁴⁰Ar e é analisado por um espectrômetro de gases.

A extração do Ar da amostra pode ser obtida a partir da técnica de fusão total ou da fusão por etapas (*step heating*).

A técnica de fusão total é semelhante a do ^{40}K - ^{40}Ar convencional, mudando apenas as razões isotópicas medidas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). A amostra é fundida em temperaturas entre 1200 e 1300⁰ C ocorrendo à liberação total dos gases. Estes gases são recolhidos e purificados, ou seja, deve-se ter somente o Ar que será analisado no espectrômetro. A interpretação do seu resultado segue os mesmos critérios apresentados para o ^{40}K - ^{40}Ar .

No entanto, a técnica mais usualmente empregada é a de fusão por etapas (*step heating*) que consiste em vários estágios de extração do Ar através do contínuo aumento de temperatura. O Ar liberado em cada etapa é recolhido, purificado e analisado. Se o sistema químico permaneceu fechado, como seria o esperado, todas as idades obtidas nas diferentes temperaturas deverão ser as mesmas, ou seja, um espectro de idades deve ser contínuo e constante (Fig. 4), mas se tiver ocorrido difusão de Ar, natural ou provocado por algum evento tectono-térmico, o resultado final será um espectro irregular de idades.

TÉCNICAS ANALÍTICAS COMPLEMENTARES

Muito importante para a perspectiva de datação é a perfeita caracterização do mineral diagenético seja a illita ou o K-feldspato. Para tanto além da petrografia ótica convencional, outras técnicas analíticas podem ser usadas com a finalidade de melhorar o entendimento da diagênese (processos e componentes mineralógicos) em rochas sedimentares siliciclásticas e conseqüentemente a seleção do mineral a ser datado. Entre as técnicas mais utilizadas está a microscopia eletrônica de varredura (MEV) que permite a observação das morfologias, texturas e relações entre os componentes minerais. O microscópio eletrônico de varredura (MEV) pode ser utilizado acoplado a um EDS (detector de energia dispersiva) permitindo obter-se conjuntamente uma análise química semiquantitativa do mineral em análise.

Outra técnica amplamente utilizada é a difratometria de raios X (DRX) para a identificação da fração mais fina das rochas, ou seja, a fração FF < 2 μm (fração argila). Nesta fração concentram-se os argilominerais e a identificação é obtida com base na estrutura cristalina e na composição química destes minerais. O principal parâmetro utilizado para diferenciar os grupos dos argilominerais é o espaçamento de suas unidades estruturais, que resulta em reflexões basais distintas (Brown & Brindley, 1980; Alves, 1987). O

espaçamento das unidades estruturais varia de acordo com o grupo de argilominerais, por exemplo, para o grupo da illita é em torno de 10 Å.

Para complementar o estudo, pode-se ainda submeter à amostra para análises com técnicas de microscopia eletrônica de transmissão (MET), de microsonda eletrônica e de catodoluminescência. Os resultados obtidos com a aplicação conjunta destas técnicas analíticas permitem a seleção e caracterização do mineral diagenético mais adequado para a datação radiométrica.

MINERAIS DIAGENÉTICOS UTILIZADOS PARA DATAÇÃO RADIOMÉTRICA

Os minerais diagenéticos que são passíveis de uso para datação radiométrica e que têm oferecido excelentes resultados são:

- os crescimentos autigênicos de K-feldspato (*overgrowths*), comuns em rochas siliciclásticas e amplamente documentados na literatura (Stablein & Dapples, 1977; Waugh, 1978; Ali & Turner, 1982; Milliken, 1989; Morad *et al.*, 1989; De Ros *et al.*, 1994; Hagen *et al.*, 2001; Lee & Parsons, 2003; Maraschin *et al.*, 2004).

Crescimentos secundários de K-feldspato geralmente são epitaxiais e termodinamicamente mais estáveis no ambiente em relação aos feldspatos detríticos. Como consequência, a dissolução ocorre mais intensamente nos núcleos detríticos, muitas vezes preservando o crescimento, situação interessante para a datação absoluta. Para a autigênese do feldspato é necessário que os poros tenham águas alcalinas e ricas em Na⁺, K⁺, Al⁺³ e Si⁺⁴. Esses elementos são derivados a partir da hidrólise e dissolução de grãos menos instáveis no sedimento, principalmente fragmentos de rochas vulcânicas (De Ros *et al.*, 1994) e de rochas granito-gnáissicas (Maraschin *et al.*, 2004).

Por conter K na sua estrutura, os K-feldspatos autigênicos apresentam excelente potencial para datação absoluta pelos métodos ⁴⁰K-⁴⁰Ar e ⁴⁰Ar-³⁹Ar (Girard *et al.*, 1988, 1991; Hagen *et al.*, 2001). De especial interesse são os crescimentos autigênicos (*overgrowths*) que geralmente ocorrem ao redor dos grãos de K-feldspato detrítico (ortoclásio e microclínio). Quando esses crescimentos autigênicos se formam logo após a deposição da rocha em condições de eodiagênese, verifica-se que as suas idades absolutas podem ser consideradas como muito próximas do evento deposicional. Neste caso,

constituem-se em uma forma indireta de datação de arenitos-reservatório. A possibilidade em se obter idades diagenéticas a partir de *overgrowths* de K-feldspato iniciou-se com a aplicação do método ^{40}K - ^{40}Ar (Girard *et al.*, 1988, 1989; Sandler *et al.*, 2004) sendo aperfeiçoada através do método ^{40}Ar - ^{39}Ar (Walgenwitz *et al.*, 1990; Girard & Onstott, 1991; Warnock & van de Kamp, 1999; Hagen *et al.*, 2001; Sherlock *et al.*, 2005; Mark *et al.*, 2005, 2006).

- as ilitas diagenéticas geralmente presentes nas frações finas ($\text{FF} < 2\mu\text{m}$) das rochas siliciclásticas, por conterem K e uma alta razão Rb/Sr, tornaram-se apropriadas para datação baseada nos métodos ^{40}K - ^{40}Ar e ^{87}Rb - ^{87}Sr . Além disso, as frações mais finas da ilita muitas vezes ocorrem como uma das últimas, senão a última fase mineral a ser formada antes do início do preenchimento dos reservatórios por hidrocarbonetos (Lee *et al.*, 1985, 1989). Dessa forma, a diagênese da ilita cessa quando ocorre a entrada de hidrocarbonetos ou outros fluidos e assim a determinação da idade da última fase de ilita formada (ou seja, grãos mais finos), informa sobre o *timing* e a natureza do preenchimento do reservatório, bem como os regimes de fluxo de fluidos durante a evolução de uma bacia (Robinson *et al.*, 1993; Zwingmann *et al.*, 1998, 1999). Para que ocorra a autigênese da ilita é necessário que a água dos poros tenha uma composição alcalina à neutra e disponibilidade de íons K^+ , Si^{+4} e Al^{+3} . A presença da ilita pode ainda estar associada com evaporitos ou com um intenso processo de dissolução do K-feldspato. Franjas de ilita preenchendo poros reduzem a porosidade e também a permeabilidade, pois bloqueiam a “garganta” dos poros.

Um grande número de publicações (Thomas, 1986; Liewig *et al.*, 1987; Ehrenberg & Nadeau, 1989; Burley & Flisch, 1989; Hamilton *et al.*, 1989; Mizusaki *et al.*, 1990; Barnes *et al.*, 1992; Clauer *et al.*, 1992; Mossman *et al.*, 1992; Hogg *et al.*, 1993; Ziegler *et al.*, 1994; Darby *et al.*, 1997; Zhao *et al.*, 1997; Liewing & Clauer, 2000) apresentam datações de ilitas diagenéticas pelo método radiométrico ^{40}K - ^{40}Ar em arenitos sendo os resultados obtidos considerados de excelente qualidade.

A tentativa de aplicação do método ^{40}Ar - ^{39}Ar em frações de ilita ainda encontra-se em desenvolvimento (Emery & Robinson, 1993; Thomas *et al.*, 1993; Onstott *et al.*, 1997; Dong *et al.*, 2000). A dificuldade decorre do *recoil*,

que é a possível perda de Ar pela estrutura, durante o processo de irradiação verificada quando o mineral está em pequenas dimensões.

EXEMPLOS

Crescimento secundário de K-feldspato (*overgrowth*)

Somente a partir do trabalho de Girard *et al.* (1988) verificou-se ser possível à aplicação de métodos de datação radiométrica nos crescimentos secundários do K-feldspato com a obtenção de resultados significativos. Neste trabalho, os autores propõem uma técnica de separação física para o *overgrowth* a partir do núcleo detrítico, até então processo considerado difícil. Após a separação, os crescimentos secundários foram concentrados e datados pelo método ^{40}K - ^{40}Ar . As amostras deste estudo eram provenientes de arcóseos de granulometria variando de média a grossa do Cretáceo da Bacia de Angola (noroeste da África), caracterizados pela relativa abundância de *overgrowths* de K-feldspato extremamente precoces precipitados ao redor de núcleos detríticos. A idade obtida de 98 ± 16 Ma foi interpretada como indicação direta da idade de deposição desses arenitos, possivelmente refletindo à época de abertura do Oceano Atlântico (Cretáceo inferior). Girard & Onstott (1991) dando prosseguimento a pesquisas sobre datação desta fase antigênica dos K-feldspatos, testaram a viabilidade da aplicação do método ^{40}Ar - ^{39}Ar . As análises foram efetuadas através da técnica de *step heating* e nas mesmas amostras utilizadas por Girard *et al.* (1988). As idades obtidas variaram entre 90 ± 7 e $138,1 \pm 1,5$ Ma. Esse trabalho resgatou a aplicação da técnica de laser de argônio em K-feldspatos antigênicos, inicialmente proposta por Hearn & Sutter (1985), e também propiciou o desenvolvimento de trabalhos futuros (Warnock & van de Kamp, 1999; Hagen *et al.*, 2001; Sherlock *et al.*, 2005; Mark *et al.*, 2005, 2006). O trabalho de Hagen *et al.* (2001) avança mais no método ^{40}Ar - ^{39}Ar utilizando uma sonda de laser ultravioleta em grãos detríticos e *overgrowths* de K-feldspato separados de amostras dos arenitos permo-triássicos do Vale do Rift Kilombero, na Tanzânia. A idade média obtida para os K-feldspatos detríticos foi de 423 ± 14 Ma e para os K-feldspatos antigênicos de 138 ± 5 Ma. O primeiro valor foi interpretado como refletindo eventos termo-tectônicos que afetaram a área da bacia e, o segundo, uma idade diagenética associada com a precipitação dos *overgrowths* nesses

arenitos. Apesar do resultado ter sido considerado satisfatório, esses crescimentos foram datados em 160 milhões de anos mais jovens do que sedimentação da unidade estudada. Sandler *et al.* (2004) apresentam um trabalho um pouco diversificado em relação aos anteriores, mesmo aplicando os mesmos métodos radiométricos em feldspatos potássicos diagenéticos. Entretanto, esses feldspatos autigênicos diferem dos anteriores relatados por estarem na forma de cristais idiomórficos (e não como *overgrowths* ao redor de grãos detríticos) dispersos em diferentes litologias (calcários marinhos, margas, dolomitas e folhelhos) e não apenas em arenitos. Os autores chamam a atenção que até então não havia um estudo publicado envolvendo a datação de feldspatos potássicos formados em condições de temperatura de superfície ($< 50^{\circ} \text{C}$) (Hearn & Sutter, 1985; Girard *et al.*, 1988; Girard & Onstott, 1991; Spölt *et al.*, 1996; Warnock & van der Kamp, 1999; Ziegler & Longstaffe, 2000 e Hagen *et al.*, 2001). Os cristais de feldspato potássico autigênico ocorrem em seções sedimentares do Albiano e Turoniano de Israel em diferentes litologias e têm de 3-15 μm de diâmetro, predominantemente com hábito adularia e mais raramente prismáticos, correspondendo até 94 a 68% do volume total da rocha. Os resultados da datação estão relacionados com a litologia e proveniência e permitiram estimar a idade deposicional do sedimento. As idades ^{40}K - ^{40}Ar na fração silte entre 4-10 μm ficaram entre 93 ± 2 e 123 ± 2 Ma (média de 97 Ma), enquanto que a idade estratigráfica é de 100 ± 3 Ma. A idade ^{40}Ar - ^{39}Ar da mesma amostra ficou em 97 ± 2 Ma. As idades mais antigas, em torno de 550 Ma das frações silte entre 10 e 44 μm , refletem a proveniência dos minerais detríticos nos sedimentos e eventos vulcânicos posteriores, em torno de 125-140 Ma no sul de Israel e de rochas sedimentares paleozóicas, as quais foram afetadas por um evento térmico devoniano. As idades ^{40}Ar - ^{39}Ar nos platôs sugerem um curto período de tempo para a formação do K-feldspato logo após a deposição. Isto é sugerido pela diferença de idade do platô e a idade estratigráfica em torno de 3 milhões de anos. Entretanto, um dos fatores que tornava o trabalho de Sandler *et al.* (2004) inédito que foi a datação em feldspatos potássicos diagenéticos precipitados em temperaturas de superfície (em torno de 43°C), foi superado por Maraschin *et al.* (no prelo), que aplicaram o método ^{40}Ar - ^{39}Ar nos *overgrowths* de feldspato potássico dos arenitos fluviais da Formação Açú da Bacia Potiguar (nordeste do Brasil), precipitados em

temperatura em torno de 30⁰ C. A Formação Açú constitui-se em um dos principais reservatórios *onshore* produtores de hidrocarbonetos do Brasil e até então não possuía uma idade estratigráfica precisa. O processo diagenético mais significativo nesses arenitos é a autigênese extremamente precoce do K-feldspato na forma de *overgrowths* opticamente descontínuos ao redor de grãos detríticos de ortoclásio e microclínio precipitados em condições superficiais na eodiagênese. A melhor evidência desse processo é a presença de cutículas de argilominerais mecanicamente infiltrados ao redor desses crescimentos (Figs. 5A e 5B). Na literatura (Girard *et al.*, 1988, 1989), conforme vem sendo proposto, observa-se ser fundamental a separação física entre o núcleo e o crescimento, especialmente quando se pretende aplicar alguma técnica de datação radiométrica. Entretanto no caso dos arenitos da Formação Açú, esta separação através de métodos físico-químicos não foi possível, devido à ausência de impurezas (óxidos ou argilominerais) entre as duas fases. Sendo assim, optou-se pelo método ⁴⁰Ar-³⁹Ar de fusão por etapas (*step heating*) (Fig. 6). Como metodologia propôs-se um esquema onde 146 grãos individuais de feldspatos potássicos foram analisados indicando um *range* de idades entre 139,17 ± 0,99 a 482,43 ± 1,41 Ma para os grãos detríticos e os crescimentos. Os grãos detríticos mostram uma média em torno de 377,5 ± 5 Ma, valor interpretado como a idade de um evento de soerguimento regional que afetou o embasamento adjacente, ao sul da bacia (Vasconcelos, inf. verbal). A idade obtida para os crescimentos ficou em torno de 120 Ma, valor compatível com o intervalo de tempo sugerido para a deposição da Formação Açú (Albo-Cenomaniano segundo Araripe & Feijó, 1994). Uma publicação mais recente e com excelentes resultados em relação à utilização do método ⁴⁰Ar-³⁹Ar é a de Mark *et al.* (2006). Os autores conseguiram identificar e diferenciar episódios de migração e acumulação de hidrocarboneto no reservatório. Isto foi obtido a partir da caracterização das inclusões fluidas nos crescimentos secundários do K-feldspato de amostras do reservatório do campo de gás Victory, Bacia Faeroe-Shetland, noroeste das Ilhas Shetland. Os *overgrowths* exibem três padrões de zonação de inclusões. Essas zonações foram datadas individualmente indicando as seguintes idades: zona 1 (no contato núcleo-crescimento) com idade média de 83,1 ± 6,2 Ma; zona 2 (porção média dos crescimentos) com idade média de 74,6 ± 3,1 Ma e zona 3 (borda do

crescimento) com idade média de $53,4 \pm 7,6$ Ma. As idades mostram que a autigênese do *overgrowth* de K-feldspato iniciou-se em 83 Ma cessando aproximadamente a 53 Ma. A integração com dados de temperatura dos fluidos, obtidas pela análise das inclusões fluidas, permitiu estimar que a precipitação dos crescimentos secundários ocorreu a partir de fluidos aquosos com temperatura em torno de 125° C. O preenchimento do reservatório se deu por volta de 83 Ma concomitante com a autigênese dos K-feldspatos e um soerguimento tectônico por volta de 76 Ma afetou a estruturação do reservatório permitindo que o hidrocarboneto migrasse para outra região.

Ilita

Desde meados dos anos 80 que a datação de ilitas diagenéticas tem sido aplicada nos estudos referentes à evolução diagenética de arenitos-reservatório especialmente de hidrocarbonetos (Lee *et al.*, 1985, 1989; Burley & Flisch, 1989; Ehrenberg & Nadeau, 1989; Hamilton *et al.*, 1989). As ilitas que ocorrem nos poros dos arenitos eólicos da Formação Rotliegende do Mar do Norte foram datadas por Lee *et al.* (1985, 1989). Os autores obtiveram idades $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ entre 100 e 175 Ma, que foram relacionadas com as duas principais fases de atividades tectônicas reconhecidas na área, ocorridas no Jurássico e no Cretáceo superior-Terciário inferior. Os valores da temperatura e da composição do fluido formador das ilitas, aliados aos resultados das idades, permitiram um melhor entendimento dos processos evolutivos auxiliando para uma melhor exploração do reservatório. No Brasil, o trabalho pioneiro focado para a datação de ilitas diagenéticas foi realizado por Mizusaki *et al.* (1990). Neste estudo, as ilitas diagenéticas foram mecanicamente separadas de amostras dos arenitos-reservatórios de idade carbonífera da Formação Monte Alegre (Bacia do Solimões) e datadas pelo método $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$. As idades médias obtidas para as ilitas diagenéticas na fração inferior a $0,5 \mu\text{m}$ situam-se em torno de 200 Ma. Este valor, assumindo-se os critérios de Lee *et al.* (1985), indica o período no qual o processo diagenético de formação das ilitas foi interrompido, provavelmente pelo preenchimento destes reservatórios pelo hidrocarboneto. A idade de 200 Ma na Bacia do Solimões está relacionada com o magmatismo básico triássico, considerando-se que este evento provavelmente exerceu uma forte influência nos processos mesogenéticos dos arenitos-reservatório, principalmente na autigênese da ilita bem como na

migração do hidrocarboneto. Estes resultados foram confirmados posteriormente por Elias *et al.* (2007) acrescentando ainda uma idade de 150 Ma associada à ruptura tectônica da rocha selante a qual manteve o reservatório parcialmente isolado no Juro-Cretáceo. Barnes *et al.* (1992) aplicaram o método ^{40}K - ^{40}Ar em ilitas autigênicas presentes no arenito ordoviciano St. Peter (Bacia de Michigan, Estados Unidos). Os autores buscavam a obtenção de idades referentes ao processo de ilitização ocorrido nesses arenitos que está associado com a migração do hidrocarboneto para o reservatório. A idade média obtida foi de 346 ± 11 Ma indicando um episódio regional de ilitização durante o Devoniano superior e o Mississipiano. Combinadas com reconstruções da história de soterramento e dados de inclusões fluidas, essas idades mostram que a ilita foi formada em profundidades de aproximadamente 3 Km com temperatura em torno de 150°C . A proposta de Uysal *et al.* (2001) foi à aplicação dos métodos ^{40}K - ^{40}Ar e ^{87}Rb - ^{87}Sr em ilitas e em interestratificados ilita-esmectita (I/S) autigênicas que ocorrem nas camadas arenosas associadas com o carvão permiano da Bacia Bowen, norte da Austrália. Os resultados das datações indicaram dois principais eventos térmicos na bacia em 205-215 Ma e 140-155 Ma. O evento térmico mais antigo (205-215 Ma) ocorreu durante o Triássico superior e é posterior ao máximo soterramento que a bacia atingiu durante o Triássico médio. A fase térmica mais jovem (140-155 Ma) é do Jurássico superior-Cretáceo inferior e ocorreu antes do soterramento máximo da bacia e é coincidente com o rifteamento inicial, associado com a atividade ígnea anterior a quebra do Gondwana. As idades ^{40}K - ^{40}Ar obtidas por Sant'Anna *et al.* (2006) em amostras provenientes das formações Rio Bonito (Permiano da Bacia do Paraná, sul do Brasil) e San Miguel (leste do Paraguai) indicam que as ilitas autigênicas foram provavelmente formadas entre 140 e 130 Ma, através da migração de fluidos hidrotermais durante o evento magmático Serra Geral, no Cretáceo inferior. Este evento magmático foi o único evento térmico relacionado a autigênese dos argilominerais reconhecido e datado nas unidades permianas estudadas. Os dados obtidos indicam que esse evento foi efetivo na migração de fluidos hidrotermais e cristalização de ilitas e interestratificados ilita/esmectita nas rochas sedimentares e pode ter promovido as condições necessárias para a geração e migração do óleo na Bacia do

Paraná. Nos arenitos ordovicianos da Formação Guaritas (topo da Bacia do Camaquã, porção sul do Brasil), as ilitas diagenéticas ocorrem principalmente como franjas ao redor dos grãos do arcabouço, projetando-se para o interior dos poros (Figs. 7A e 7B). A Formação Guaritas é considerada como modelo análogo para reservatórios da margem continental brasileira e então se torna importante o conhecimento deste processo de ilitização. A ilita diagenética da Formação Guaritas foi concentrada em diferentes frações (0,1, 0,4, < 2, 2-6 μm). A datação desta fração pelo método ^{40}K - ^{40}Ar , forneceu resultados entre 521.7 ± 10.3 e 473.7 ± 9.4 Ma (Maraschin et al. no prelo). As idades são referentes ao processo de formação da ilita nesses arenitos. A idade mais jovem obtida também indica que o início da formação da ilita é muito próximo da idade obtida para as lavas andesíticas da Formação Rodeio Velho (470 ± 19 Ma; Hartmann *et al.*, 1998) que estão na base da Formação Guaritas. Considerando-se que os processos diagenéticos ocorrentes na Formação Guaritas iniciaram-se rapidamente após a deposição, pode-se inferir que este valor deve ser muito próximo da idade deposicional para esta unidade de topo da Bacia do Camaquã.

CONCLUSÕES

Arenitos permo-porosos podem se constituir nas principais rochas-reservatório nas bacias mundiais produtoras de hidrocarbonetos. Para o seu estudo torna-se fundamental a compreensão dos processos deposicionais bem como dos eventos pós-deposicionais. Dentre os processos pós-deposicionais está a diagênese responsável tanto pela geração como pela redução do volume poroso da rocha. Para um preciso estudo da diagênese das rochas-reservatório é necessário que se tenha um controle petrográfico detalhado, aliado a técnicas analíticas de suporte como microscopia eletrônica de varredura e de transmissão, difração de raios X, microsonda eletrônica e catodoluminescência. Entretanto nos últimos anos o emprego de análises de isótopos radiogênicos, ou seja, da Geocronologia, tem permitido auxiliar no esclarecimento da evolução diagenética das rochas sedimentares pela determinação de idades diagenéticas e/ou deposicionais. Arenitos comumente são constituídos por minerais diagenéticos portadores de K, destacando-se as ilitas e os K-feldspatos, o que viabiliza a aplicação de métodos radiométricos de

datação absoluta especialmente o ^{40}K - ^{40}Ar , ^{40}Ar - ^{39}Ar e ^{87}Rb - ^{87}Sr . Dessa forma, a Geocronologia deixou de ser aplicada exclusivamente em rochas “duras” e passou a ser amplamente utilizada como ferramenta de grande importância na interpretação da evolução de uma rocha sedimentar através da datação de minerais diagenéticos. Observa-se, no entanto, a necessidade de aprimoramento contínuo da aplicação das técnicas radiométricas devido às pequenas dimensões destas fases datáveis, bem como da interpretação de resultados obtidos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq - processo 140693/2004-1) e aos revisores pelas sugestões e correções que aprimoraram o trabalho.

REFERÊNCIAS

- Ali, A.D. & Turner, P. 1982. Authigenic K-feldspar in the Bromsgrove Sandstones Formation (Triassic) of central England. **Journal of Sedimentary Petrology**, **52**: 187-197.
- Alves, D. B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no centro de pesquisas da PETROBRAS. **Boletim de Geociências da Petrobras**, **1**: 157-174.
- Araripe, P.T. & Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobras**, **8**: 127-141.
- Banner, J.L. 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, **65**: 141-194. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/journal/00128252>. Acesso em: maio 2007.
- Barnes, D.A.; Girard, J.P. & Aronson, J.L. 1992. K-Ar dating of illite diagenesis in the middle Ordovician St. Peter Sandstone, central Michigan Basin, USA: implications for thermal history. In: Houseknecht, D.W & Pittman,

- E.D. (eds.). **Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones**. SEPM Geology. p. 35-48 (SEPM Special Publication, n. 47).
- Blatt, H. 1992. **Sedimentary Petrology**. New York, W.H. Freeman & CO, 514p.
- Brown, G. & Brindley, G.M. 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Brown, G., Brindley, G.W. (eds.). **Cristal Structures of Clay Minerals and their X- Ray Identification**. Mineralogical Society of London. p. 305-359 (Special Publication, n. 5).
- Burley, S.D. & Flisch, M. 1989. K-Ar geochronology and the timing of detrital I/S clay illitization and authigenic illite precipitation in the Piper and Tartan fields, outer Moray Firth, UK North Sea. **Clay Minerals**, **24**:285-315.
- Clauer, N.; Cocker, J.D. & Chaudhuri, S. 1992. Isotopic dating of diagenetic illites in reservoirs sandstones: influence of the investigator effect. In: Houseknecht, D.W & Pittman, E.D. (eds.). **Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones**. SEPM Geology. p. 35-48 (SEPM Special Publication, n. 47).
- Darby, D., Wilkinson, M.; Fallick, A.E. & Haszeldine, R.S. 1997. Illite dates record deep fluid movements in petroleum basins. **Petrology Geosciences**, **3**: 133-140.
- De Ros, L.F.; Sgarbi, G.N.C. & Morad, S. 1994. Multiple authigenesis of K-feldspar in sandstones: evidence from the Cretaceous Areado Formation, São Francisco Basin, central Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, **A64**: 778-787.
- Dickin, A.P. 2005. **Radiogenic Isotope Geology**. Cambridge, Cambridge University Press, 490p.
- Dong, H.; Hall, C.M.; Peacor, D.R.; Halliday, A.N. & Pevear, D.R. 2000. Thermal ^{40}Ar - ^{39}Ar separation of diagenetic from detrital illitic clays in Gulf Coast shales. **Earth Planetary Science Letters**, **175**: 309-325. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/journal/00128221X>. Acesso em: maio 2007.
- Ehrenberg, S.N. & Nadeau, P.H. 1989. Formation of diagenetic illite in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken area, Mid-Norwegian continental shelf. **Clay Minerals**, **24**:233-253.

- Elias, A.D.; De Ros, L.F.; Mizusaki, A.M. & Kawashita, K. 2007. Isotopic evidence on the diagenetic evolution of coastal sabkha reservoirs from the Solimões Basin, northern Brazil. **Gondwana Research**, **11**:553-567. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/journal/1342937X>. Acesso em: maio 2007.
- Emery, D. & Robinson, A. 1993. **Inorganic Geochemistry: Applications to Petroleum Geology**. Oxford, Blackwell, 254p.
- Faure, G. 1986. **Principles of Isotope Geology**. New York, John Wiley & Sons, 589 p.
- Girard, J.P.; Aronson, J.L. & Savin, S.M. 1988. Separation, K/Ar dating, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio measurements of diagenetic K-feldspar overgrowths: an example from the Lower Cretaceous arkoses of the Angola margin. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **52**: 2207-2214. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/journal/00167037>. Acesso em: maio 2007.
- Girard, J.P.; Savin, S.M. & Aronson, J.L. 1989. Diagenesis of the Lower Cretaceous arkoses of the Angola margin: petrologic, K-Ar dating and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence. **Journal of Sedimentary Petrology**, **59**: 519-538.
- Girard, J.P. & Onstott, T.C. 1991. Application of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe and step-heating techniques to the dating of diagenetic K-feldspar overgrowths. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **55**: 3777-3793.
- Hagen, E.; Kelley, S.P.; Dypvik, H.; Nilsen, O. & Kjolhamar, B. 2001. Direct dating of authigenic K-feldspar overgrowths from the Kilombero Rift of Tanzania. **Journal of Geological Society**, **158**: 801-807.
- Hamilton, P.J.; Kelly, S. & Fallick, A.E. 1989. K-Ar dating of illite in hydrocarbon reservoirs. **Clays Clay Minerals**, **24**:215-231.
- Halmiton, 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**. Int. Assoc.Sed.Spec.Publ.,v. 34, p. 253-287.
- Hartmann, L. A., Silva, L. C., Remus, M.V.D., Leite, J.A.D. & Philipp, R.P. 1998. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGÍA, 2, 1998, Punta del Este, **Actas...**Punta del Este, p. 277-284.

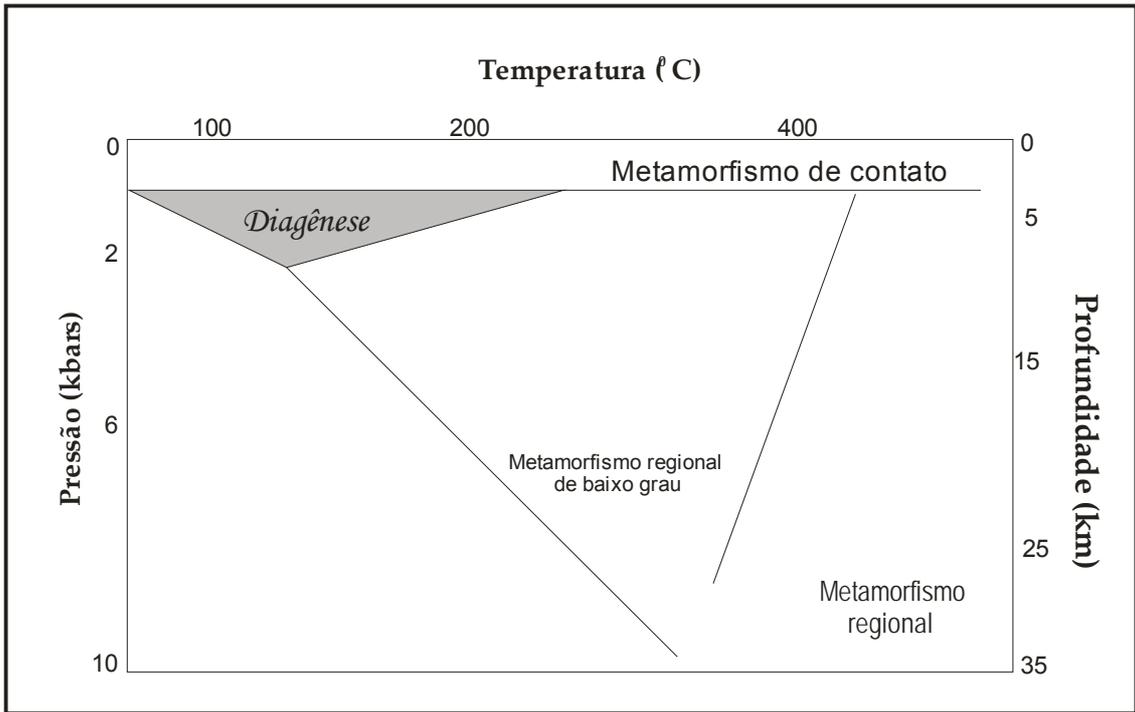
- Hearn, P.P & Sutter, J.F. 1985. Authigenic potassium feldspar in Cambrian carbonates: evidence of Alleghenian brine migration. **Science**, **228**: 1529-1531. Disponível em: <http://www.sciencemag.org/egs>. Acesso em: maio 2007.
- Hogg, A.J.C.; Hamilton, P.J. & MacIntyre, R.M. 1993. Mapping diagenetic fluid flow within a reservoir: K-Ar dating in the Alwyn area (UK North Sea). **Marine Petrology Geology**, **10**: 279-294.
- Kelly, J.C.; Webb, J. & Maas, R. 2001. Isotopic constraints on the genesis and age of autochthonous glaucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, south-eastern Australia. **Sedimentology**, **48**: 325-338. Disponível em: <http://www.blackwell-synergy.com/toc/sed/48/2>. Acesso em: maio 2007.
- Lee, M.; Aronson, J.L. & Savin, S.M. 1985. K-Ar dating of Rotkiegendes Sandstone, Netherlands. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **68**: 1381-1385.
- Lee, M.; Aronson, J.L. & Savin, S.M. 1989. Timing and conditions of Permian Rotliegende Sandstone diagenesis, southern North Sea: K-Ar and Oxygen isotope data. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **73**: 195-215.
- Lee, M.R. & Parsons, I. 2003. Microtextures of authigenic Or-rich feldspar in the Upper Jurassic Humber Group, UK North Sea. **Sedimentology**, **50**: 597-608. Disponível em: <http://www.blackwell-synergy.com/toc/sed/48/2>. Acesso em: maio 2007.
- Liewig N.; Clauer N. & Sommer F. 1987. Rb-Sr and K-Ar dating of clay diagenesis in Jurassic sandstone oil reservoirs, North Sea. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **71**:1467-1474.
- Liewing, N. & Clauer, N. 2000. K-Ar dating of varied microtextural illite in Permian gas reservoir, northern Germany. **Clay Minerals**, **35**: 271-281.
- Macchi, L. 1987. A review of sandstone illite cements and aspects of their significance to hydrocarbon exploration and development. **Geological Journal**, **22**: 333-345.
- Maraschin, A.J.; Mizusaki, A.M. & De Ros, L.F. 2004. Near-surface K-feldspar precipitation in Cretaceous sandstones from the Potiguar Basin,

- Northeastern Brazil. **The Journal of Geology**, **112**(3): 317-334. Disponível em: <http://find.galegroup.com/itx/paginate.do>. Acesso em: maio 2007.
- Maraschin, A.J.; Mizusaki, A.M.; Vasconcelos, P.M.; De Ros, L.F.; Hinrichs, H.; Anjos, S.M.C. Depositional age definition of the Açú sandstone reservoirs (Potiguar Basin, NE Brazil) through ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of early-diagenetic potassic feldspar overgrowths. (no prelo).
- Mark, D.F.; Parnell, J.; Kelley, S.P.; Lee, M.; Sherlock, C.S. & Carr, A. 2005. Dating of multistage fluid flow in sandstones. **Science**, **309**: 2048-2050. Disponível em: <http://www.sciencemag.org/egs>. Acesso em: maio 2007.
- Mark, D.; Parnell, J.; Kelley, S.P. & Sherlock, S.C. 2006. Temperature-composition-time (T - X - t) data from authigenic K-feldspar: an integrated methodology for dating fluid flow events. **Journal of Geochemical Exploration**, **89**:259-262. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/journal/03756742>. Acesso em: maio 2007.
- McDowell, S.D. & Elders, W.A. 1980. Authigenic layer silicate minerals in Borehole Elmore 1, Salton Sea Geothermal Field, California, USA. **Contribution to Mineral and Petrology**, **74**: 293-310.
- Miller, B.V. 2006. Introduction to Radiometric Dating. In: Olszewski, T.D. (ed.). **Geochronology Emerging Opportunities**. Philadelphia, Pennsylvania, Paleontological Society. p.1-23. (The Paleontological Society Papers, v.12).
- Milliken, K.L. 1989. Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas, **Journal Sedimentary Petrology**, **59**: 361-374.
- Mizusaki, A.M.; 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.
- Morad, S.; Marfil, R. & la Pena, J.A. 1989. Diagenetic K-feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein sandstones of the Iberian Range, Spain. **Sedimentology**, **36**:635-650. Disponível em: <http://www.blackwell-synergy.com/toc/sed/51/2>. Acesso em: maio 2007.

- Morrow, D.W. & Mcllreath, I.A. 1990. **Diagenesis**. Geoscience Canada. Reprint Series 4, 325p.
- Mossman, J.R.; Clauer, N. & Liewing, N. 1992. Dating thermal anomalies in sedimentary basins: the diagenetic history of clay minerals in the Triassic sandstones of the Paris Basin, France. **Clay Minerals**, **27**: 211-226.
- Onstott, T.C.; Mueller, C.; Vrolik, P.J. & Pevear, D.R. 1997. Laser ^{40}Ar - ^{39}Ar microprobe analyses of fine grained illite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **61**:3851-3861.
- Pallat, N.; Wilson, J. & McHardy, B. 1984. The relationship between permeability and the morphology of diagenetic illite in reservoir rocks. **Journal of Petrology Technology**, **36**: 2225-2227.
- Robinson, A.G.; Coleman, M.L. & Gluyas, J.C. 1993. The age of illite cement growth, Village Fields area, southern North Sea: evidence from K-Ar ages and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **77**: 68-80.
- Sandler, A.; Harvalan, Y. & Steinnitz, G. 2004. Early formation of K-feldspar in shallow-marine sediments at near-surface temperatures (southern Israel): evidence from K-Ar dating. **Sedimentology**, **51**: 323-338. Disponível em: <<http://www.blackwell-synergy.com/toc/sed/51/2>. Acesso em: maio 2007.
- Sbrissa, G.F. 2006. **Formação Guaritas ("Bacia do Camaquã"-Ordoviciano/RS): uma visão integrada através do uso da estratigrafia, petrologia e geocronologia**. Porto Alegre, 57p. Monografia de graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Schmidt, V. & MaCdonald, D.A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Scholle, P.A. & Schuldger, P.R. (eds.). **Aspects of Diagenesis**. Tulsa, Okla, SEPM Geology. p. 175-207 (SEPM Special Publication, n. 29).
- Sherlock, S.C.; Lucks, T.; Kelley, S.P. & Barnicoat, A. 2005. A high resolution record of multiple diagenetic events: ultraviolet laser microprobe Ar/Ar analysis of zoned K-feldspar overgrowths. **Earth and Planetary Science Letters**, **238**: 329-341. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/journal/00128221X>. Acesso em: maio 2007.

- Stablein, N.K.III & Dapples, E.C. 1977. Feldspars of the Tunnel City Group (Cambrian), western Wisconsin. **Journal Sedimentary Petrology**, **47**: 1512-1538.
- Thomas, M. 1986. Diagenetic sequences and K-Ar dating in Jurassic sandstones, central Viking Graben: effects on reservoir properties. **Clay Minerals**, **21**: 695-710.
- Thomas, A.R.; Dahl, W.M.; Hall, C.M. & York, D. 1993. ^{40}Ar - ^{39}Ar analyses of authigenic muscovite, timing of stylolitisation and implication for pressure solution mechanisms: Jurassic Norphlet Formation, offshore Alabama. **Clay Clays Minerals**, **41**: 269-279.
- Thomaz-Filho, A. & Bonhomme, M. 1979. Datation isotopiques Rb/Sr dans le Group Bambui, São Francisco (MG) au Brésil. Phase métamorphique brésilienne synchrone de la première phase panafricaine. C.R.Acad. Sci. Ser. D., p. 1221-1224.
- Uysal, I.T.; Golding, S.D. & Thiede, D.S. 2001. K-Ar and Rb-Sr dating of authigenic illite-smectite in Late Permian coal measures, Queensland, Australia: implication for thermal history. **Chemical Geology**, **171**: 195-211. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/journal/00092541>. Acesso em: maio 2007.
- Walgenwitz, F.; Pagel, M.; Meyer, A.; Maluski, H. & Monie, P. 1990. Thermochronological approach to reservoir diagenesis in the offshore Angola Basin: a fluid inclusion, ^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar investigation. **American Association Petrology Geologists Bulletin**, **74**(5): 547-563.
- Warnock, A.C & van de Kamp, P.C. 1999. Hump-shaped ^{40}Ar - ^{39}Ar age spectra in K-feldspar and evidence for Cretaceous authigenesis in the Fountain Formation near Eldorado Springs, Colorado. **Earth and Planetary Science Letters**, **174**: 99-111. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/journal/0012821X>. Acesso em: maio 2007.
- Waugh, B. 1978. Authigenic feldspar in British Permo-Triassic sandstones. **Journal of the Geological Society**, **135**: 51-56.

- Worden, R.H. & Burley, S.D. 2003. From sand to stone. In: Burley, D. & Worden, R.H. (eds.). **Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient**. UK, Blackwell Publications. p. 3-44.
- Zhao, M-W; Ahrendt, H. & Wemmer, K. 1997. K-Ar systematics of illite/smectite in argillaceous rocks from the Ordos Basin, China. **Chemical Geology**, **136**:153-169. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/journal/00092541>. Acesso em: maio 2007.
- Ziegler, K; Sellwood, B.W. & Fallick, A.E. 1994. Radiogenic and stable isotope evidence for the age and origin of authigenic illites in the Rotliegend, southern North Sea. **Clay Minerals**, **29**: 555-565.
- 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**. p. 91-106. (Geological Society London Special Publication, n. 44).
- Zwingmann, H.; Clauer, N. & Gaupp, R. 1999. Structure related geochemical (REE) and isotopic (K-Ar, Rb-Sr and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) characteristics of clay minerals from Rotliegend sandstone reservoir (Permian, northern Germany). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **63**: 2805-5823.



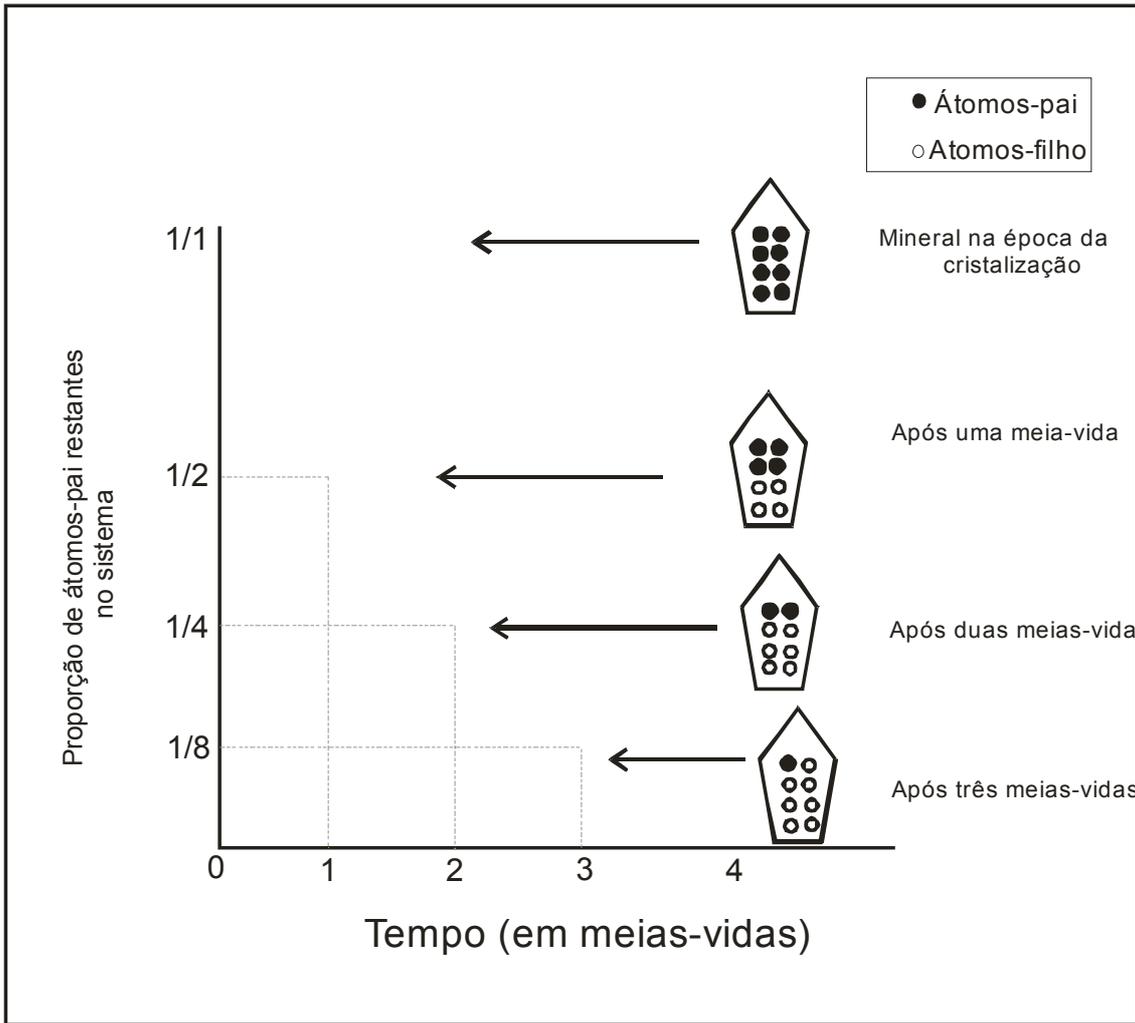


Figura 2

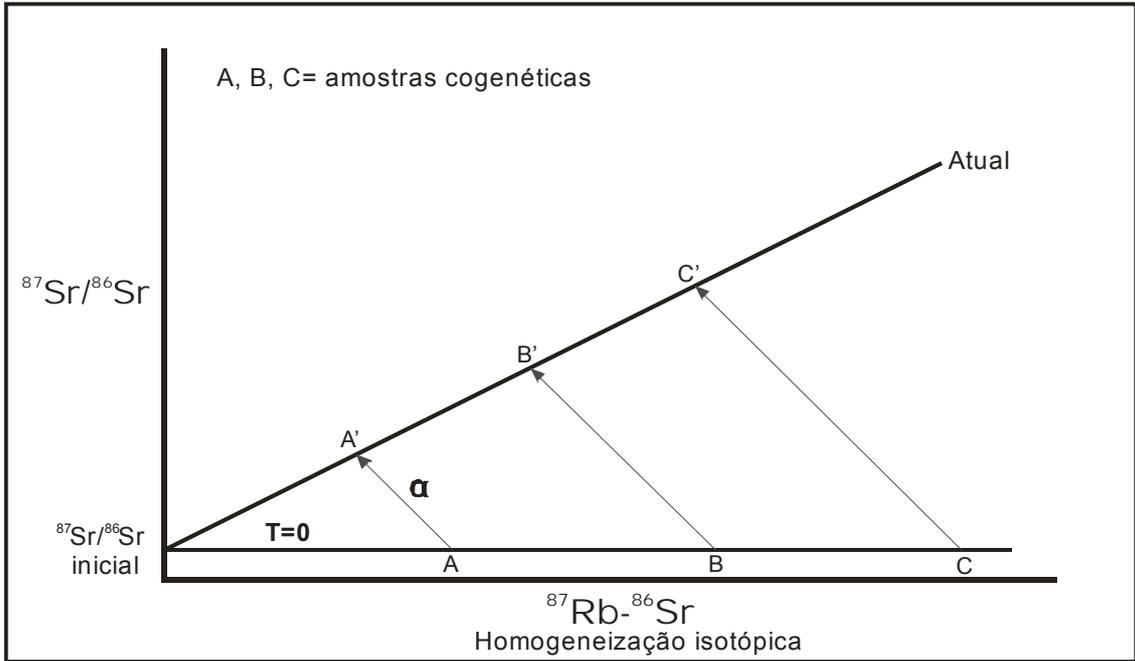


Figura 3

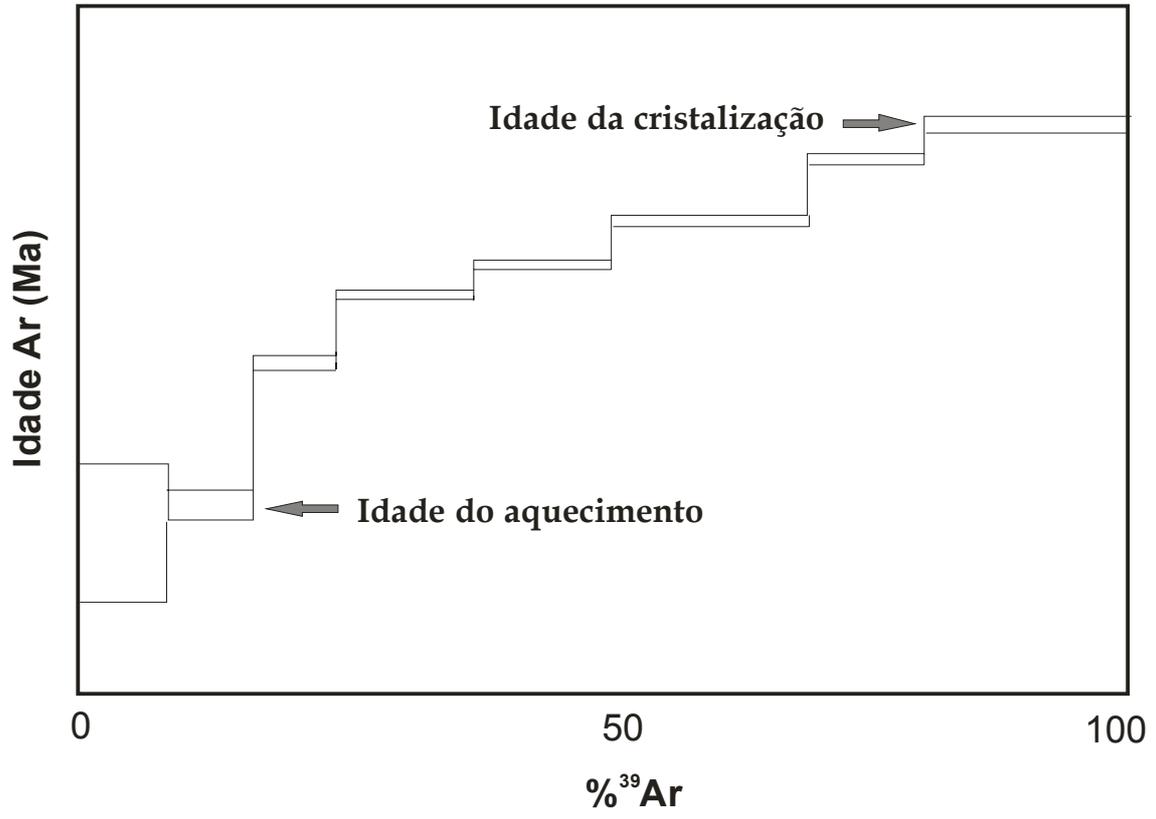


Figura 4

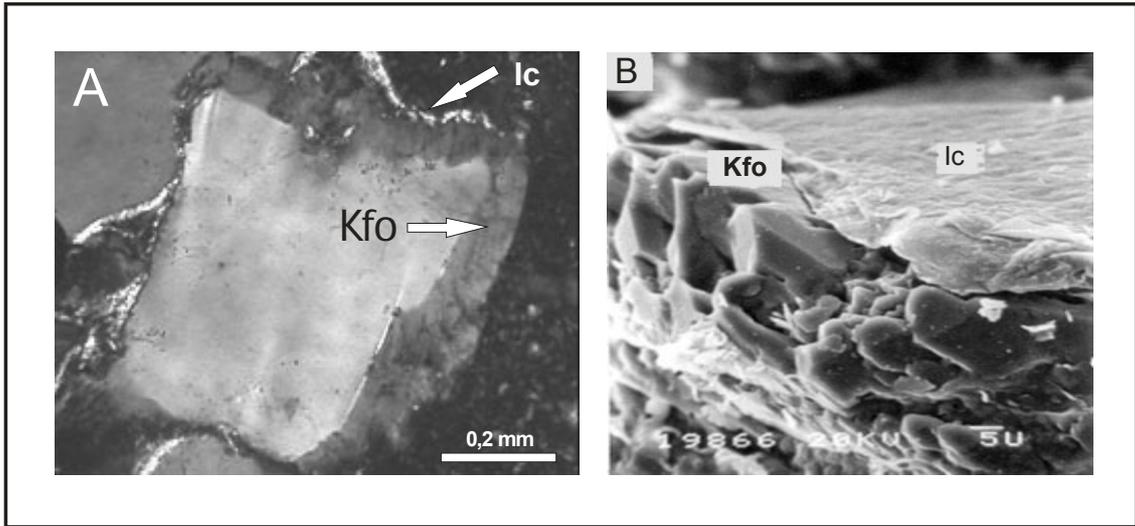


Figura 5

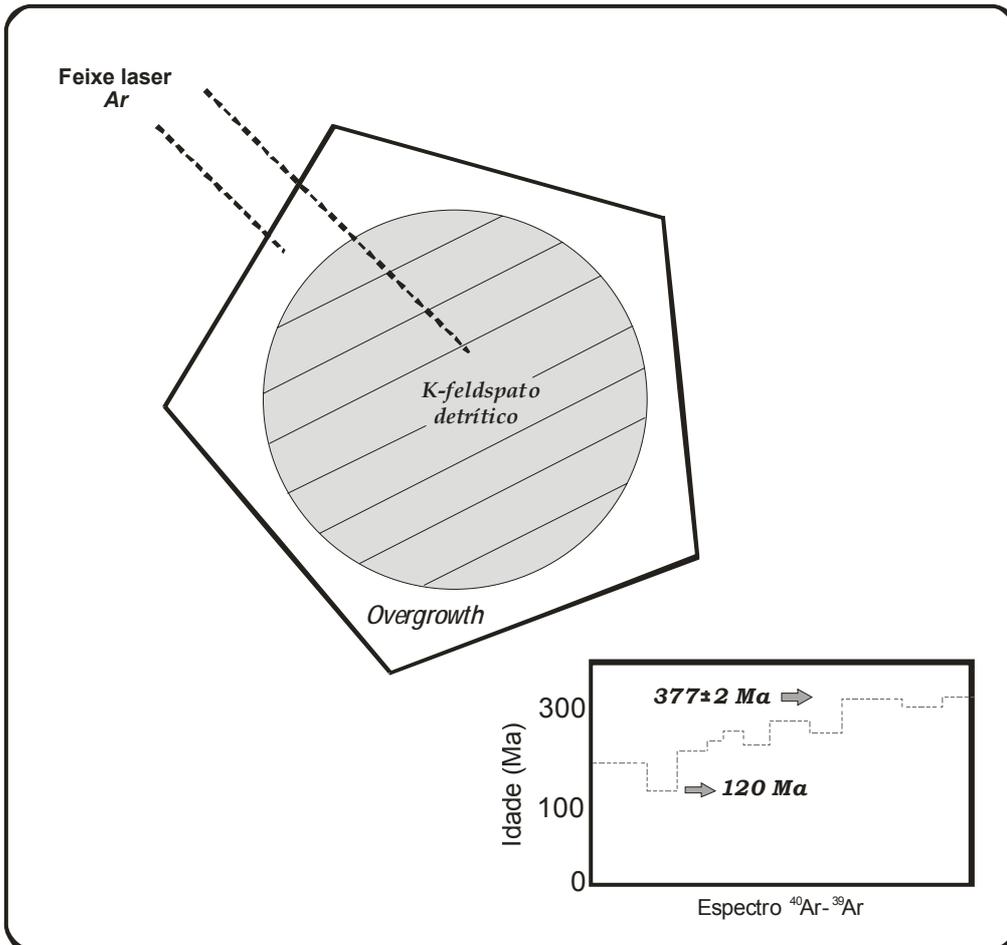


Figura 6

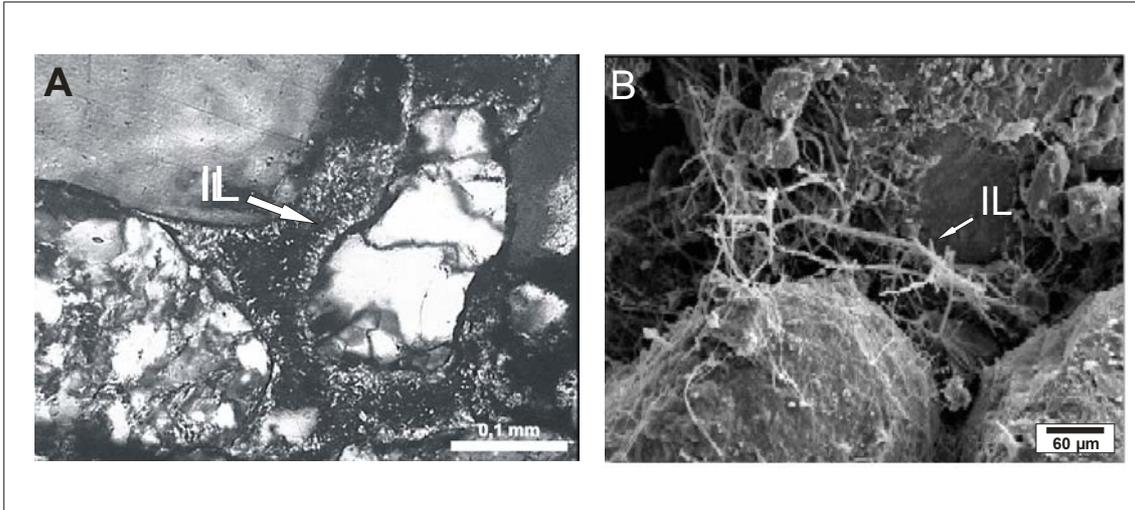


Figura 7

Figura 1- Diagrama P-T diagênese vs. metamorfismo (modif. de Worden & Burley, 2003).

Figura 2- Decaimento radioativo de um cristal hipotético com átomos de um isótopo instável. Após uma meia-vida, metade dos átomos-pai decai produzindo átomos-filho. Após duas meias vidas, metade dos átomos-pai restantes decaem novamente e assim por diante (modif. de Teixeira *et al.*, 2000).

Figura 3- Diagrama isocrônico Rb-Sr (modif. de Faure, 1986).

Figura 4- Espectro das idades ^{40}Ar - ^{39}Ar pelo método *step heating* (modif. de Hamilton, 2003).

Figura 5- Micrografia. (A) *overgrowth* (Kfo) ao redor de K-feldspato detrítico (LP, 10x) e argilominerais mecanicamente infiltrados (Ic) ao redor do *overgrowth*; (B) detalhe ao MEV mostrando cutículas de argilominerais infiltrados (Ic) engolfando parcialmente *overgrowth* (Kfo) (Fm. Açú, Bacia Potiguar).

Figura 6- Técnica de incidência de laser de Ar em grão detrítico e sua porção diagenética gerando um espectro de idades ^{40}Ar - ^{39}Ar (modif. de Mizusaki *et al.*, 2004).

Figura 7- Micrografias. (A) franjas de ilita autigênica (Il) ao redor de quartzo e feldspato detríticos (LP, 20x) e (B) morfologia fibrosa característica de ilita autigênica vista ao MEV (Fm. Guaritas, Bacia do Camaquã).

Capítulo 3 - Artigo Científico 2

Timing and tracing of illite formation in the Ordovician Guaritas Sandstones (Camaquã Basin, Southern Brazil)

Anderson José Maraschin^{a,*}, Ana Maria Mizusaki^a, Horst Zwingmann^b, André Weissheimer de Borba^c, Gesiane Fraga Sbrissa^d

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500-Caixa Postal 15001- Porto Alegre-RS-Brazil- 91509-900

^bCSIRO Petroleum, P.O. Box 1130, Bentley, WA 6102, Australia

^cMinistério Público do Estado do Rio Grande do Sul, Divisão de Assessoramento Técnico (DAT/MPRS) Rua Gen. Andrade Neves, 106- Porto Alegre- RS- Brazil- 90010-210

^dPontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, Av. Ipiranga, 6681- Porto Alegre-RS-Brazil- 90619-900

*Corresponding author: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91509-900, Porto Alegre, RS, Brazil. Fax number: +55 51 3308-7047. E-mail: andersonmaraschin@gmail.com

Abstract

Petrographic studies performed on continental sandstones of the Ordovician Guaritas Formation of the Sul-rio-grandense Shield (southern Brazil) indicate illite to be present in abundance. Illite occurs with different morphologies comprising authigenic grain rims and pore-bridging filamentous habit. ⁴⁰K-⁴⁰Ar ages of authigenic illite separates from the fluvial-eolian Pedra Pintada facies and different grain sizes range from 473.7 ± 9.4 to 521.7 ± 10.3 Ma. The ages obtained are interpreted to record the timing of illite formation. The youngest value obtained for fine-grained, neoformed, filamentous illite (sample GF02 <0.4 micron) was 473.7 ± 9.4 Ma, which was interpreted as the final cessation of illite formation in the Guaritas sandstones. The ages obtained for the illite authigenesis in the Guaritas sandstones are coincident with the time of emplacement of the Rodeio Velho andesites, which could have been responsible for widespread remobilization of interstitial fluids.

Keywords: illite authigenesis; ⁴⁰K-⁴⁰Ar dating; Guaritas sandstones; Sul-rio-grandense Shield

1. Introduction

The processes of authigenic illite formation have been investigated in many studies (see summaries in Clauer and Chaudhuri, 1995; Pevear, 1999; Worden and Morad, 2003; Meunier and Velde, 2004) using petrographic and geochemical characterizations of diagenetic phases. These tools are combined with the geodynamic history of basins to constrain the timing and conditions of formation of cement as well as the temperature, nature and origin of pore fluids involved in the cementation processes (Longstaffe, 1989; Lundegard, 1989).

Several integrated studies investigating illite diagenesis have provided economically valuable information on the time of hydrocarbon emplacement and illitization in reservoirs through ^{40}K - ^{40}Ar radiometric age dating (Lee *et al.*, 1985; McBride *et al.*, 1987; Ehrenberg and Nadeau, 1989; Glasmann *et al.*, 1989; Mizusaki *et al.*, 1990; Hamilton *et al.*, 1989, 1992; Clauer *et al.*, 1992; Zwingmann *et al.*, 1998), and diagenetic fluids percolation (Burley and Flisch, 1989; Girard *et al.*, 1989; Gaupp *et al.*, 1990; Cathelineau *et al.*, 2004; Sant'Anna *et al.*, 2006; Abid and Hesse, 2007). Illite can also be applied to underpin the timing of tectonic events and thermal history studies of sedimentary basins at a regional scale (Lee *et al.*, 1989; Barnes *et al.*, 1992; Mossman *et al.*, 1992; Robinson *et al.*, 1993; Zhao *et al.*, 1997; Zwingmann *et al.*, 1999; Uysal *et al.*, 2001a) and impact structures (Uysal *et al.*, 2001b). Recent studies have highlighted the potential for determining the timing of deformation and brittle fault histories using isotopic dating techniques in clay minerals (Zwingmann and Mancktelow, 2004; Zwingmann *et al.*, 2006).

The Ordovician Guaritas Formation crops out in the western portion of the Sul-rio-grandense Shield (southern Brazil), and it can be considered as analogous to reservoir rocks of the Brazilian continental margin basins (Paim and Scherer, 2003). This unit shows a significant occurrence of authigenic illite in the fluvial-eolian Pedra Pintada facies as verified by previous petrographic studies (De Ros *et al.*, 1994).

Due to the lack of low-temperature geochronological data of the Guaritas Formation the aim of this paper is to apply conventional ^{40}K - ^{40}Ar dating of authigenic illite separated from outcrop samples. The ages obtained are

discussed and integrated with results from X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscopy (SEM), transmission electron microscopy (TEM), and petrography in order to understand the significance of authigenic illite cement in an analogous sandstone reservoir. Implications on the time of illite formation and diagenesis are discussed.

2. Geotectonic and Regional Geology

2.1. The Sul rio-grandense Shield- The Ordovician Guaritas Formation crops out in the central portion of the Precambrian Sul-rio-grandense Shield of southern Brazil. This major geotectonic unit records the events of accretion and collision of crustal blocks that took place during the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle 900-540 Ma (Porada, 1979; Chemale Jr., 2000). Four distinct structural-petrotectonic domains (Fig. 1) are recognized in this area based on their geophysical (Costa, 1997), structural (Fernandes *et al.*, 1995), geochemical and isotopic (Soliani Jr. *et al.*, 2000; Chemale Jr., 2000) characteristics: (1) Taquarembó Domain (Soliani Jr., 1986), with a Late Archean and Paleoproterozoic (2.0 Ga) granulitic complex, Brasiliano igneous bodies and old metamorphic overprint (2.02 Ga); (2) the São Gabriel Domain (Vila Nova Belt) a juvenile accreted terrane formed in an island arc tectonic setting (900-700 Ma) composed of ophiolites, orthogneisses, tonalities, diorites, ultramafic rocks, and metavolcaniclastic units (Babinski *et al.*, 1996); (3) the Santana da Boa Vista Domain (Tijucas Belt), encompassing Paleoproterozoic gneissic basement (Jost and Bitencourt, 1980), with ages from 2.0 to 3.2 Ga (Soliani Jr. *et al.*, 2000), and supracrustal rocks with Neoproterozoic metamorphosed volcanic rocks (783 ± 6 Ma, Porcher *et al.*, 1999) and metasedimentary rocks of Paleoproterozoic provenance (Hartmann *et al.*, 2003; Vasconcelos *et al.*, 2003); (4) the Pelotas Domain (Dom Feliciano Belt), with granite-gneiss-migmatite rocks representing Neoproterozoic magmatism (650-500 Ma) as well as Paleoproterozoic gneisses and supracrustal xenoliths (Philipp and Machado, 2002).

Insert Figure 1

A model for the tectonic evolution of the Sul-rio-grandense Shield during the Brasiliano/Pan-African cycle in this region included two phases of eastwards subduction in island arc (900-800 Ma) and continental arc (800-700 Ma) tectonic settings (Chemale Jr., 2000). Between 650 and 540 Ma, there was apparently westwards subduction and collision of the Rio de la Plata plate on the west and the Kalahari plate on the east. These convergence events amalgamated southwestern Gondwana in the study area. In response to the latest stage of development and postcollisional stresses of the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle, unmetamorphosed sedimentary units and several fault-bounded units are believed to record either anorogenic troughs (Fragoso-César *et al.*, 2000) or foreland retroarc basins, in a depositional *locus* called the Camaquã Basin (Paim, 1994; Chemale Jr. *et al.*, 1995; Gresse *et al.*, 1996; Paim *et al.*, 2000) (Fig. 1). Its sedimentary and volcanic strata have been subdivided into four allogroups (Paim, 1995, Paim *et al.*, 2000): 620-580 Ma fluvial-deltaic to shallow marine strata Maricá (Leinz *et al.*, 1941); 590-580 Ma alluvial-lacustrine deposits with rhythmites and conglomerates, shoshonitic basaltic to intermediate volcanics Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966); 550-470 Ma fluvio-lacustrine and alluvial fan deposits, lacustrine deltas, and sand-bed/gravel-bed braided fluvial streams with reddish, immature conglomerates, sandstones and siltstones Santa Bárbara (Robertson, 1966; Borba and Mizusaki, 2003) and 470 Ma eolian-fluvio-lacustrine Guaritas (Goñi *et al.*, 1962). These stratigraphic units are bounded by angular or erosional unconformities and are preserved in several isolated outcrop areas distributed along the Sul-rio-grandense Shield.

2.2. The Guaritas Formation Stratigraphy- The Guaritas Formation, the main focus of this work, was deposited in an extensional or transtensional rift developed in the end of the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle, which led to the formation of intermontane basins in an intraplate tectonic setting (Fragoso-Cesar *et al.*, 1992; Paim *et al.*, 2000).

In this context, the continental Guaritas Formation (Cambro-Ordovician; Soliani Jr., 1986; Hartmann *et al.*, 2000) constitutes the uppermost preserved sedimentary succession of the Camaquã Basin infilling. This unit crops out in the central portion of the Sul-rio-grandense Shield, in Rio Grande do Sul, the

southernmost state of Brazil, near 30° S and 53° W, in a NE-SW trending outcrop sector (Fig. 1).

It is bounded by major unconformities, rests unconformably on older, tilted strata of the Santa Bárbara Formation, and is covered by Permian sedimentary rocks of the Paleozoic to Mesozoic intraplate Paraná Basin. The sequence is about 800m thick and comprises coarse-grained sandstones, conglomerates and pelites deposited by eolian and fluvial systems, with interlayered basic to intermediate lava flow (the Rodeio Velho Member). Continental arid to semi-arid conditions have been proposed for the overall Guaritas Formation, based on field and petrographic features (De Ros *et al.*, 1994; Paim, 1995).

The Guaritas Formation can be subdivided from base to top into two stratigraphic units: Pedra Pintada and Varzinha successions (Paim, 1995, Paim *et al.*, 2000) (Fig. 2). The Pedra Pintada succession is about 400m thick, limited at the base by an unconformity with the Santa Bárbara Formation (Paim *et al.*, 2000) and covered by alluvial channel facies association (braided rivers and tributary fans) of the Varzinha succession (Paim, 1995). It is dominantly composed by three eolian packages (dunes/interdunes facies association) interlayered with intercalated fluvial-lacustrine-deltaic deposits, a tributary alluvial fan-system and a braided river system (Lavina *et al.*, 1985; Paim, 1995) and it is correlated all over the area. The main alluvial facies comprise trough cross-stratified and horizontally bedded sandstones, massive and tabular cross-stratified orthoconglomerates, and minor massive mudstones. Contacts between eolian and fluvial-lacustrine-deltaic deposits are abrupt and planar and are formed by flood supersurfaces (Kocurek and Havholm, 1993) when rises of the phreatic level preclude the growing of eolian dunes.

The Varzinha succession is the upper unit of the Guaritas sequence. It is composed of fluvial deposits (fluvial channel facies association). Contact between Pedra Pintada and Varzinha successions is an unconformity produced by either eolian deflation or fluvial erosion (Paim and Scherer, 2003).

Insert Figure 2

Change from dominantly eolian to dominantly fluvial deposition can reflect a significant climate change and/or a tectonic event in the geological evolution of the basin. The occurrence of periodic flooding under a wetter climate may have been responsible for the non-accumulation of eolian deposits at the end of deposition of the Guaritas Formation.

Provenance in the Guaritas Formation was investigated based on Rb-Sr whole-rock analyses of muddy siltstones capping massive or horizontally stratified sandstones (sheetflood deposits) laterally associated with eolian strata (Borba *et al.*, 2003). The anomalously high $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (between 8.057 and 9.723) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (from 0.777 to 0.793) ratios obtained by Borba *et al.* (2003), as well as the dominance of K-feldspar (13%) over plagioclase (5%) in the Guaritas sandstones, pointed out by De Ros *et al.* (1994), suggest potassium-rich source rocks for these deposits. Such data find correspondence only in the syn-transcurrent granitoids of the Dorsal de Canguçu shear zone (Quitéria, Arroio Francisquinho, and Cordilheira), cropping out in the easternmost Pelotas Domain, and possibly constituting the source areas and steep basin margins.

3. Authigenic illite in sandstones

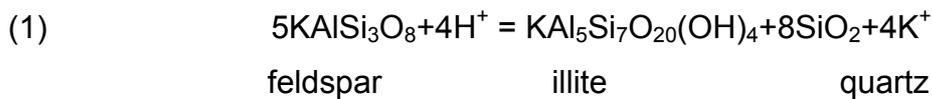
Illite is a group name for non-expanding, clay-sized silicate micaceous minerals (Środoń and Eberl, 1984). Illite formation is generally favored by alkaline conditions and by high concentrations of Al and K. Its structure is quite similar to muscovite or sericite with slightly more Si, Mg, Fe, and water (H_2O , OH^-) and slightly lower tetrahedral Al. It comprises sheets with one octahedral layer sandwiched between two tetrahedral layers bonded by K and is characterized by a 2:1 structure (Fig. 3).

Insert Figure 3

The process of illitization begins in shallow mesogenetic alterations (1 to 3 km depth and 70 to 100⁰ C). Micas (muscovite and biotite) lose some potassium, which is replaced by water (H_2O , H_3O^+) to form illite. Clay minerals are also formed through weathering reactions or reactions between minerals

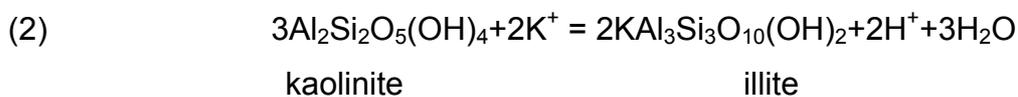
and porewater after deposition, e.g. through the breakdown of feldspar and micas (Bjorlykke, 1989).

The solubility of feldspars during weathering depends on their composition. Stability is lowest in calcium-rich plagioclase, while pure albite and the K-feldspars are thermodynamically more stable. The breakdown of these silicate minerals will primarily liberate alkali cations to form new silicate minerals, largely clay minerals, but will also produce silicic acid (H_4SiO_4) in solution, which may precipitate as quartz:

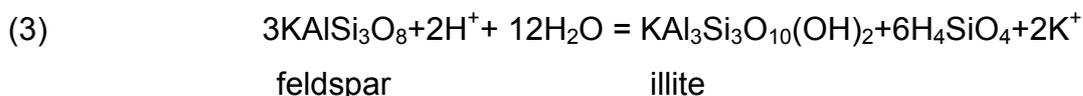


K has been replaced by H ions in the new silicate minerals. In desert environments with low precipitation, weathering proceeds more slowly. Illite may be formed under higher K^+/H^+ and Na^+/H^+ ratios rather than kaolinite.

Kaolinite consists only of a tetrahedral layer and an octahedral layer, and is thermodynamically stable at low temperatures. At higher temperatures kaolinite becomes thermodynamically unstable and will alter to illite at 120-130⁰ C if a K^+ source is available. Through weathering and early diagenesis, clay minerals became charged with protons (H^+) while the minerals that altered produce basic ions (K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , and Fe^{2+}). During temperature increase, minerals that are rich in water (H_2O , OH^-) will become thermodynamically unstable and the reactions will be reversed, so that cations are absorbed and protons produced (Bjorlykke, 1989).



To neutralize the released H^+ ions alkali ions (K^+) from K-feldspar will be released into solution:



The net reactions are:



However, precipitation of illite rims and illitization of illite-smectite mixed layer and kaolinite are characteristics of deep mesodiagenesis (3 Km depth and 100^o C). For example, in the Garn Formation the transition from incipient illitization to extensive illitization is associated with a present burial depth of 3.7 km, corresponding to a temperature of 140^o C and documented in the morphology by partial replacement of earlier kaolinite booklets (Ehrenberg and Nadeau, 1989). Similar results were reported by Bjørlykke *et al.* (1986).

The formation of diagenetic or authigenic illite in sandstones is one of several processes causing severe degradation of reservoir quality in sandstones worldwide. Diagenetic illite due to the high surface area and fibrous pore-bridge morphologies tends to significantly reduce the permeability values of the reservoir rocks (Pallat *et al.*, 1984; Ehrenberg and Nadeau, 1989).

4. Methodology

Sandstone samples were collected from outcrops corresponding to the eolian and fluvial facies associations of the Guaritas Formation throughout the Camaquã Basin. Nine epoxy-impregnated thin sections were examined with a standard petrographic microscope and the modal quantifications of the detrital and diagenetic constituents and pore types were performed by counting 300 points. The amounts of all constituents are expressed as bulk rock volume percent.

After the petrographic description, samples with illite around 1.1% were selected from the fluvial facies between the eolian packages of the Pedra Pintada succession (Fig. 2). Initially these samples were analyzed by X-ray diffraction techniques in order to confirm illite in a < 2 micron clay fraction. For ⁴⁰K-⁴⁰Ar-dating sample preparation three samples of ca. 200 g each were crushed into chips with maximum dimension <10 mm by hammer and then gently disaggregated by using a repetitive freezing and thawing technique. This

procedure avoids artificial reduction of rock components and contamination of finer size fractions with K-bearing minerals such as K-feldspar or micas (Liewig *et al.*, 1987). Grain size fractions <2 and 2-6 micron were separated in distilled water according to Stoke's law and the efficiency of the separation was monitored by a laser particle sizer. Additional grain size fractions of <0.1 and 0.4 micron were obtained using a large capacity high speed centrifuge (Jouan KR22i). The mineralogy of the size fractions was determined by X-ray diffraction (XRD) on air-dried and glycolated samples using a Philips EPD 1700 instrument.

Three small representative sample chips were gold-coated, examined with a JEOL JSM 5800 scanning electron microscope (SEM 10 KV accelerating voltage), equipped with an energy dispersive x-ray analyzer (EDS), at the Electronic Microscope Center of the Federal University of Rio Grande do Sul, Brazil. In addition, the freshly broken rock surfaces of sample chips from all five core samples were carbon-coated and examined in secondary electron mode using a Philips 300 SEM at CSIRO Petroleum, Australia. The purpose of these analyses was to elucidate the morphology and the paragenetic relationships of the authigenic illite among other microcrystalline diagenetic components.

A JEOL JEM 2010 200KV TEM was used for a detailed grain-by-grain characterization of the <0.1, 0.4 and <2 micron clay mineral fractions. Clay mineral particle morphologies were investigated as well as the grain-size distribution within the fractions. One drop of clay solution was loaded on a micro carbon grid film and dried under air. Mineralogy of individual particles was investigated by an attached EDS system.

5. ^{40}K - ^{40}Ar dating

Detailed accounts of the conventional ^{40}K - ^{40}Ar dating technique have been given by Faure (1986) and Dickin (2005). Briefly, the ages of rocks or minerals can be determined by measuring the amount of the ^{40}Ar in the rocks or in individual minerals relatively to the K content. The rocks generally contain negligible amounts of argon when they are formed, although small amounts of atmospheric argon may adhere to the samples, which can be corrected for, using the atmospheric $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 295.5. Thus, by measuring the ratio of

^{40}Ar to ^{40}K , and knowing the decay rate of ^{40}K , it is possible to calculate the time elapsed since the rock or mineral formed.

6. Illite ^{40}K - ^{40}Ar dating

Authigenic illite in sandstones contains K and is therefore suitable for age determination using the ^{40}K - ^{40}Ar geochronometer. Diagenetic illite is of interest for the petroleum industry because it can provide a ^{40}K - ^{40}Ar date constraining a heating and/or fluid flow event within a sedimentary basin (Pevear, 1999). Dating of K-bearing illite minerals, using the ^{40}K - ^{40}Ar isotopic systems, offers the possibility of establishing the absolute timing of diagenetic events.

However, the radiogenic isotope systematics of sedimentary rocks is complex due to the intimate mixture of minerals of different origins such as detrital phases, potentially from a variety of sources, as well as authigenic minerals. Consequently, it is often difficult to unambiguously interpret measured ages. Special sample preparation techniques involving freeze-thaw disaggregation to avoid overcrushing and extensive size separation to reduce the amount of detrital phases can address these issues (Liewig *et al.*, 1987). Progressive size reduction down to submicron size fractions (<0.2 micron or finer) increases the proportion of authigenic clay phases in the clay component and minimizes contamination, suggesting that the most reliable isotopic ages for authigenic clay minerals are obtained for the finest size fractions. The validity and importance of the assumptions involved in ^{40}K - ^{40}Ar dating of authigenic illite (e.g. contamination, closed system behavior, excess Ar) must be carefully addressed and the sample material characterized using a wide range of tools comprising XRD, SEM, particle granulometry and TEM (see summaries in Clauer and Chaudhuri, 1995; Worden and Morad, 2003; Meunier and Velde, 2004).

7. Analytical procedures for illite ^{40}K - ^{40}Ar dating

K content was determined by atomic absorption (Varian AA 50) using Cs at 1000 ppm concentration for ion suppression. 100-200 mg sample aliquots were dissolved with HF and HNO_3 (Heinrichs and Herrmann, 1990). The samples once in solution were diluted to 0.3 to 1.5 ppm K for the atomic

absorption analysis. The pooled error of duplicate K determination of all samples and standards is better than 2 %. Ar isotopic determinations were performed using a procedure similar to that described by Bonhomme *et al.* (1975). Samples were pre-heated under vacuum at 80°C for several hours to reduce the amount of atmospheric Ar adsorbed onto the mineral surfaces during sample handling. Argon was extracted from the separated mineral fractions by fusing samples within a vacuum line serviced by an on-line ^{38}Ar spike pipette. The isotopic composition of the spiked Ar was measured with a high sensitivity on-line VG3600 mass spectrometer. The ^{38}Ar spike was calibrated against standard biotite GA1550 (McDougall and Roksandic, 1974). After fusion of the sample in a low blank Heine resistance furnace, the released gases were subjected to a two-stage purification procedure with a CuO getter for the first step and two Ti getters for the second step.

Blanks for the extraction line and mass spectrometer were systematically determined and the mass discrimination factor was determined periodically by airshots. Ca. 25 mg of sample material was required for Argon analyses. During the course of this study, two international standard (one HD-B1 and one LP-6) and three airshot values were analyzed. The error for Argon analyses is below 1.00 % and the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ value of the airshot yielded 295.46 ± 0.17 (Table 2). The ^{40}K - ^{40}Ar ages were calculated using ^{40}K abundance and decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977). The age uncertainties take into account the errors during sample weighting, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ and $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ measurements, and K analysis.

8. Results

The Guaritas sandstones have a dominantly medium grain size (average 0.48 mm), poorly to moderately sorted (sorting around 1), with mostly subangular to subrounded grains. The sandstones are lithic and feldspatic litharenites, according to Folk (1968) classification (Fig. 4). The most abundant detrital constituent is quartz predominantly of plutonic monocrystalline type (av. 25%) and subordinately polycrystalline type (av. 9%). Feldspar is common (av. 10%) with orthoclase predominance (av. 7%) over plagioclase (av. 2%) and minor microcline (av. 1%). The volumetrically important (av. 6%) rock fragments are low-grade metamorphic and minor igneous (felsic plutonics and

acidic/intermediate volcanics). Detrital micas are dominated by muscovite (av. 1%), and biotite is less common (Table 1). Detrital heavy minerals are represented by a stable assemblage of zircon, garnet, and opaques.

Insert Figure 4 and Table 1

The main diagenetic processes affecting the Guaritas sandstones are eogenetic/mesogenetic modifications occurred with strong compaction and loss of primary porosity. The processes of diagenetic alteration include iron oxides as coating and covering detrital grains (Fig. 5A); cement of syntaxial quartz overgrowths (Fig. 5B); calcite (Fig. 5C) occurs heterogeneously distributed with its precipitation initiated during burial. Calcite shows evidence of partial dissolution with generation of intergranular secondary porosity. It is also possible to observe dissolution of detrital K-feldspar grains and replacement by authigenic clay minerals (kaolinite, illite-smectite mixed layer (Figs. 5D and 5E). Illite, the main focus of this study, occurs as rim around detrital grains (Fig. 5F) and more rarely as pore bridging (Fig. 5G). Some plagioclase grains are rounded by authigenic albite overgrowths (Fig. 5H). The diagenetic sequence is summarized in Fig. 6.

Insert Figures 5 and 6

The infiltrated clay coatings and the mud intraclasts, probably originally detrital smectites generated through semi-arid climate weathering (Keller, 1970), were transformed during burial into illite/smectite mixed-layer. Delicate networks of illite were generated by the progressive shrinkage of smectitic mud intraclasts and pseudomatrix during burial, due to extensive illitization. Extensive illitization occurs mainly by replacement of earlier authigenic kaolinite accompanied by dissolution of K-feldspar.

The XRD analyses indicate illite and kaolinite/dickite as the major mineral phases of the separated clay fractions. No major K-feldspar contamination could be identified within the XRD analyses. Minor contamination phases comprise mainly quartz. Glycolated XRD analyses were carried out to

investigate potential occurrence of expandable mixed layer smectite mineral content but no smectite content could be identified.

SEM images of whole-rock chips indicate abundant occurrence of authigenic fibrous illite in all samples. No major K-feldspar alteration or relicts could be identified. The EDS spectra indicate high Si and Al content of the analyzed authigenic illite, and variable K content. Illite particles and fibers range from <1 to 20 microns. Authigenic illite flakes can extend up to 50 microns into the free porespace. Image 7A shows a fibrous authigenic illite forming pore bridge. Image 7B illustrates authigenic quartz and clay cluster (illite and kaolinite/dickite). Image 7C shows a detail of the clast within image B. Image 7D illustrates a typical fibrous authigenic illite within the sample.

Insert Figure 7

TEM observations of the clay fractions document the occurrence of two distinct groups of particles: (1) idiomorphic illite fibers, especially as shown in Images 8A and 8B, and (2) a mixture of idiomorphic platy illite flakes and fibrous illite particles, i.e. Image 8C. All fractions had minor contamination phases comprising mainly of quartz- and Ti-rich accessory mineral phases. No electron-dense, dark K-rich contamination phases were identified by TEM for the <2 micron clay fraction obtained from the selected sample.

Insert Figure 8

9. Significance of the ^{40}K - ^{40}Ar ages

A total of six ^{40}K - ^{40}Ar ages were obtained. The ^{40}K - ^{40}Ar analyses are characterized by a high content of radiogenic ^{40}Ar indicating negligible atmospheric Ar contamination and reliable analytical conditions (Table 2). The K concentration ranges from 1.7 to 4.1 % in agreement with authigenic illite concentrations (internal CSIRO database). The ^{40}K - ^{40}Ar dating results are summarized in Table 3 and are referred to the Gradstein *et al.* (2004) timescale. The XRD, SEM and TEM investigations do not indicate K-feldspar contamination of the dated illite fractions.

Insert Table 2

In order to determine the mean age of authigenic illite formation in the Guaritas sandstones, ^{40}K - ^{40}Ar analyses were performed on different fractions separates (<0.1, <0.4, <2 and 2-6 micron) from three outcrop samples (GF1, GF01 and GF02). The dates obtained ranged from 521.70 ± 10.36 Ma to 473.77 ± 9.41 (Cambrian to Ordovician, Table 3). The obtained illite ages are further summarized in a grain size fraction plot in Fig. 9.

The coarse-grained 2-6 micron fraction of sample GF01 yields an older age of 521.70 ± 10.36 Ma when compared to the <2 micron fraction of sample GF1. The coarse-grained 2-6 micron fraction might contain minor contamination of detrital K-feldspar or micas below the XRD detection limit of 5 %. These contamination minerals were possibly derived from the Quitéria, Arroio Francisquinho and Cordilheira syn-transcurrent granitoids, which were probable source units, as discussed by Borba *et al.* (2003) based on Rb-Sr data. Ages typically become progressively younger from the coarse to fine fractions suggesting that in the finer fractions contamination by detrital phases is minimal (Clauer *et al.*, 1997). The obtained <0.1, <0.4 and <2-6 micron fractions of sample GF01 confirm this age trend (Fig. 9). The ages obtained for all three investigated samples indicate that a variable age distribution could be caused by contamination below the XRD and TEM detection limit. Alternatively, the <0.4 fraction of sample GF01 could be enriched in very fine illite particles representing nuclei for subsequent illite neocrystallization and growth (Clauer *et al.*, 1997; Hugget and Shaw, 1997). This process is described as Ostwald ripening and can influence continuous overgrowth and grain coarsening following nucleation as discussed by Eberl and Środoń (1988) and Eberl *et al.* (1990). This process will result in coarser grains with younger average ages. The trend is similar to that reported by Clauer *et al.* (1997), who observed that the smallest fundamental particles have ages as old as or older than larger particles. In summary, grain-size fractions of authigenic illite are mixtures of illite particles formed at different times during growth and the growth history is normally investigated by dating a range of different grain-size fractions.

Insert Figure 9 and Table 3

In order to evaluate the influence of potential contamination on the authigenic illite ages a basic age contamination modeling was carried out. These calculations are based on weight % contamination of the illite fractions with ^{40}K - ^{40}Ar ages obtained for the sandstone source rock area (i.e. Quitéria, Arroio Francisquinho and Cordilheira) of the Guaritas Formation (Koester *et al.*, 1997). The input data for the contamination modeling are summarized in Table 4.

Insert Table 4

The results of the contamination modeling are summarized in Table 5 and Figure 10 and indicate that contamination of up to 5 weight % do not significantly influence the age of the authigenic illite fractions. Potential contaminated illite fractions would yield ages that are identical within error. Major contamination with detrital K-rich sources like K-feldspar or mica can be ruled out based on XRD and TEM results.

Insert Figure 10 and Table 5

The ages obtained are summarized within the geological context in Figure 11. The authigenic illite ages of sample GF01 <0.1, <2 micron and GF02 2-6 micron are ranging around 490 to 480 Ma and are interpreted to date the timing of illite formation within the Guaritas sandstones. The obtained illite ages are similar to ages obtained for the Rodeio Velho andesite (470 ± 19 Ma; Hartmann *et al.*, 1998), suggesting a regional heating event, which is likely to be responsible for mobilization of interstitial fluids in the Guaritas sandstones. Field observations indicate a contemporaneity between the volcanism and the deposition of alluvial facies (Almeida *et al.*, 2005). The development of pepperites, pillow-like structures, suggests interaction between hot lava and wet, poorly consolidated sediments (Lima *et al.*, 2002). According to Almeida *et al.* (2003), the Rodeio Velho Member is contemporaneous to or slightly younger than the Pedra Pintada succession, and slightly older than the Varzinha succession. Sediment-lava interaction features within the Guaritas Formation

suggest that the events are contemporary (Almeida *et al.*, 2005). Further, Cu mineralization in the Camaquã Mines yields ages of 480 to 460 Ma (Bonhomme and Ribeiro, 1983) and could have contributed to heat and fluid remobilization responsible for illite authigenesis. The minimum age of 473.77 ± 9.41 Ma obtained for the 0.4-micron fraction of sample GF02 may be interpreted as the final process of illitization in the Guaritas sandstones.

Insert Figure 11

10. Conclusions

Authigenic illite is a common porosity- and permeability-reducing authigenic clay mineral within the sandstones of the Ordovician Guaritas Formation of the Camaquã Basin. The Guaritas Formation crops out in the western portion of the Sul-rio-grandense Shield (southern Brazil). This unit shows the most significant occurrence of authigenic illite in the fluvial-eolian Pedra Pintada facies as verified by previous petrographic studies. ^{40}K - ^{40}Ar ages of six samples of authigenic illite separates from fluvial-eolian Pedra Pintada facies range from 473.7 ± 9.4 to 521.7 ± 10.3 Ma. The ages obtained are mainly to be interpreted to document timing of illite. The youngest dates for fine-grained, neoformed, filamentous illite from <0.4 micron fine fraction yields an age of 473.77 ± 9.41 Ma. It is interpreted as the final process of illitization in the Guaritas sandstones approximating the time at which growth of this illite ceased. Two illite fractions are influenced by minor detrital contamination of variable degree of predepositional source rocks. The ages obtained for illite authigenesis are coincident with the time of emplacement for the 470 ± 19 Ma Rodeio Velho andesite at the base of the Guaritas Formation causing a major heating event and subsequent widespread mobilization of interstitial fluids in the Guaritas sandstones responsible for illite formation. Field observations indicate a contemporary nature between the volcanism and the deposition of alluvial facies. In addition, the development of pepperites, pillow-like structures, suggests interaction between hot lava and wet, poorly consolidated sediments. Thus, the Rodeio Velho Member must be contemporaneous to or slightly younger than the Pedra Pintada succession.

Acknowledgements

This study is part of the first author's doctoral thesis granted (Process 140693/2004-1) by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Brazilian Ministry of Science and Technology. The authors wish to thank L. F. De Ros for petrographic contribution. Andrew Todd (CSIRO Petroleum) is thanked for technical assistance.

References

- Abid, I., Hesse, R., 2007. Illitizing fluids as precursors of hydrocarbon migration along transfer and boundary faults of the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, 24, 237-245.
- Almeida, D.P.M., Zeffass, H., Basei, M.A., Lopes, R.C., 2003. Eventos vulcânicos alcalinos na Bacia do Camaquã: o vulcanismo Neoproterozóico III Acampamento Velho e o magmatismo Meso-Ordoviciano (?) Rodeio Velho. In: Ronchi, L.H., Althoff, F. (Eds.), *Caracterização e Modelamento de Depósitos Minerais*. Universidade do Vale dos Sinos, São Leopoldo, Brazil, 325-350.
- Almeida, D.P.M., Conceição, R.V., Chemale Jr., F., Koester, E., Borba, A.W., Petry, K., 2005. Evolution of heterogeneous mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research*, 8(4), 479-492.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24, 311-314.
- Barnes, D.A., Girard, J.P., Aronson, J.L., 1992. K-Ar dating of illite diagenesis in the Middle Ordovician St. Peter Sandstone, central Michigan Basin, USA: implications for thermal history. In: Houseknecht, D.W., Pittman, E.D. (Eds.), *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, SEPM Special Publications (Society for Sedimentary Geology), 47, 35-48.
- Bjørlykke, K., Aagaard, P., Dypvik, H., Hastings, D.S., Harper, A.S., 1986. Diagenesis and reservoir properties of Jurassic sandstones from the Haltenbanken area, offshore mid-Norway. In: Spencer, A.M. (Ed.), *Habitat of Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf*. London, Graham & Trotman, 275-286.

- Bjørlykke, K., 1989. *Sedimentology and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Bonhomme, M.G., Thuizat, R., Pinault, Y., Clauer, N., Wendling, R., Winkler, R., 1975. *Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique*. Strasbourg.
- Bonhomme, M.G., Ribeiro, M.J., 1983. Datações K-Ar das argilas associadas à mineralização de cobre da Mina Camaquã e de suas encaixantes. I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 82- 86.
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic post-collisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 365-380.
- Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol-Lelarge, M.L.M., Mizusaki, A.M., Sparrenberg, I., Barros, C.E., 2003. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from the Lavras do Sul region, southernmost Brazil. *Gondwana Research*, 6 (1), 79-88.
- Burley, S.D., Flisch, M., 1989. K-Ar geochronology and the timing of detrital I/S clay illitization and authigenic illite precipitation in the Piper and Tartan fields, outer Moray Firth, UK North Sea. *Clay Minerals*, 24, 285-315.
- Cathelineau, M., Fourcade, S., Clauer, N., Buschaert, S., Rousset, D., Boiron, M.C., Meunier, A., Lavastre, V., Javoy, M., 2004. Dating multistage paleofluid percolations: a K-Ar and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ study of fracture illites from altered Hercynian plutonites at the basement-cover interface (Poitou High, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (11), 2529-2542.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, 13-52.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10, 151-166.
- Clauer, N., Cocker, J.D., Chaudhuri, S., 1992. Isotopic dating of diagenetic illites in reservoir sandstones: influence of the investigator effect. In: Houseknecht, D.W., Pittman, E. D. (Eds.), *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, SEPM Special Publication (Society for Sedimentary Geology) 47, 5-12.
- Clauer, N., Chaudhuri, S., 1995. *Clays in the crustal environment: Isotope dating and tracing*. Springer, Berlin.

- Clauer, N., Srodon, J., Francu, J., Sucha, V., 1997. K-Ar dating fundamental particles separated from illite/smectite. *Clay Minerals*, 32, 181-196.
- Costa, A.F.U., 1997. Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-Cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil (in Portuguese with English abstract).
- De Ros, L.F., Morad, S., Paim, P.S.G., 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 92, 197-228.
- Dickin, A.P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Eberl, D.D., Środoń, J., 1988. Ostwald ripening and interparticle-diffraction effects for illite crystals. *American Mineralogist*, 73, 1335-1345.
- Eberl, D.D., Środoń, J., Kralik, M., Taylor, B.E., Peterman, Z. E., 1990. Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals. *Science*, 248, 474-477.
- Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., 1989. Formation of diagenetic illite in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken area, Mid-Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, 24, 233-253.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E., Camozzato, E., 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense, Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (4), 351-374.
- Folk, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, Texas.
- Fragoso-César, A.R.S., Machado, R., Sayeg, H.S., Fambrini, G.L., 1992. Bacias orogênicas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai. I Workshop sobre bacias molássicas brasileiras, *Boletim Especial de Resumos Expandidos*, Brazil, 47-53.
- Fragoso-César, A.R.S., Fambrini, G.L., Paes de Almeida, R., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S., 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3), 438-441.
- Gaupp, R., Matter, A., Ramseyer, K., 1990. Deep burial in Rotliegendes reservoirs of the NW-German Basin. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 111-1128.

- Girard, J.P., Savin, S.M., Aronson, J.L., 1989. Diagenesis of the Lower Cretaceous arkoses of the Angola margin: petrologic, K-Ar and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 519-538.
- Glasmann, J.R., Lundergard, P.D., Clark, R.A., Penny, B.K., Collins, I.D., 1989. Geochemical evidence for the thermal history of diagenesis and fluid migration: Brent Sandstone, Heather Field, North Sea: *Clay Minerals*, 24, 255-284.
- Goñi, J.C., Goso, H., Issler, R.S., 1962. Estratigrafia e geologia econômica do pré-Cambriano e Eopaleozóico Uruguaio e Sul-rio-grandense. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 16, 5-33.
- Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A., 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gresse, P.G., Chemale Jr., F., Silva, L.C., Walraven, F., Hartmann, L.A., 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, 8, 157-171.
- Hamilton, P.J., Kelley, S., Fallick, A.E., 1989. K-Ar Dating of illite in hydrocarbon reservoirs. *Clays Clay Minerals*, 24, 215-231.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact in understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47, 829- 844.
- Hartmann, L.A., Lopes, A.P., Wang, Y., Liu, D., Vasconcellos, M.A.Z., 2003. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian Shield. 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Short papers 1.
- Heinrichs, H., Herrmann, A.G., 1990. *Praktikum der Analytischen Geochemie*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Huggett, J.M., Shaw, H.F., 1997. Field emission scanning electron microscopy – a high-resolution technique for the study of clay minerals in sediments. *Clay Minerals*, v. 32(2), 197-203.
- Jost, H., Bitencourt, M.F., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de dobramentos Tijuca no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 4, 27-59.
- Keller, W.D., 1970. Environmental aspects of clay minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 788-813.
- Kocurek, G., Havholm, K.G.; 1993. Eolian sequence stratigraphy – a conceptual framework. In: Weimer, R.P., Posamentier, H.W. (Eds.) *Siliciclastic*

Sequence Stratigraphy: recent developments and applications. Tulsa, Oklahoma, AAPG Memoir 58, 393-409.

- Koester, E., Soliani Jr. E., Fernandes, L.A.D., Kraemer, G., Tommasi, A., 1997. Geocronologia Rb-Sr e K-Ar dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu na região de Encruzilhada do Sul (RS). *Pesquisas em Geociências*, 24 (1-2), 67-77.
- Lavina, E. L., Faccini, U.F., Paim, P.S.G., Fragoso-César, A.R.S., 1985. Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-paleozóico do Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 21, 185-227.
- Lee, M., Aronson, J.L., Savin, S.M., 1985. K-Ar dating of Rotliegendes Sandstone, Netherlands. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 68, 1381-1385.
- Lee, M., Aronson, J.L., Savin, S.M., 1989. Timing and conditions of Permian Rotliegende Sandstone diagenesis, southern North Sea: K-Ar and Oxygen isotope data. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 195-215.
- Leinz, V., Barbosa, A.F., Teixeira, E., 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Boletim 90 (Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio – RS).
- Liewig, N., Clauer, N., Sommer, F., 1987. Rb-Sr and K-Ar dating of clay diagenesis in Jurassic sandstone oil reservoirs, North Sea. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 1467-1474.
- Lima, E.F., Liz, J.D., Sommer, C.A., Mallmann, G., Borba, A.W., Gonçalves, C.R.H., Wildner, W., 2002. Membro Rodeio Velho da Bacia do Camaquã, RS: identificação de estruturas vulcânicas Ordovicianas. II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Brazil, 99.
- Longstaffe, F.J., 1989. Stable isotopes as tracers in clastic diagenesis. In: Hucheeon, I.E. (Ed.), *Burial Diagenesis*. Mineralogical Association of Canada Short Course 15, 201-278.
- Lundegard, P.D., 1989. Temporal reconstruction of sandstone diagenetic history. In: Hucheeon, I.E. (Ed.) *Burial Diagenesis*. Mineralogical Association of Canada Short Course 15, 161-200.
- McBride, E.F., Land, L.S., Mack, L.E., 1987. Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones, Norphlet Formation (upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 71 (9), 10179-1034.
- McDougall, I., Roksandic, Z., 1974. Total fusion $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages using HIFAR reactor. *Journal of the Geological Society of Australia*, 21, 81-89.
- Meunier, A., Velde, B., 2004. Illite: origins, evolution and metamorphism. Springer, Berlin.

- Mossmann, J.R., Clauer, N., Liewig, N., 1992. Dating thermal anomalies in the sedimentary basins: the diagenetic history of clay minerals in the Triassic sandstones of the Paris Basin, France. *Clay Minerals*, 27, 211-226.
- Mizusaki, A.M., 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 Petrobrás*, 4(3), 237-252.
- Paim, P.S.G., 1994. Depositional systems and paleogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins, Brazil. Ph.D. thesis, University of Oxford.
- Paim, P.S.G., 1995. Alluvial paleogeography of the Guaritas depositional sequence of southern Brazil. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 22, 3-16.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr, F., Lopes, R.C., 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano superior-Ordoviciano inferior do RS. In: 4^o Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 39-50.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr, F., Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, 231-274.
- Paim, P.S.G., Scherer, C.M.S. 2003. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-deltáicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região da Pedra Pintada, RS, Brasil. In: Paim, P.S.G., Faccini, U.F., Netto, R.G. (Eds.), *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – Estudo de casos*. Universidade do Vale dos Sinos, São Leopoldo, Brazil, 38-58.
- Pallat, N., Wilson, M.J., McHardy, W.J., 1984. The relationship between permeability and the morphology of diagenetic illite in reservoir rocks. *Journal Petrology Technology*, 23, 2225-2227.
- Pevear, D.R., 1999. Illite and hydrocarbon exploration. *Proceedings of Academy of Sciences*, 96, 3440-3446.
- Phillip, R.P., Machado, R., 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29 (1), 43-60.
- Porada, H., 1979. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African-Brasiliano Cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57, 237-265.
- Porcher, C.C., McNaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo

Metamórfico Porongos. I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 110.

Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo Filho, P.M., Tessari, R.I., 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. DNPM-DFPM, Boletim 127.

Robertson, J.F., 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava do Sul-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. Notas e Estudos – IG-UFRGS, 1(2), 41-54.

Robinson, A.G., Coleman, M.L., Gluyas, J.G., 1993. The age of illite cement growth, Village Field area, southern North Sea: evidence from K-Ar ages and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 77, 68-80.

Sant'Anna, L., Clauer, N., Cordani, U., Riccomini, C., Velazquez, V. F., Liewig, N., 2006. Origin and migration time of hydrothermal fluids in the sedimentary rocks of the Paraná Basin, South America. Chemical Geology, 230 (1), 1-21.

Sbrissa, G.F. 2006. Formação Guaritas (Bacia do Camaquã, Ordoviciano do RS): uma visão integrada através do uso da estratigrafia, petrologia e geocronologia. Graduation Work, UFRGS.

Soliani Jr, E., 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo, Brazil (in Portuguese with English abstract).

Soliani Jr, E., Koester, E., Fernandes, L.A.D., 2000. Geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense, parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO-UFRGS, 175-230.

Steiger R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. Earth and Planetary Science Letters, 36, 359-362.

Środoń, J., Eberl, D.D.D., 1984. Illite. Reviews in Mineralogy, 13, Micas, 495-544.

Uysal, I.T., Golding, S.D., Glikson, A.Y., Mory, A.J., Glikson, M., 2001a. K-Ar evidence from illitic clays of a Late Devonian age for the 120 km diameter Woodleigh impact structure, Southern Carnarvon Basin, Western Australia. Earth and Planetary Science Letters, 192, 281-289.

Uysal, I.T., Golding, S.D., Thiede, D.S., 2001b. K-Ar and Rb-Sr dating of authigenic illite-smectite in Late Permian coal measures, Queensland, Australia: implication for thermal history. Chemical Geology, 171, 195-211.

- Vasconcellos, M.A.Z., Giuriatti, G., Hartmann, L.A., Liu, D., Phillip, R.P., 2003. Integrated geochronological and structural evaluation of the significance of detrital zircon crystals from the Porongos complex, southern Brazilian shield. *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, 134-137.
- Worden, R., Morad, S., 2003. *Clay Mineral Cements in Sandstones*. SEPM Special Publication, 34.
- Zhao, M.W., Ahrendt, H., Wemmer, K., 1997. K-Ar systematics of illite/smectite in argillaceous rocks from the Ordos basin, China. *Chemical Geology*, 136, 153-169.
- 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.
- Zwingmann, H., Clauer, N., Gaupp, R., 1999. Structure related geochemical (REE) and isotopic (K-Ar, Rb-Sr and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) characteristics of clay minerals from Rotliegend sandstone reservoir (Permian, northern Germany). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 2805-2823.
- Zwingmann, H., Mancktelow, N., 2004. Timing of Alpine fault gouges. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 415-425.
- Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T., 2006. Nojima and MTL fault zone gouge dating, Japan. *Goldschmidt Conference Abstracts*, 86.

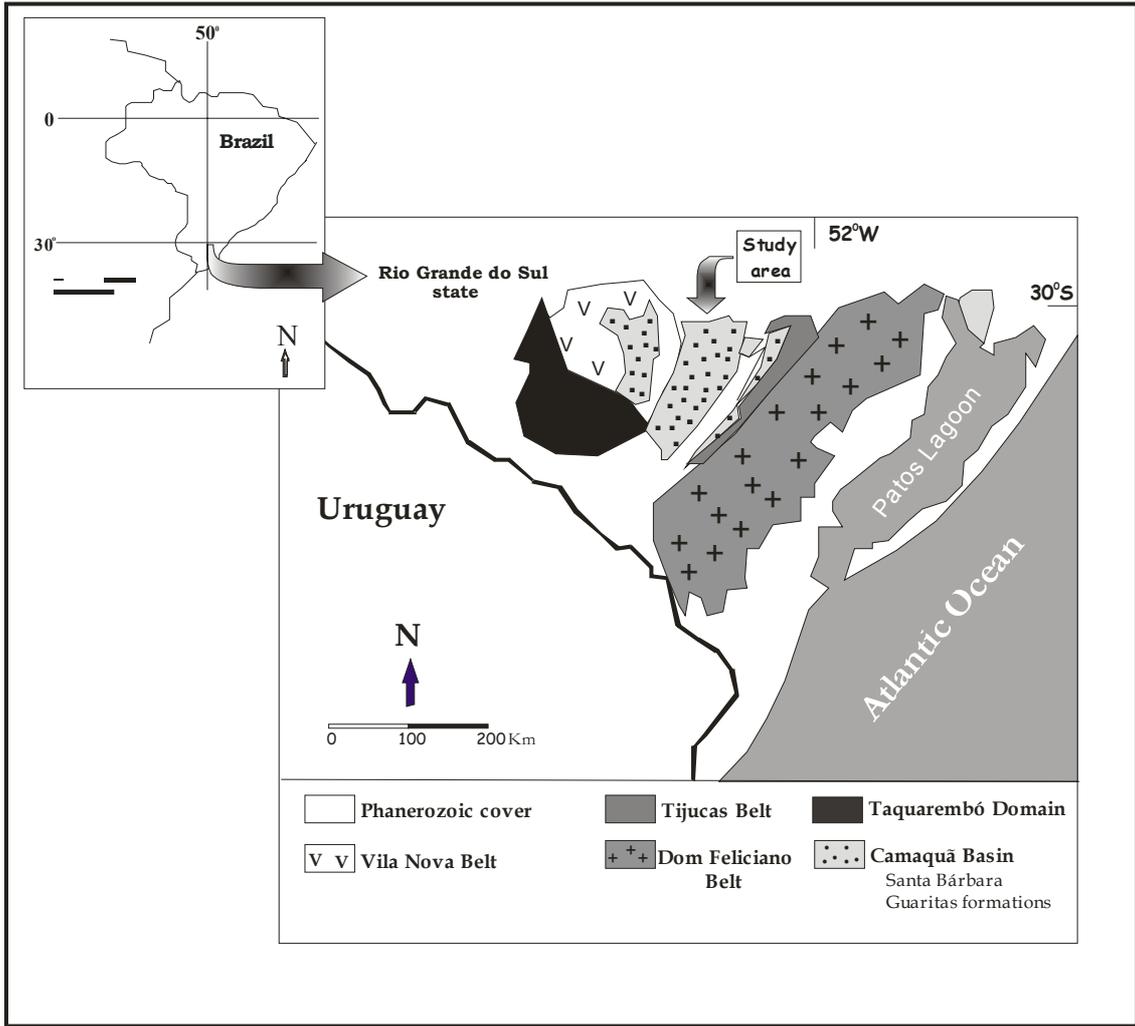


Figure 1

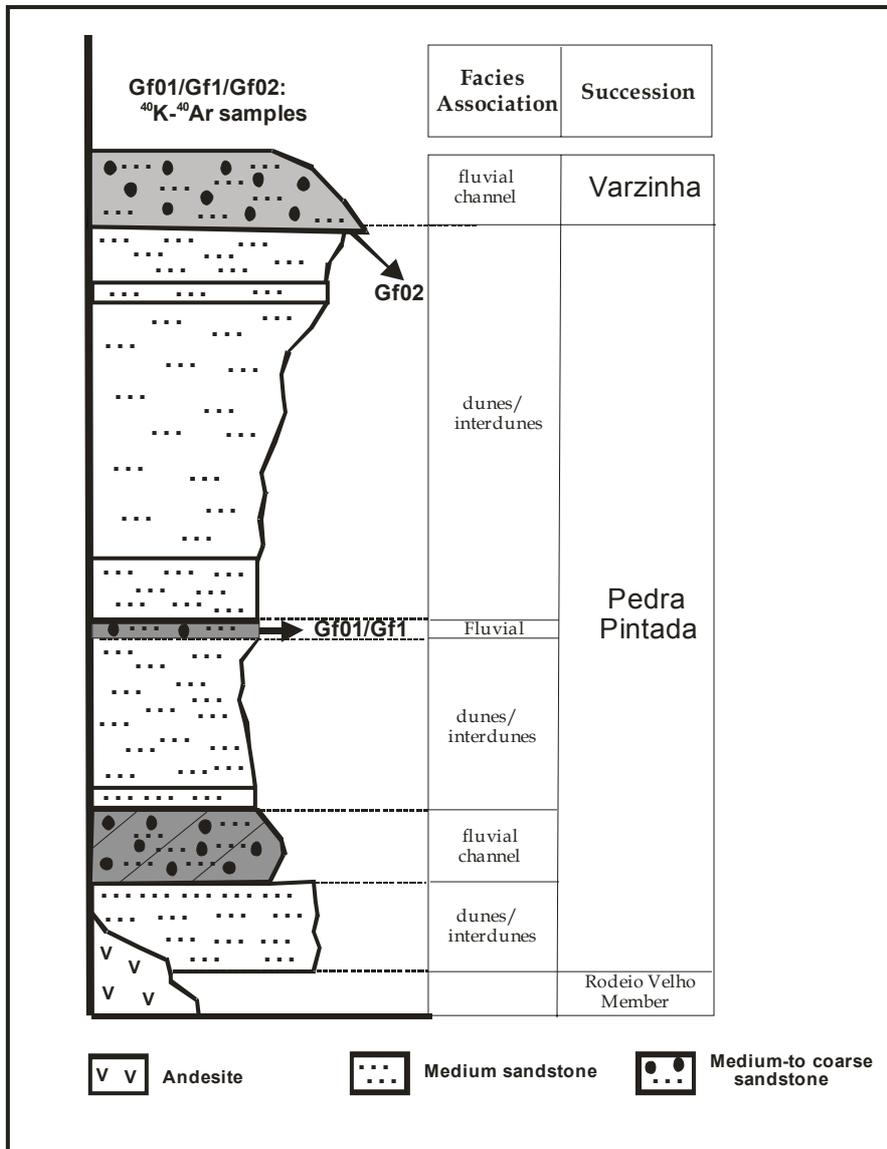


Figure 2

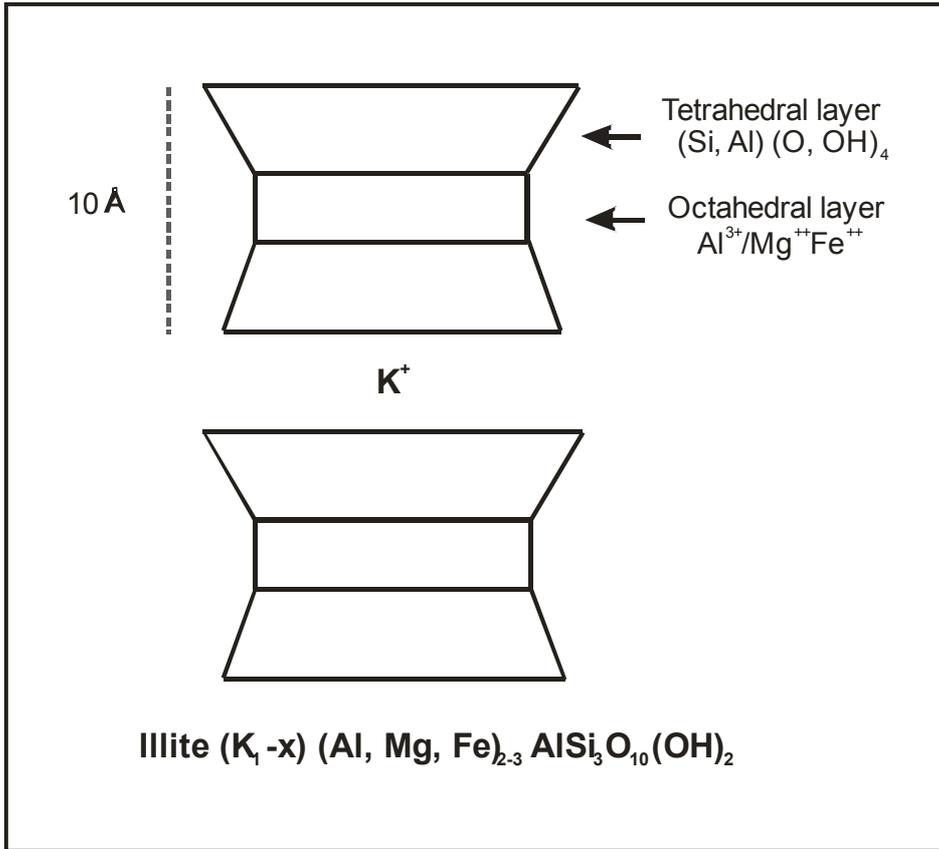


Figure 3

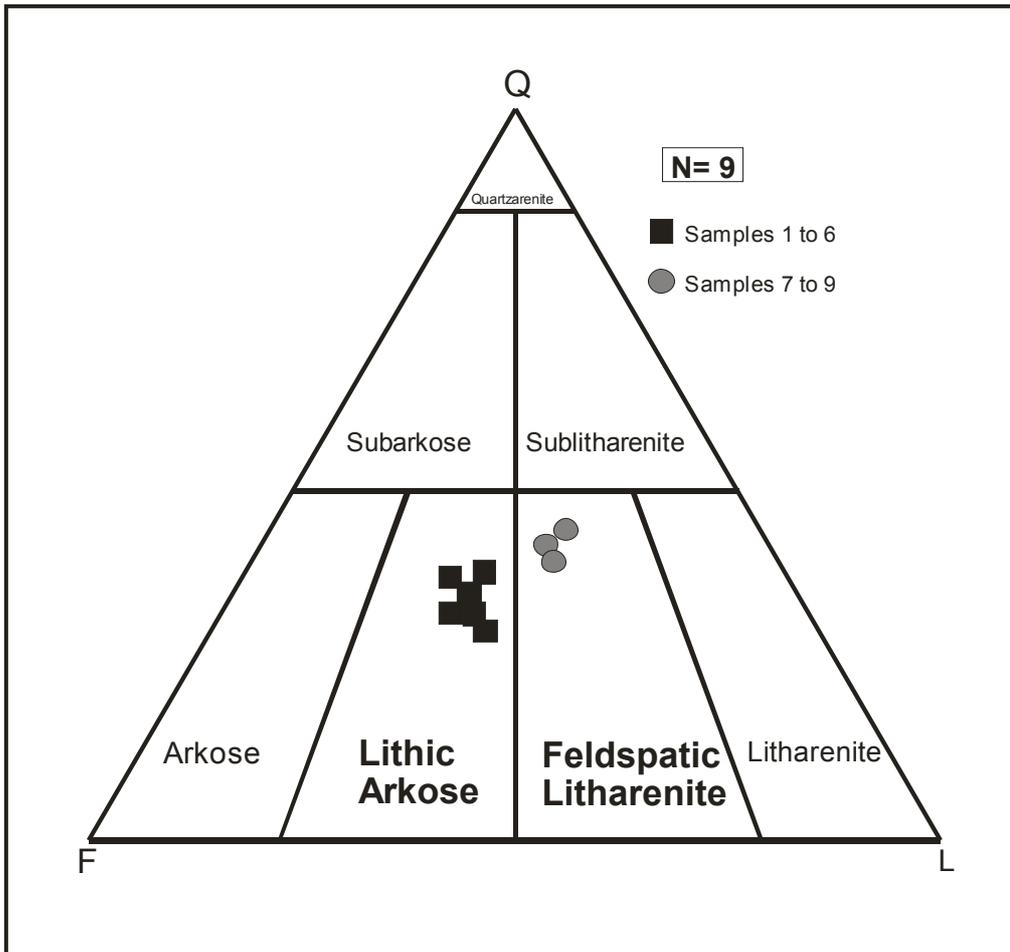


Figure 4

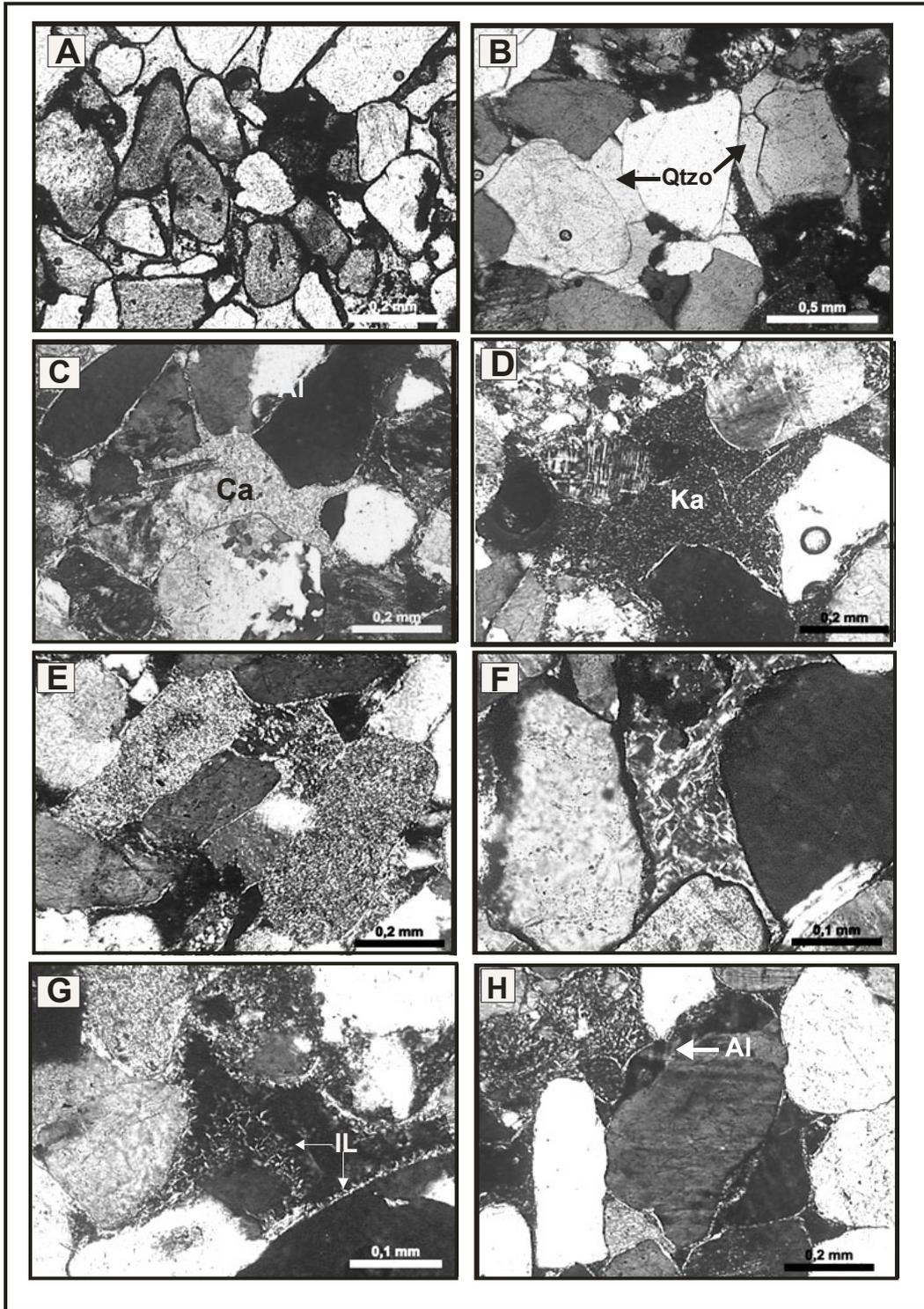
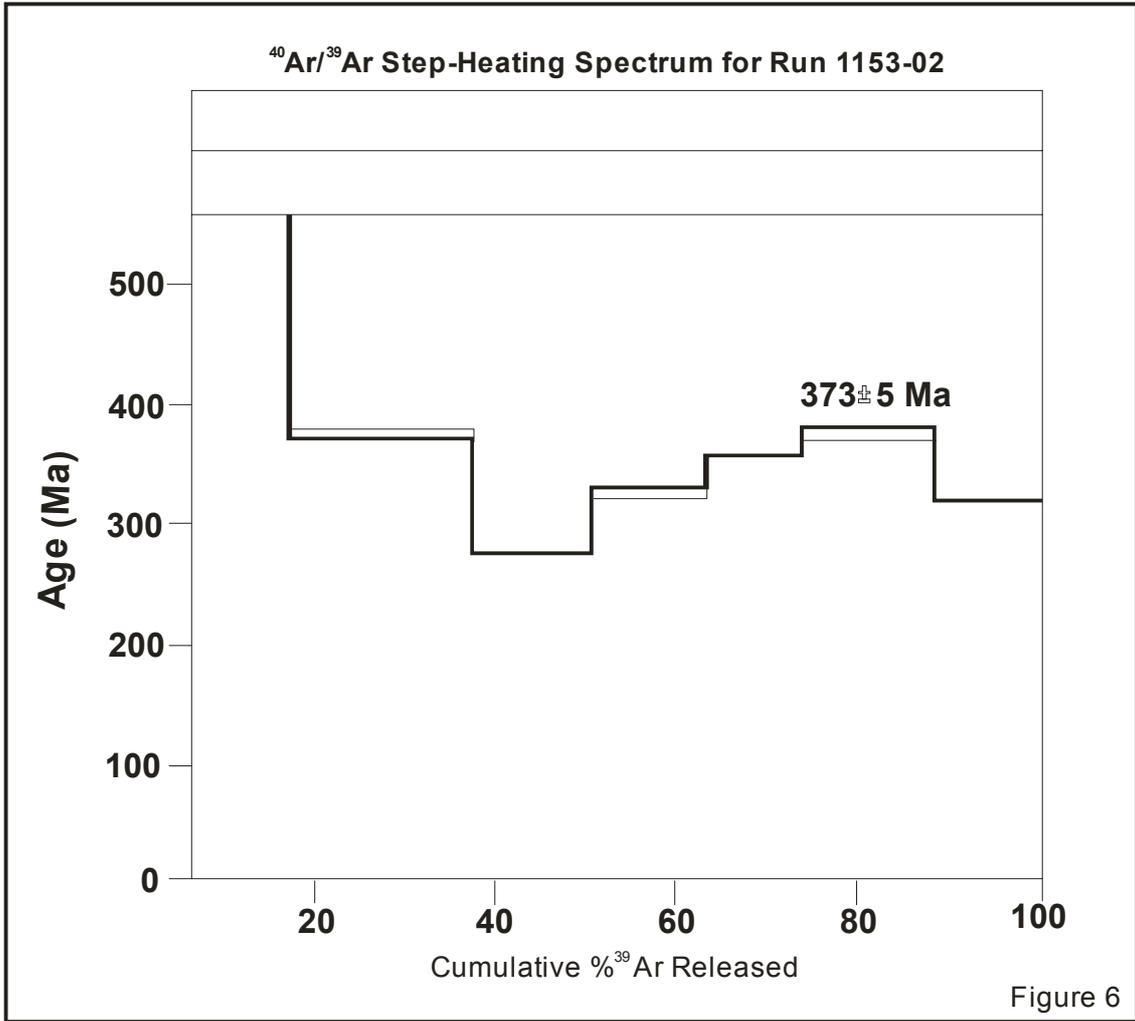


Figure 5

Diagenetic Processes	Eodiagenesis	Mesodiagenesis	Telodiagenesis
Infiltrated clays	■		
Hematite coatings	■		■
Quartz overgrowth		■	
Mechanical Compaction		■	
Burial Calcite		■	
K-feldspar/ volcanic fragment dissolution		■	□ ?
Kaolinite		■	□ ?
Illitization I/S neof ormation			■
Illite neof ormation (rims)			■
Albitization			■

Figure 6



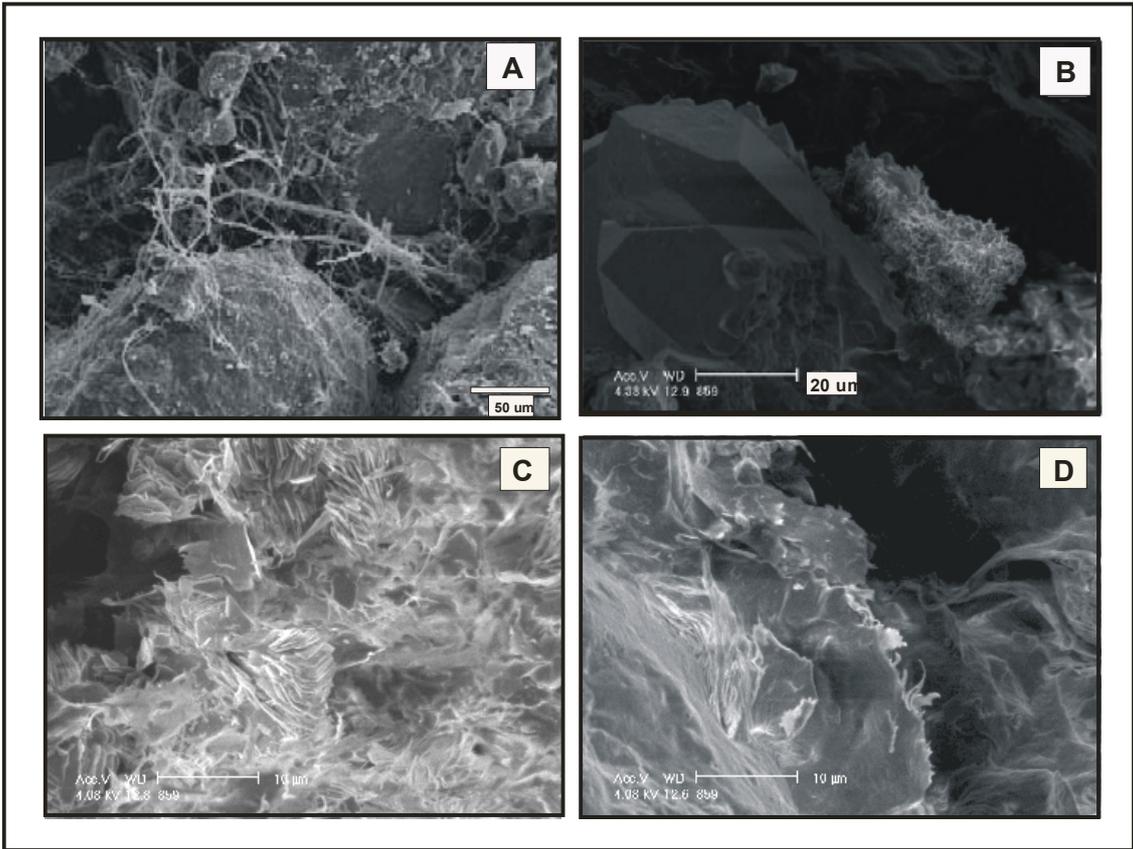


Figure 7

Figure 8



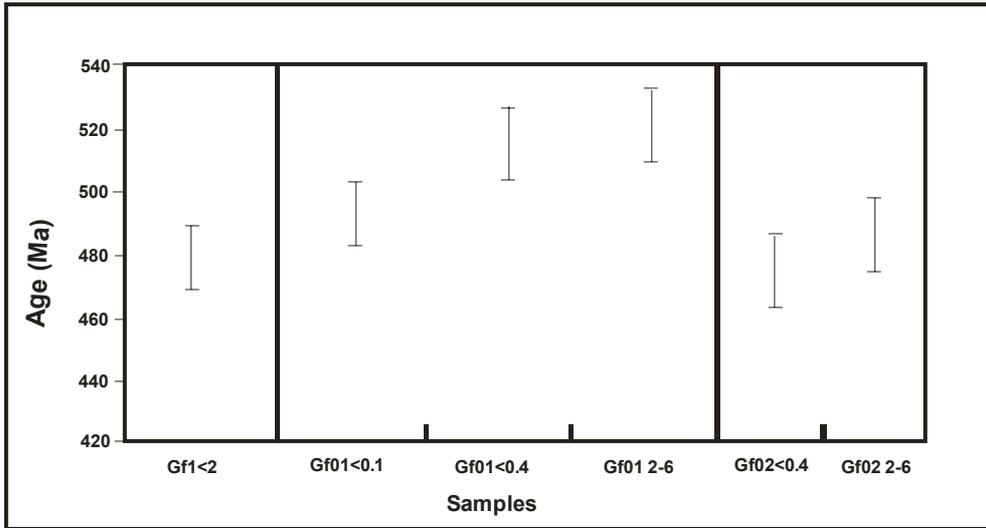


Figure 9

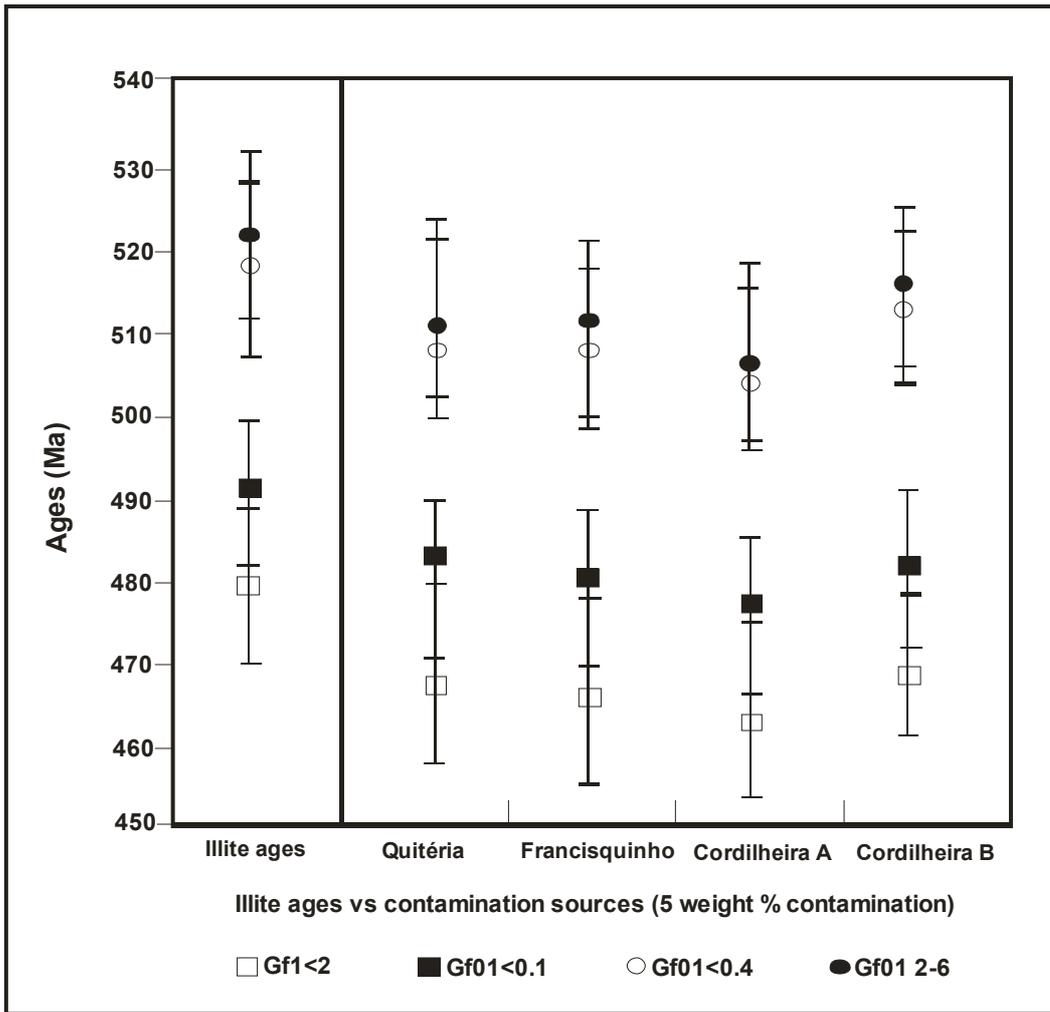
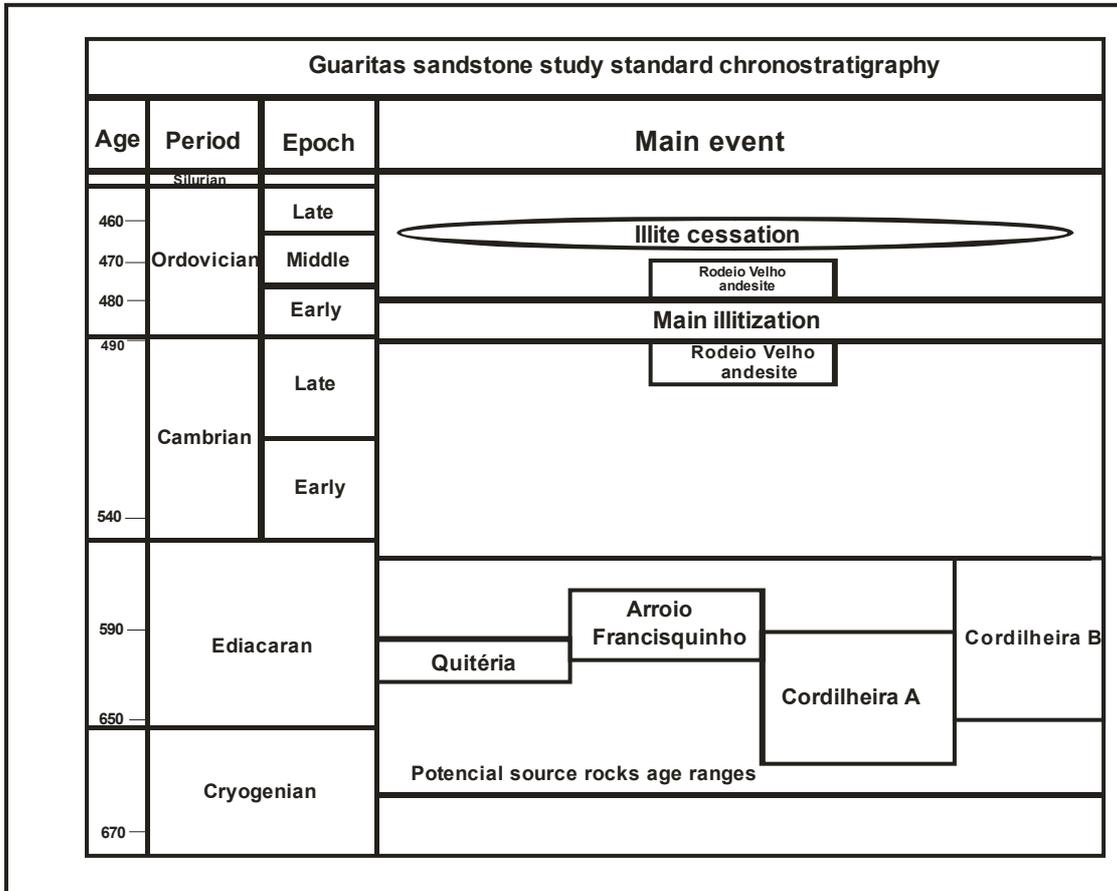


Figure 10

Figure 11



Component	Average (%)
Quartz monocristaline	24.6
Quartz policristaline	9.3
Orthoclase	6.7
Microcline	1.2
Plagioclase	1.6
Perthite	0.4
K-feldspar in plutonic rock frag.	1.3
Volcanic rock frag.	4.6
Plagioclase in plutonic rock frag.	0.3
Metamorphic rock frag.	2.2
Sedimentary rock frag.	0.3
Micas	0.7
Heavy Minerals	0.5
Pseudomatrix	0.6
Clay coatings	0.4
Hematite coatings	1.8
Hematite pore-fill	0.4
Calcite	0.4
Kaolinite intergranular	0.7
Kaolinite in K-feldspar	0.3
Illite rims	0.9
Illite bridges	0.3
Illite in K-feldspar	0.4
Albite	0.3
Intergranular pore	1.1
Moldic pore	0.2

Table 1

Sample	K	Rad. ⁴⁰ Ar	Rad. ⁴⁰ Ar	Age	Error	Error	Airshot ID	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	+/-
[ID]	[%]	[mol/g]	[%]	[Ma]	[Ma]	(%)			
							AS65- AirS-2	295.02	0.13
HD-B1- 69	7.96	3,40E- 06	92.55	24.47	0.37	+1.00	AS69- AirS-3	295.61	0.12
LP6-87	8.37	1,92E- 05	96.55	127.64	1.84	-0.20	AS69- AirS-5	295.74	0.27

**Table
2**

sample	fraction	K	Rad. 40Ar	Rad. 40Ar	Age	Error	Time Scale Grandstein <i>et al.</i> (2004)
[ID]	[micron]	[%]	[mol/g]	[%]	[Ma]	[Ma]	
GF1	<2	4.09	3,89E-05	98.60	479.21	9.53	Ordovician
GF01	<0.1	4.03	3,94E-05	97.75	490.58	9.77	Late Cambrian
GF01	<0.4	3.95	4,12E-05	97.88	518.51	10.28	Early Cambrian
GF01	2 to 6	3.51	3,68E-05	99.52	521.70	10.36	Early Cambrian
GF02	<0.4	3.49	3,28E-05	98.45	473.77	9.41	Ordovician
GF02	2 to 6	1.73	1,69E-05	98.41	489.34	9.74	Ordovician

Table 3

Geological Unit	K [%]	Rad. ⁴⁰ Ar [mol/g]	Rad. ⁴⁰ Ar [%]	Age [Ma]
Quitéria	6.64 ± 0.50	8,15E-05	2.19	597 ± 11
Arroio Francisquinho	8.45 ± 0.50	1,01E-04	1.65	586 ± 11
Cordilheira A	8.09 ± 6.34	1,04E-04	1.25	624 ± 41
Cordilheira B	6.12 ± 4.56	7,21E-05	4.89	578 ± 32

Table 4

sample ID	contamination		illite age [Ma]	error [Ma]
	source age [Ma]	contamination weight [%]		
GF1 <2 micron		0	479.21	9.53
Quiteria	597 ± 11	5	468.42	9.53
Arroio				
Francisquinho	586 ± 11	5	466.49	9.53
Cordilheira A	624 ± 41	5	462.59	9.53
Cordilheira B	578 ± 38	5	470.98	9.53
GF01 < 0.1 micron		0	490.58	9.70
Quiteria	597 ± 11	5	480.70	9.70
Arroio				
Francisquinho	586 ± 11	5	479.06	9.70
Cordilheira A	624 ± 41	5	475.06	9.70
Cordilheira B	578 ± 38	5	483.20	9.70
GF01 < 0.4 micron		0	518.50	10.30
Quiteria	597 ± 11	5	511.14	10.30
Arroio				
Francisquinho	586 ± 11	5	510.26	10.30
Cordilheira A	624 ± 41	5	506.08	10.30
Cordilheira B	578 ± 38	5	513.43	10.30
GF01 2-6 micron		0	521.70	10.36
Quiteria	597 ± 11	5	513.65	10.36
Arroio				
Francisquinho	586 ± 11	5	512.72	10.36
Cordilheira A	624 ± 41	5	507.94	10.36
Cordilheira B	578 ± 38	5	516.23	10.36

Table 5

Capítulo 4 - Artigo Científico 3

Depositional age definition of the Açu sandstone reservoirs (Potiguar Basin, Northeastern Brazil) through ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of early-diagenetic K-feldspar overgrowths

Anderson José Maraschin^{a,}, Ana Maria Mizusaki^a, Paulo Marcos Vasconcelos^b, Luiz Fernando De Ros^a, Ruth Hinrichs^a, Sylvia Maria Couto dos Anjos^c*

^aUniversidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil.

^bDepartment of Earth Sciences, The University of Queensland, Brisbane, Qld 4072, Australia

^cPETROBRAS – E & P – EXP/ST/MSP, Av. Chile, 65, office 1301, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

*Corresponding author. E-mail address: andersonmaraschin@gmail.com; Fax number: +55 51 3308-7047/Phone: +55 51 3308-6379

Abstract

Early-diagenetic K-feldspar overgrowths are widespread in the Cretaceous fluvial Açu sandstone reservoirs from the Potiguar Basin, northeastern Brazil, one of the most important continental oil reservoirs of Brazil. These overgrowths, of pure KAlSi_3O_8 composition, were formed at near-surface conditions and before mechanical clay infiltration and other diagenetic processes, directly on detrital K-feldspar grains. The physical continuity between overgrowths and K-feldspar grains rendered impossible their separation by conventional means for ^{40}K - ^{40}Ar isotope analysis. So, an in situ ^{40}Ar - ^{39}Ar step-heating method was applied to the early-diagenetic K-feldspar overgrowths. The 120 Ma age obtained for the authigenic overgrowths agrees with the depositional age estimated for the Açu Formation through biostratigraphy. The plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar age of 377 ± 2 Ma obtained from detrital K-feldspars is related to an episode of regional uplift and heating of the Proterozoic source terrains located to the south of Potiguar Basin. The method applied to the Açu sandstones shows excellent potential for determining the depositional age of other continental or transitional sandstones with

imprecise or no biostratigraphic dating. However, we suggest that future developments of the method will greatly benefit from the use of ultra-violet (UV) laser for reducing the chances of contamination of the authigenic K-feldspar analyses by detrital grains. UV wavelength is strongly absorbed by authigenic K-feldspar overgrowths, allowing a better spatial resolution.

Keywords: ^{40}Ar - ^{39}Ar dating; K-feldspar overgrowths; sandstone reservoirs; basin

1. Introduction

Sandstones represent the most important hydrocarbon reservoir rocks in many basins around the world. Nevertheless, the depositional age of several sandstone reservoirs deposited under continental or transitional conditions is poorly constrained, due to the lack of correlatable fossils with defined ages. The imprecise chronostratigraphic characterization of these sandstones greatly reduces the precision of the generation-migration-accumulation models developed for their exploration and development as hydrocarbon reservoirs. Several continental and transitional sandstones contain, however, early- diagenetic K-feldspar overgrowths precipitated around detrital K-feldspar soon after deposition (Sibley, 1978; Ali and Turner, 1982; Girard et al., 1988; De Ros et al., 1994; Hagen et al., 2001; Maraschin et al., 2004; Sandler et al., 2004). The radiogenic dating of these overgrowths may provide a minimum age for the deposition of the sandstones that contain them.

An in situ ^{40}Ar - ^{39}Ar laser dating technique was applied to early-diagenetic K-feldspars in the Açu sandstones from the Potiguar Basin, one of the main continental oil reservoirs of Brazil. The fluvial sandstones of the Açu Formation are potentially suitable for ^{40}Ar - ^{39}Ar dating because contain abundant, very early-diagenetic K-feldspar overgrowths precipitated around detrital orthoclase and microcline grains, which constitute up to 6 percent of the whole rock (Maraschin et al., 2004). The diagenetic K-feldspar overgrowths were apparently precipitated soon after deposition and before other diagenetic constituents, including mechanically infiltrated clay coatings.

The radiometric dating of early-diagenetic K-feldspar overgrowths offers the possibility to solve the minimum depositional age of the Açu Formation and of other continental clastic sequences, which biostratigraphic dating is imprecise or inexistent.

2. Geological Setting

2.1. The Potiguar Basin

The Potiguar Basin is one of the main oil-bearing basins in Brazil covering an area of 22,000 km² onshore and 27,000 km² offshore (ANP, 2005). The basin is located in the northeastern part of the Brazilian equatorial margin (Fig. 1) associated with the Gondwana break-up. The basement of this basin is represented by the Borborema Province which constitutes an important paleoproterozoic tectonic unit entirely contained in the South American Platform (Almeida et al., 1981; Santos and Brito Neves, 1984). According with Schobbenhaus et al. (1984), it is represented by sialic material reworked during the Brasiliano/Pan-African Tectonic-Cycle (Late Proterozoic to Early Paleozoic), with large areas of extensively reworked old continental crust comprising metasedimentary belts associated with granite-gneiss-migmatite terrains, in places intruded by granite batholiths (Sial, 1986)

Although the Potiguar Basin has important tectonic elements, the Mossoró High, orientated northeast/southwest, concentrates the major hydrocarbon accumulations in the Açu Formation sandstone reservoirs (Fig. 1) (Souto et al., 1990).

Insert figure 1

The around 8 km thick sedimentary fill of the Potiguar Basin (Fig. 2) was accumulated during the rift, transitional and drift tectonic stages of the passive margin evolution associated with the Neocomian (Late Jurassic to Early Cretaceous) South America/Africa break-up (Françolin and Szatmari, 1987; Matos, 1987; Bertani et al., 1990).

The sedimentary fill succession is represented by the Berriasian to early Aptian Pendência Formation (Souza, 1982), which consists of lacustrine, oil-generating shales, as well as sandstones and conglomerates ascribed to fluvial, deltaic and turbidite systems. The rift phase also comprises the early Aptian Pescada Formation (Araripe and Feijó, 1994), which includes deltaic and turbiditic sandstones and shales. The rift stage ended with differential uplift and tilting of blocks, marked by a widespread regional unconformity. A swarm of diabase dykes was intruded along the basin margins during this phase (Rio Ceará-Mirim Formation; Araripe and Feijó, 1994). Marine flooding related to the transitional stage took place during the Aptian and caused the deposition

of black shales, marls and calcilutites of the Alagamar Formation. In the onshore area, this transitional section is compound by the drift-stage Albian-Cenomanian fluvial-estuarine sandstones and green to red mudstones of the Açú Formation (Kreidler and Andery, 1949) that are covered by the Turonian to Campanian, shallow marine carbonates of the Jandaíra Formation (Sampaio and Schaller, 1968). In the late Cretaceous (middle Campanian), an important tectonic reactivation caused regional uplift and erosion, disturbing particularly the carbonate rocks of the Jandaíra Formation (Cremonini, 1995).

During the last stage of basin evolution, a regressive sequence, comprising the Campanian to Lutetian Guamaré Formation carbonates (Souza, 1982) and the Campanian to Recent Ubarana Formation shales (Araripe and Feijó, 1994), was deposited mainly offshore. In the Eocene-Miocene, olivine-basalts of the Macau Formation (Mayer, 1974) were extruded. The alluvial sandstone of the Barreiras Formation, presumably of Miocene or Pliocene age (Falkenhein et al., 1977) constitutes the youngest sedimentary succession of the basin.

Insert figure 2

2.2. *The Açú Formation*

The Açú Formation is one of the most important onshore hydrocarbon reservoirs among Brazilian sedimentary basins. About 70 percent of the Potiguar Basin hydrocarbon production comes from these sandstones (ANP, 2005). The Açú Formation crops out along the Potiguar Basin margin (Fig. 1) and extends at the subsurface along the entire onshore portion (about 650 m thick) and down the continental shelf (around 1000 m thick), covering a total area of 40.000 km².

The Açú Formation includes fine to very coarse sandstones with thin intercalations of shales, mudstones, siltstones, and conglomerates of alluvial, fluvial, and estuarine facies deposited during the passive margin stage of the Potiguar Basin (Fig. 2). Because of the dynamic depositional character of the formation, no lithostratigraphic markers are recognized on a regional scale. Four subunits were defined according to electric logs, identified from bottom to top as Açú 1, Açú 2, Açú 3 and, Açú 4 (Vasconcelos et al., 1990). The subunits correspond to an alluvial-fan and fluvial system (Açú 1); a transgressive, fining upwards, fluvial sequence (Açú 2); an alluvial-fluvial, high-energy sequence (Açú 3); and a transgressive, coastal-estuarine

system (Açu 4), which is covered by the shallow marine carbonates of the Jandaíra Formation.

Palynological analysis has suggested an Albian-Cenomanian age for this unit (Araripe and Feijó, 1994), although no precise dating is available due to the lack of internationally correlatable fossils.

3. Methods

The rock sample with abundant early-diagenetic K-feldspar overgrowths was selected for ^{40}Ar - ^{39}Ar radiometric dating based on the analyses previously made by Maraschin et al. (2004). The authors applied different analytical methods to confirm the presence and precocity of the K-feldspar overgrowths, as petrographic examination, scanning electron microscopy, microprobe and cathodoluminescence.

The sample selected was gently disaggregated in agate mortar and placed under ultrasonic bath and running water for carbonate coatings removal. Afterward, the material was dried at 60°C for 2 hours. The clean sand was sieved to concentrate the 0.250 to 1 mm size range which feldspars were most abundant as determined by petrographic observation. In the next phase, K-feldspar was separated from mica and heavy minerals with a Frantz Magnetic Separator and from quartz by heavy density liquid (Bromoform 2.60 d). The residual concentrate was detrital feldspar-rich with overgrowths, although a few quartz grains still remained.

The dating of diagenetic K-feldspar overgrowths by conventional ^{40}K - ^{40}Ar geochronology according to the method proposed by Lee and Savin (1985) and applied by Girard et al. (1988) requires the physical isolation of pure diagenetic fractions. However, owing to the lack of fluid or solid inclusions between the grains and the overgrowths of the K-feldspars of the Açu Formation, the physical separation between detrital and diagenetic phases was not achieved. Furthermore, it seemed impossible to avoid totally the contamination by detrital fragments that would have added radiogenic argon and led to erroneously high ages. Therefore, the ^{40}Ar - ^{39}Ar method was preferred, as the release of the Argon can be performed in situ by melting the overgrowths with a collimated laser beam. ^{40}Ar - ^{39}Ar laser dating is especially suitable for dating K-feldspar overgrowths considering Girard and Onstott (1991), Hagen et al. (2001), Sherlock et al. (2005) and Mark et al. (2005, 2006, 2007).

To ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, 50 grains of K-feldspar with diagenetic overgrowths easily identified based on their distinctive morphology (rhombic adularia habit) and dimension were selected from the concentrate through handpicking under a binocular microscope. The grains were loaded in 21-pit aluminium irradiation disks together with FC sanidine standards, using the geometry illustrated in Vasconcelos et al. (2002), and irradiated for

35 hours in the IEA-R1 Reactor (Nuclear Research Institute at São Paulo University). After a 35 days cooling period, two grains were loaded into wells in a copper disk, and the disk inserted into the sample chamber in an ultra-high vacuum extraction line, and incrementally heated with a Coherent Ar ion laser, operated in continuous mode with a defocused (2mm-diameter) laser beam. The fractions of gas extracted were expanded through a cold trap maintained at $-138\text{ }^{\circ}\text{C}$, and successfully cleaned, for about 5 minutes, in a C50 SAES getter pump operated at ca. $450\text{ }^{\circ}\text{C}$ and subsequently cleaned in a second getter pump, operated at $25\text{ }^{\circ}\text{C}$, for about 2 minutes. The cleaned gas fractions were allowed to expand into an MAP-215-50 mass spectrometer equipped with an additional C-50 SAES getter pump. The gas was ionized in the a Nier ion source and analyzed, by peak hopping, in an off-axis electron multiplier with 450 resolution and $8.6 \times 10^{-4}\text{ A.torr}^{-1}$ abundance sensitivity. In addition to the incremental heating analysis, we also attempted to separately sample the detrital and diagenetic feldspar fractions by heating each area with a focused continuous Ar-ion laser beam. Afterwards, the 46 irradiated grains were gently crushed immersed in absolute ethanol in an agate mortar, and reloaded 146 fragments of crushed feldspar into individual wells in a 221-well copper disk. To each well, we added a small grain of zero age glass to ensure effective coupling between the blue-green Ar-ion laser beam and the white to transparent feldspar fragments. These 146 feldspar grains represent a population comprising pure detrital feldspar cores, various ratios of feldspar cores with diagenetic feldspar overgrowths, and pure grains of diagenetic feldspar overgrowths. These grains were fused with a focused 6-W Ar Ion laser (Coherent Innova 306) beam, and the gas released was cleaned and analyzed as described above. The objective was to obtain statistically the ages of pure detrital feldspars and of authigenic feldspars overgrowths. All these procedures were performed at the geochronological ^{40}Ar - ^{39}Ar Laboratory of the Geosciences Institute at the São Paulo University.

4. Detrital Texture and Composition of the Açú sandstones

Maraschin et al. (2004) classified the Açú sandstones as arkoses (sensu Folk, 1968; av. $\text{Q}_{65.9}\text{F}_{32.6}\text{L}_{1.9}$), mostly medium- to coarse-grained, very poorly to moderately-sorted (sorting around 1.2), with angular to rounded, mostly subangular to subrounded grains. The more frequent detrital constituent is quartz, with an average (av.) of 40 bulk volume % and maximum (max.) 49%. Feldspars are abundant (av. 20%; max. 27%), with a predominance of microcline (av. 12%; max. 17%) over orthoclase (av. 7%; max.

14%) and minor plagioclase (av. 0.1%; max. 0.7%). The only volumetrically important rock fragments are felsic plutonic (granitic/gneissic), which average 0.1% and make up to 3 of bulk volume % in the coarsest sandstones. Mud intraclasts (av. 2%; max. 12%) are common in the coarse-grained sandstones, being usually compacted into pseudomatrix (av. 0.7%; max. 5%) and, in places, partially dissolved. Muscovite (av. 0.4%; max. 6%) is concentrated in the fine- to medium-grained sandstones and often extensively kaolinized. Biotite is less common (av. 0.3%; max 1%). Detrital heavy minerals (max. 0.3%) are represented by a relatively stable assemblage of rutile, garnet, zircon, staurolite and tourmaline.

5. Diagenesis

The diagenesis of the Açu sandstones is characterized by a widespread and very early occurrence of K-feldspar as overgrowths around orthoclase and microcline grains. The diagenetic K-feldspar overgrowths were apparently precipitated soon after deposition, under the direct influence of the surface conditions and before other diagenetic constituents. These rocks have undergone intense diagenetic alteration and the paragenetic sequence (Fig. 3) of constituents and processes was inferred from textural relationships observed in thin section by Maraschin et al. (2004). The main diagenetic processes affecting the Açu sandstones are: (1) meteoric eodiagenesis under warm, semiarid to sub-humid conditions, responsible for dissolution of detrital K-feldspar and precipitation of authigenic K-feldspar overgrowths as the first phase formed, authigenic smectite rims, quartz overgrowths and kaolinite smectite/mixed-layer illite-smectite (I/S) as coatings and pore-fillings; (2) mesodiagenesis under shallow burial, marked by precipitation of calcite, dolomite, siderite, illite-smectite and pyrite; (3) telogenetic modifications promoted by meteoric flushing included dissolution of carbonate cements, and in places of feldspar grains and overgrowths, sometimes accompanied by the precipitation of kaolinite and finally hematite.

Insert figure 3

The compaction and cementation had similar importance in porosity reduction, with a significant population of sandstones with very low porosity due to pervasive, pre-

compactional cementation. Carbonates are the most abundant diagenetic constituents and, together with compaction and mechanical clay infiltration, are the main controls on reservoir quality.

6. Texture and composition of the K-feldspar overgrowths

Well-developed diagenetic K-feldspar overgrowths are widespread on orthoclase and microcline grains of the Açu Formation sandstones, constituting up to 6 % (av. 1%) of the whole rocks. Overgrowths are optically discontinuous (epitaxial) relative to the detrital grains, untwined, non-luminescent and formed directly on the surface of the grains. There are no solid (clays, oxides) or fluid inclusions between grains and overgrowths. Overgrowth often shows a rhomboedral (adularia) habit (Fig. 4A) (Baskin, 1956), which is usually developed parallel to the long axes of the feldspar grains, as in other authigenic K-feldspar overgrowths observed elsewhere (Stablein and Dapples, 1977; Waugh, 1978; Ali and Turner, 1982; Girard et al., 1988; Krainer and Spötl, 1989; Milliken, 1989; Walgenwitz et al., 1990; Lee and Parsons, 2003; Mark et al., 2005). The large size of the overgrowths, about 0.4 to 1.0 mm thick (Fig. 4B), and their continuity around the feldspar grains suggest a very early precipitation. This is further indicated by the lack of inclusions of clay minerals or iron oxides between detrital grains and overgrowths and their covering by infiltrated clay coatings (Figs. 4C and 4D).

Insert figure 4

Electron microprobe analyses of the overgrowths point to a near stoichiometric, pure end-member KAlSi_3O_8 . They present an average composition of SiO_2 65.5%, Al_2O_3 18.1% and K_2O 17.4%, only trace contents of Na (0.11 wt% NaO) and Ca (0.03 wt% CaO) and no Ba or Sr (Maraschin et al., 2004), as other diagenetic feldspars (Kastner and Siever, 1979; Ruppert, 1987; Ali and Turner, 1982; Saigal et al., 1988), but conversely of the overgrowths in the Lee and Parsons's (2003) study that have negligible concentrations of celsian ($\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). The detrital K-feldspar grains display a bright blue cathodoluminescence, which is typical of high temperature feldspars (Smith and Stenstrom, 1965), whereas K-feldspar overgrowths lack cathodoluminescence, an usual attribute of authigenic K-feldspars (Kastner and Siever, 1979; Saigal et al., 1988; Morad et al., 1989).

7. ^{40}Ar - ^{39}Ar Analytical Results

Two grains from the 50 grains previously irradiated were analyzed by the incremental step-heating method in order to extract Ar from both diagenetic overgrowths and detrital K-feldspars. One of the grains (identified as 1153-01) shows a spectrum (Fig. 5) with an more old apparent age (about 295 Ma) in the first two steps due to collect of ^{38}Ar or ^{40}Ar excess. The age falls into a younger step (about 120 Ma) and then presents an increase in the next ages until it reaches a pseudo-plateau of age about 377.5 ± 1.9 Ma.

Insert figure 5

The incremental heating spectrum from the second grain (called 1153-02) does not provide enough detail for an in-depth interpretation and the spectrum is very similar. The pseudo-plateau (373 ± 5 Ma) is statistically the same obtained to grain 1153-01 (Fig. 6). However, a younger age, which could be associated with K-feldspar authigenesis, was not found. This suggests either that was impossible to separate Ar produced from the overgrowths from Ar from the grain through the heating method, or that the volume of overgrowths was too small in this grain.

Insert figure 6

The age distribution for the 146 fragments analyzed by the total fusion method is illustrated in the histogram and probability density plots in figure 7. The spread in age (428.43 ± 1.41 to 139.17 ± 0.99 Ma) represents full range from the age of pure diagenetic feldspar fragments (youngest result), ages of grains containing various proportions of detrital and diagenetic feldspars (intermediate results), and ages of pure detrital cores (older results). There are two high probability peaks, one around 170 Ma and the other at about 317 Ma. A noticeable feature in the histogram and probability density plots is the large number of results clustering at ca. 300 Ma, which corresponds to the maximum “plateau-like” segment obtained for the incremental heating spectrum for grains 1153-01 and 1153-02.

Insert figure 7

8. Discussion

Although early K-feldspar precipitation was already widely reported in several studies (Sibley, 1978; Waugh, 1978; Morad et al., 1989; Girard et al., 1988; Milliken, 1989; Warnock & van de Kamp, 1999; Hagen et al., 2001; Liu et al., 2003; Sandler et al., 2004), an extremely early and near-surface diagenesis, such as that observed in the Açu Formation sandstones, is rare. No radiometric dating of syngenetic or early diagenetic K-feldspar formed at near-surface temperatures ($< 50^{\circ}$ C) has yet been published (Sandler et al., 2004). However, the diagenetic K-feldspar overgrowths of the Açu Formation were precipitated soon after deposition and prior to compaction, under direct influence of surface conditions with a temperature in order of 30° C (Maraschin et al., 2004), and before any other diagenetic process, as carbonates and iron oxides. The difficulty in separating the detrital grains apart from the overgrowths in the Açu sandstones is probably related to the physical continuity between both phases provided by the lack of intercalated mineral or fluid inclusions, again suggesting an extremely early K-feldspar diagenesis. All required ions to form diagenetic K-feldspar overgrowths are supposedly derived from the hydrolysis of detrital feldspars and micas (dissolution and replacement by clay minerals). This process occurred probably both along the basin margin, coarse-grained, alluvial deposits and in the granitic-gneissic basement rocks overlain by the Açu Formation (Maraschin et al., 2004).

The ^{40}Ar - ^{39}Ar results indicate large and consistent differences in the ages of detrital grains and diagenetic overgrowths. The results indicate a *pseudo-plateau* age for detrital feldspars of 377.5 ± 1.9 Ma, suggesting that some of the detrital feldspar do preserve the age of the source rocks (Borborema granites and gneisses, Moraes Neto, personal communication) and have not undergone significant Ar loss by weathering, diagenesis or burial heating. However, older ages between 584 and 495.8 ± 2.5 Ma were obtained from Borborema rocks (Corsini et al., 1998, Neves et al., 2000, Araújo et al., 2005). According with Vasconcelos (personal communication), a regional uplift affecting the basement source areas located to the south of the basin was recorded, indicate that any Ar was loss, consequently with youngest ages in our samples.

Total fusion of the overgrowths samples yielded apparent ages between 139.17 and 120 Ma. Assuming a weak contamination of the overgrowths ages by the detrital cores, the younger age matches with the depositional age proposed for the Açu Formation (Albo-Cenomanian – from 112.9 to 96.9 Ma – cf. Araripe and Feijó, 1994), estimated from its palynological content. As the laser probe has a large diameter (10-20

µm) relative to the overgrowth size (0.250-1 mm thick), it is impossible to avoid some contamination by radiogenic Ar from the underlying detrital feldspar. Similar examples described elsewhere (Halliday and Mitchel, 1976; Harrison and McDougall, 1982; Zeitler and Fitzgerald, 1986; Walgenwitz et al., 1990; Girard and Onstott, 1991; Warnock and van de Kamp, 1999; Hagen et al., 2001) showed that laser bundle can cause Ar loss from grains adjacent to the analyzed. To establish whether the conductive heating from the laser beam throughout the overgrowth/grain boundary is enough to cause significant degassing of the detrital core is still a question to be properly addressed.

In order to solve this problem, Wartho et al. (1999) and Hagen et al. (2001) suggest the in situ application of ultraviolet (UV) laser, which is strongly adsorbed by pure minerals, such as K-feldspars. Also the spatial resolution of the ultraviolet laser is superior to 20 µm for ^{40}Ar - ^{39}Ar individual analysis.

The analysis of 146 single fragments yielded an age range from 428.43 ± 1.41 to 139.17 ± 0.99 Ma, which represent the end-member ages of detrital grains and overgrowths, respectively.

9. Conclusions

Diagenesis of the Açú Formation sandstones is characterized by widespread, very early authigenesis of K-feldspar as overgrowths around detrital microcline and orthoclase grains, which precipitation can be assumed as essentially coeval to deposition. As the physical separation of overgrowths from the feldspar grains was not possible, due to the lack of clays, iron oxides or fluid inclusions between these phases, a conventional ^{40}Ar - ^{39}Ar dating method was applied.

The older results (428.43 ± 1.41 Ma to 373 ± 5 Ma) are compatible with ages obtained for crystals extracted from Borborema granites and gneisses, the source for the detrital material in the Potiguar Basin. Age uniformity is supposed to be related to an uplifting event that took place in the region causing Ar loss and age homogenization. This event has also been recorded through dating of the Potiguar Basin basement rocks, the source area of the Açú Formation sandstones.

The minimum age of 120 Ma obtained for the overgrowths is close to that proposed for the deposition of the Açú Formation by Araripe & Feijó (1994), based on palynological data (Albian-Cenomanian; 112.9 to 96.9 Ma). The slightly older age found for some overgrowths suggests a limited Ar contamination from the detrital cores,

affected by the relatively large laser beam diameter, what could be overcome by the use of an ultraviolet laser. Other ^{40}Ar - ^{39}Ar analyses are suggested for the Açu sandstones sampled under well-defined stratigraphic control and in different areas of the basin.

The method hereby presented shows excellent potential for constraining the absolute depositional age of continental and transitional reservoirs lacking biostratigraphic resolution but containing early K-feldspar overgrowths.

Acknowledgements

The first author is indebted with Brazil National Council for Scientific and Technological Research (CNPq) for the concession of grant 140693-2004-01.

References

- Ali, A.D., Turner, P., 1982. Authigenic K-feldspar in the Bromsgrove Sandstones Formation (Triassic) of central England. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 187-197.
- Almeida, F.F.M.de, Hasui, Y., Brito-Neves, B.B.de, Fuck, R.A., 1981. Brasiliano structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* 17, 1-29.
- ANP (Agência Nacional do Petróleo), 2005. <http://www.anp.gov.br/brazil.rounds.gov.br>
- Araripe, P.T., Feijó, F.J., 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras* 8, 27-141.
- Araújo, M.N.C., Vasconcelos, P.M., Silva, F.C.A., de Sá, E.F.J., Sá, J.M., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 445-460.
- Baskin, Y., 1956. A study of authigenic feldspar. *Journal of Geology* 64, 132-155.
- Bertani, R.T., Costa, I.G., Matos, R.M.D., 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro, pp. 291-310.
- Corsini, M., de Figueiredo, L.L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G., Vauchez, A., 1998. Thermal history of the Pan-African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics* 285, 103-117.

- Cremonini, O.A., 1995. A reativação tectônica da Bacia Potiguar no Cretáceo Superior. In: 5th Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado 1995, pp. 277-279.
- De Ros, L.F., Sgarbi, G.N.C., Morad, S., 1994. Multiple authigenesis of K-feldspar in sandstones: evidence from the Cretaceous Areado Formation, São Francisco Basin, central Brazil. *Journal of Sedimentary Research* 64, 778-787.
- Falkeinhain, F.U.H., Araújo, M.B., Souza, S.M., 1977. Relatório geológico de progresso da Bacia Potiguar. Petrobras, Rio de Janeiro, 29pp.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill, Austin, Texas, 320pp.
- Françolin, J.B., Szatmari, P., 1987. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 196-207.
- Girard, J.P., Aronson, J.L., Savin, S.M., 1988. Separation, K/Ar dating, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio measurements of diagenetic K-feldspar overgrowths: an example from the Lower Cretaceous arkoses of the Angola margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2207-2214.
- Girard, J.P., Onstott, T.C., 1991. Application of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-probe and step-heating techniques to the dating of diagenetic K-feldspar overgrowths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 3777-3793.
- Hagen, E., Kelley, S.P., Dypvik, H., Nilsen, O., Kjolhamar, B., 2001. Direct dating of authigenic K-feldspar overgrowths from the Kilombero Rift of Tanzania. *Journal of Geological Society* 158, 801-807.
- Halliday, A.N., Mitchel, J.G., 1976. Structural, K-Ar and $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ age studies of adularia K-feldspar from the Lizard Complex, England. *Earth and Planetary Science Letters* 29 (1), 227-237.
- Harrison, T.M., McDougall, I., 1982. The thermal significance of potassium feldspar K-Ar ages inferred from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum results. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46 (10), 1811-1820.
- Kastner, M., Siever, R., 1979. Low temperature feldspar in sedimentary rocks. *American Journal of Science* 279, 435-479.
- Krainer, K., Spölt, C., 1989. Detrital and authigenic feldspars in Permian and early Triassic sandstones, eastern Alps (Austria). *Sedimentary Geology* 62, 59-77.
- Kreidler, W.L., Andery, P.A., 1949. Mapa geológico da área sedimentar costeira do Estado do Rio Grande do Norte e Ceará. CNP, Rio de Janeiro, 30pp.
- Lee, M., Savin, S.M., 1985. Isolation of diagenetic overgrowth on quartz sand grains for oxygen isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 497-501.
- Lee, M.R., Parsons, I., 2003. Microtextures of authigenic Or-rich feldspar in the Upper Jurassic Humber Group, UK North Sea. *Sedimentology* 50, 597-608.

- Liu, J., Hay, R.L., Deino, A., Kyser, T.K., 2003. Age and origin of authigenic K-feldspar in uppermost Precambrian rocks in the North American Midcontinent. *Geological Society of America Bulletin* 115 (4), 422-433.
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M., De Ros, L.F., 2004. Near-surface K-feldspar precipitation in Cretaceous sandstones from the Potiguar Basin, Northeastern Brazil. *The Journal of Geology* 112(3), 317-334.
- Mark, D.F., Parnell, J., Kelley, S.P., Lee, M., Sherlock, C.S., Carr, A., 2005. Dating of multistage fluid flow in sandstones. *Science* 309, 2048-2050.
- Mark, D., Parnell, J., Kelley, S.P., Sherlock, S.C., 2006. Temperature-composition-time (*T-X-t*) data from authigenic K-feldspar: an integrated methodology for dating fluid flow events. *Journal of Geochemical Exploration* 89, 259-262.
- Mark, D., Parnell, J., Kelley, S.P., Sherlock, S.C., 2007. Resolution of regional fluid flow related with successive orogenic events on the Laurentian margin. *Geology* 35 (6), 547-550.
- Matos, R.M.D., 1987. Sistemas de rifts cretáceos do nordeste brasileiro. In: 1th Seminário de Tectônica da Petrobras (TECTOS I), Rio de Janeiro 1987, Atas, Petrobras-Depex, pp.126-159.
- Mayer, E., 1974. Estratificação preliminar na plataforma continental da Bacia Potiguar. Petrobras, Rio de Janeiro, 21pp.
- Milliken, K.L., 1989. Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas. *Journal Sedimentary Petrology* 59, 361-374.
- Morad, S., Marfil, R., la Pena, J.A., 1989. Diagenetic K-feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein sandstones of the Iberian Range, Spain. *Sedimentology* 36, 635-650.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Feraud, G., 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema province, NE Brazil). *Precambrian Research* 99, 1-32.
- Ruppert, L.F., 1987. Applications of cathodoluminescence of quartz and feldspar to sedimentary petrology. *Scanning Microscopy* 1, 63-72.
- Saigal, G.C., Morad, S., Bkørlykke, K., Egeberg, P.K., Aagaard, P., 1988. Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway. I. Textures and Origin. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 1003-1013.
- Sampaio, A.V., Schaller, H., 1968. Introdução à estratigrafia cretácea da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras* 11, 19-44.
- Sandler, A., Harvalan, Y., Steinnitz, G., 2004. Early formation of K-feldspar in shallow-marine sediments at near-surface temperatures (southern Israel): evidence from K-Ar dating. *Sedimentology* 51, 323-338.

- Santos, E.J., Brito-Neves, B.B., 1984. Província Borborema: In: Almeida, F.F.M.de, Hasuy, Y. (Eds.), O Pré-Cambriano no Brasil. Edgard Blücher, São Paulo, pp. 123-186.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E., 1984. Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área de ocorrência incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, Ministério de Minas e Energia/Departamento Nacional de Produção Mineral, 501pp.
- Sherlock, S.C., Lucks, T., Kelley, S.P., Barnicoat, A., 2005. A high resolution record of multiple diagenetic events: ultraviolet laser microprobe Ar/Ar analysis of zoned K-feldspar overgrowths. *Earth and Planetary Science Letters* 238, 329-341.
- Sial, A.N., 1986. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 54-72.
- Sibley, D.F., 1978. K-feldspar cement in the Jacobsville sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology* 48, 983-986.
- Smith, J.V., Strenstrom, R.C., 1965. Electron-excited luminescence as a petrologic tool. *Journal of Geology* 73, 627-653.
- Souto, D.L.A.N., Preda, W.N., Farias, P.R.C., 1990. Sistemas deposicionais e geometria dos reservatórios da Formação Açú no Alto de Mossoró, Bacia Potiguar. In: 36th Congresso Brasileiro de Geologia, Natal 1990, 36(1), pp. 241-255.
- Souza, S.M., 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: 32th Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador 1982, 31(5), pp. 2392-2406.
- Stablein III, N.K., Dapples, E.C., 1977. Feldspars of the Tunnel City Group (Cambrian), western Wisconsin. *Journal Sedimentary Petrology* 47,1512-1538.
- Vasconcelos, E.P., Lima Neto, F.F., Ross, S., 1990. Unidades de correlação da Formação Açú, Bacia Potiguar. In: 36th Congresso Brasileiro de Geologia, Natal 1990, 36(1), pp. 227-240.
- Vasconcelos, P.M., Onoe, A.T., Kawashita, K., Soares, A.J., Teixeira, W., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 74 (2), 297-342.
- Walgenwitz, P., Pagel, M., Meyer, A., Maluski, H., Moine, P., 1990. Thermochronological approach to reservoir diagenesis in the offshore Angola Basin: a fluid inclusion, Ar-Ar and K-Ar investigation. *The AAPG Bulletin* 74 (5), 547-563.
- Warnock, A.C., van de Kamp, P.C., 1999. Hump-shaped $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ age spectra in K-feldspar and evidence for Cretaceous authigenesis in the Fountain Formation near Eldorado Springs, Colorado. *Earth and Planetary Science Letters* 174, 99-111.

Wartho, J.-A., Kelley, S.P., Brooker, R.A., Carroll, M.R., Villa, I.M., Lee, M.R., 1999. Direct measurement of Ar diffusion profiles in a gem-quality Madagascar K-feldspar using the ultra-violet laser ablation microprobe (UVLAMP). *Earth and Planetary Science Letters* 170, 141-153.

Waugh, B., 1978. Authigenic feldspar in British Permo-Triassic sandstones. *Journal of the Geological Society* 135, 51-56.

Zeitler, P.K., Fitzgerald, J.D., 1986. Saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra from young, microstructurally complex potassium feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1185-1199.

Figure Captions

Fig. 1- Location map of the Potiguar Basin highlighting the Açú Formation outcrops (modif. after Maraschin et al., 2004).

Fig. 2- Stratigraphic column of the Potiguar Basin (modif. after Araripe & Feijó, 1994).

Fig. 3- Paragenetic sequence of constituents and processes during the diagenetic evolution of the Açú sandstones, showing K-feldspar overgrowth as first diagenetic phase (modif. after Maraschin et al., 2004).

Fig. 4- Cross-polarized light micrographs. (A) Authigenic K-feldspar overgrowth (Kfo) showing euhedral faces (adularia habit); (B) Authigenic K-feldspar overgrowth; (C) and (D) Mechanically infiltrated clay coatings (Ic) on overgrowth (Kfo). Note the optical discontinuity between grains and overgrowths and the cleanness of the boundary in all photos.

Fig. 5 – ^{40}Ar - ^{39}Ar Step-heating spectrum for the grain 1153-01.

Fig. 6 - ^{40}Ar - ^{39}Ar Step-heating spectrum for the grain 1153-02.

Fig. 7 – Histogram and Ideogram with all ages of the 146 fragments.

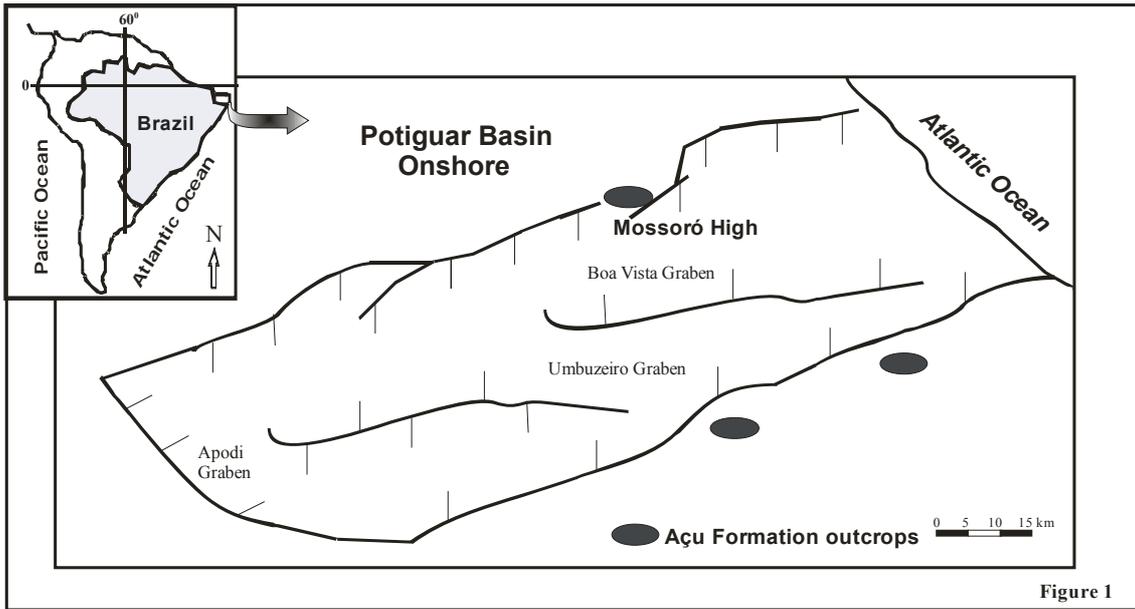


Figure 1

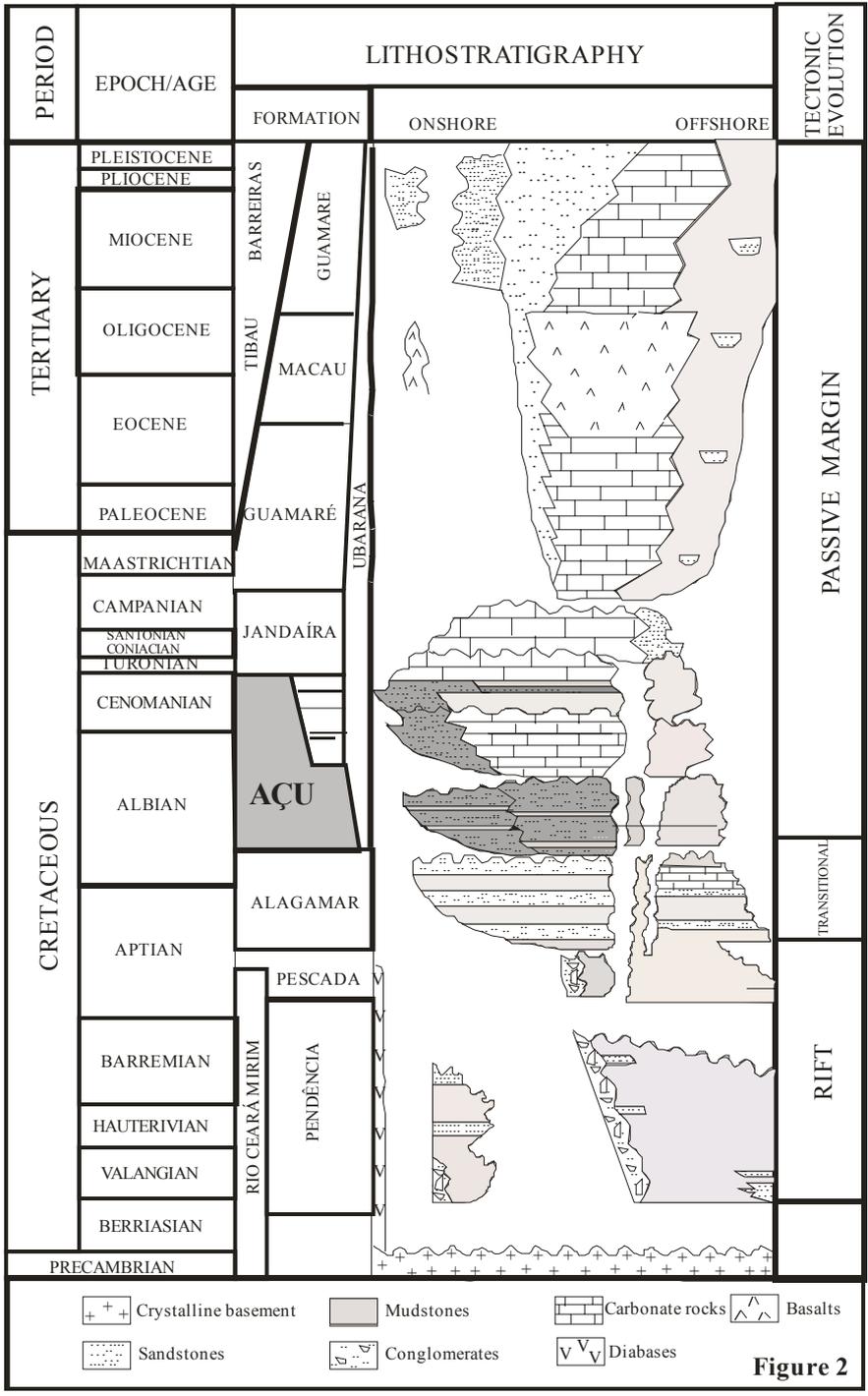
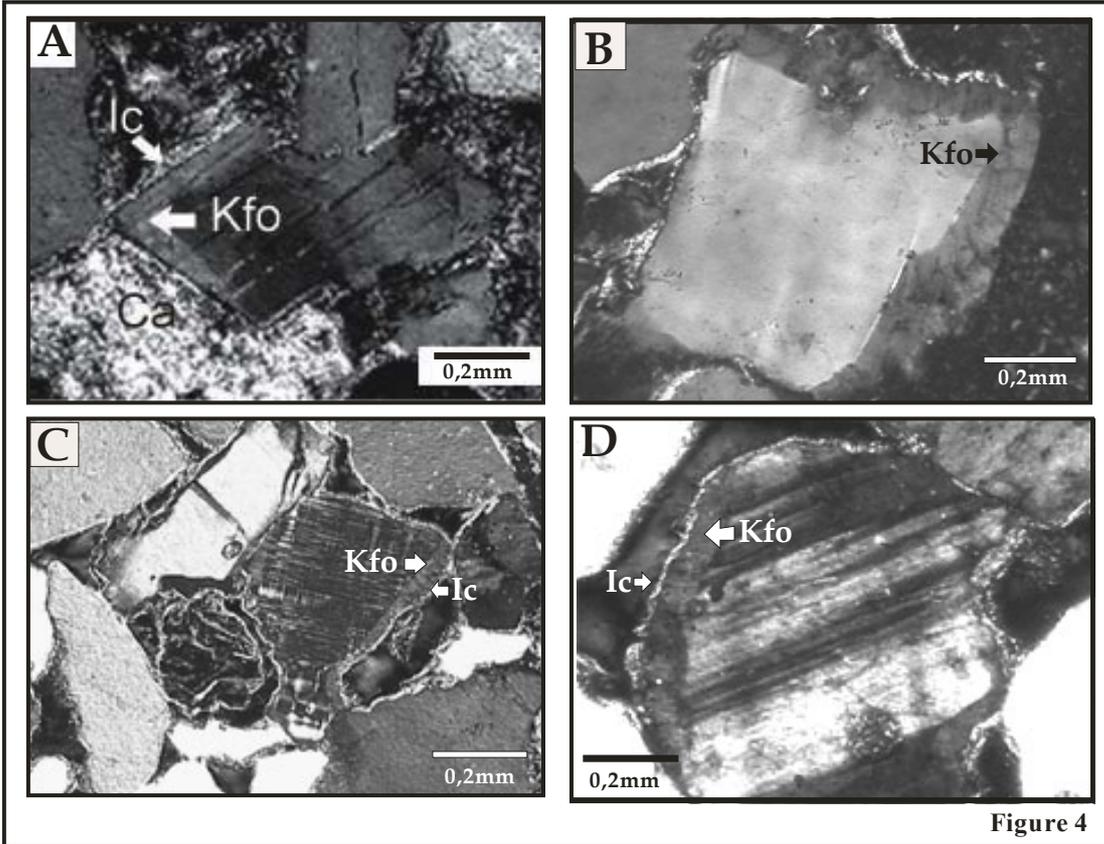


Figure 2



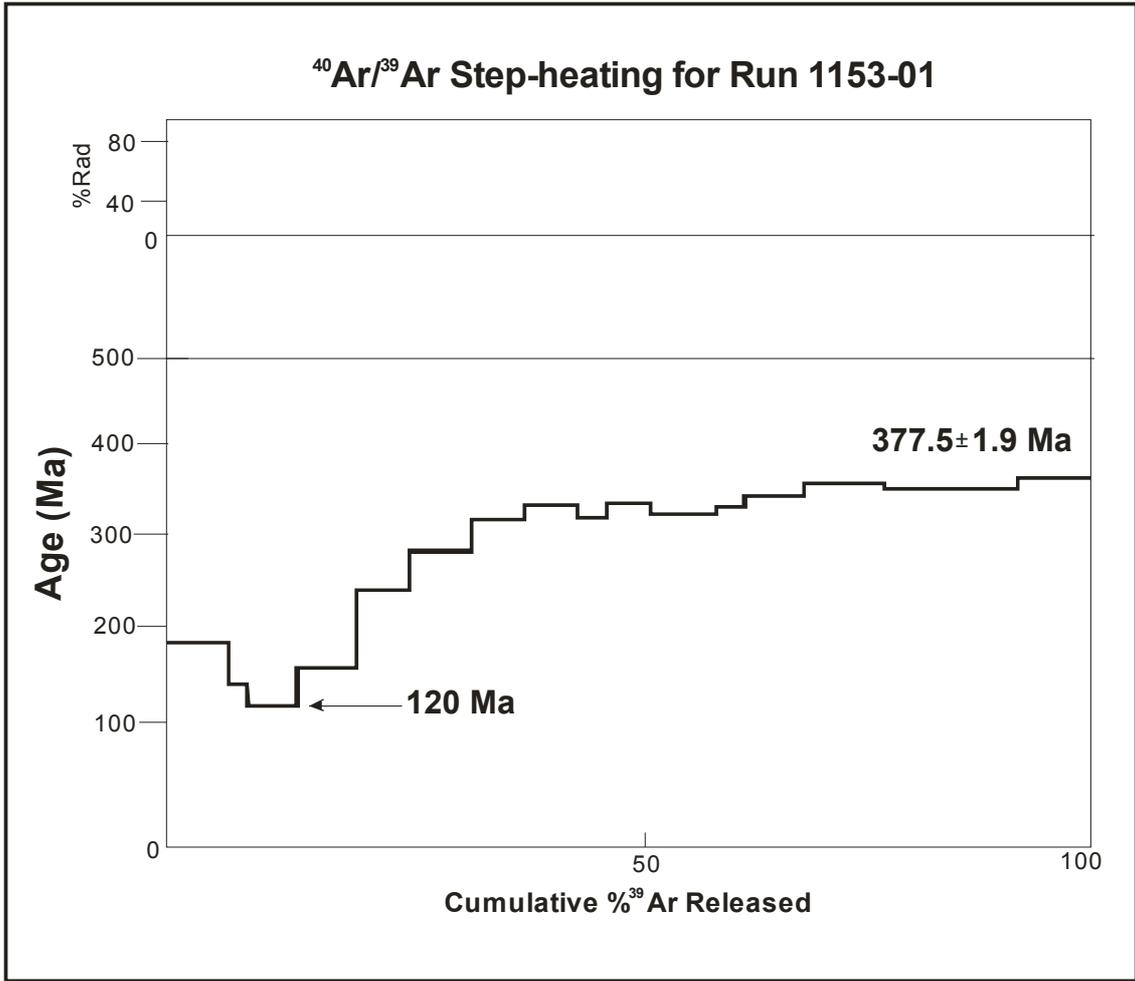


Figure 5

Diagenetic Processes	Eodiagenesis	Mesodiagenesis	Telodiagenesis
K-feldspar overgrowth	—		
Infiltrated clays	—		
Fe-oxide	—		—
K-feldspar dissolution	—	—	—
Authigenic smectite	—		
Quartz overgrowth	—		
Kaolinite	—		
Calcite	—	—	
Dolomite		—	
Siderite		—	
I/S		—	
Pyrite		—	
Calcite dissolution			—

Figure 3

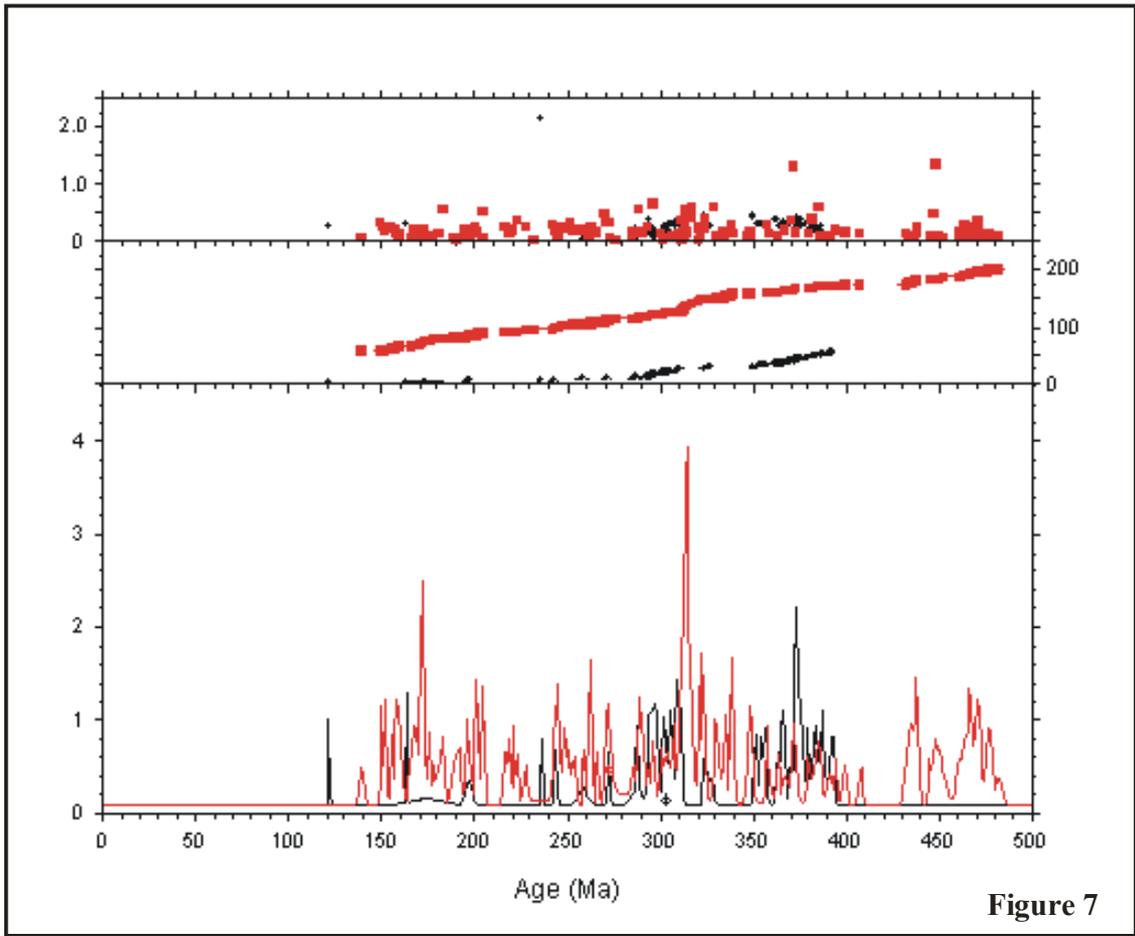


Figure 7

Capítulo 5- Anexos

ANEXO A - Cartas de submissão dos artigos aos periódicos

ANEXO B - Artigos em co-autoria

Artigo 1 - Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic, Southern Brazil): evidence from petrography, geochemistry and neodymium isotopes

Publicado no periódico "*Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*", 2007, v. 14(1), 25-42.

PROVENANCE OF THE SEDIMENTARY ROCKS OF THE BOM JARDIM GROUP (NEOPROTEROZOIC, SOUTHERN BRAZIL): EVIDENCE FROM PETROGRAPHY, GEOCHEMISTRY AND NEODYMIUM ISOTOPES

André Weissheimer de Borba^{1,a,2,#}

Anderson José Maraschin^{1,a}

Fabio de Lima Noronha^{1,a}

Júnia Casagrande^{1,b}

Ana Maria Pimentel Mizusaki^{1,a}

1 – *Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências (IG/UFRGS);*

a - granted by CNPq; b – granted by ANP;

2 – *Ministério Público do Estado do Rio Grande do Sul, Divisão de Assessoramento Técnico (DAT/MP-RS);*

corresponding author: awborba.voy@poa.terra.com.br

ABSTRACT

Provenance studies are helpful in reconstructing the tectonic, climatic and geographic setting of terrigenous sedimentary basins. The primary controls on the composition of detrital sedimentary rocks are the composition, climate and relief conditions of the source areas, the transport mechanisms, and diagenesis. In order to constrain the provenance of the Neoproterozoic (ca. 600 – 580 Ma) sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Arroio dos Nobres Formation) in the Lavras do Sul (west), Bom Jardim (central) and Cerro da Árvore (east) areas, petrography, major and trace element geochemistry, and Nd isotopic data were analyzed together. The results indicate a clear lateral variation of provenance parameters. In the region of Lavras do Sul, near syn-sedimentary volcanic rocks of shoshonitic affinity (the Hilário Formation), the sandstones are epiclastic, plotting in the undissected and transitional arc fields of the QFL diagram, display relatively higher values of Na, Ba, Sr and Zr, and yield a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.512263 and present-day ϵ_{Nd} of -7.32 . In the Bom Jardim area,

east of Caçapava do Sul, the sedimentary rocks are also dominated by volcanic fragments, but display significant values of metamorphic detritus. The relatively higher values of Cr, Co and Ni suggest some contribution of ophiolitic or lamprophyric source areas, while the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio is 0.511906 and the $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ is around -14.28 . In the easternmost outcropping area, the Cerro da Árvore (or Piquiri) region, the sedimentary rocks are rich in metasedimentary clasts, with significant amounts of polycrystalline quartz fragments, plotting in the orogenic recycling field. Comparatively, the value of the $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio is higher, the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio is 0.511887 and the $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ is of -14.65 , suggesting older and more acidic source rocks, probably constituents of the Porongos metamorphic complex.

Keywords: Neoproterozoic, Bom Jardim Group, sedimentary rocks, provenance, Nd isotopes.

Resumen

Estudios de proveniencia son importantes en la reconstrucción del cenario tectónico, climático y geográfico de cuencas sedimentarias siliciclásticas. Los controles primarios para la composición de rocas sedimentarias detríticas son las características de las rocas fuentes, condiciones climáticas y topográficas, procesos de transporte y diagénesis. Para investigar la proveniencia de las rocas sedimentarias de la Formación Arroio dos Nobres del Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico, 600 – 580 Ma) en tres regiones del Escudo Sul-rio-grandense, fueron obtenidos y interpretados de manera integrada datos de petrografía, geoquímica y isótopos de Nd. Los resultados muestran una clara variación lateral de proveniencia durante la evolución de la cuenca depositacional del Grupo Bom Jardim. En la región de Lavras do Sul (oeste), cerca de rocas volcánicas intermediarias de afinidad shoshonítica (Formación Hilário), las arenizas son epiclásticas, cayendo en los campos del arco magmatico no disecado y transicional del diagrama QFL. Siltitas son relativamente ricas en Na, Ba, Sr y Zr, y su razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,512263 se asocia a un ϵ_{Nd} de $-7,32$. En la area de Bom Jardim, al este de Caçapava do Sul, las rocas sedimentarias también son dominadas por detritos volcánicos, pero muestran cantidades significativas de fragmentos metamórficos. Valores relativamente altos de Cr, Co y Ni permiten la sugerencia de alguna contribución de rocas fuentes ofiolíticas o lamprofíricas, mientras la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511906 se asocia a un ϵ_{Nd} de $-14,28$.

En sus exposiciones más orientales, en la area del Cerro da Árvore (o Piquiri), las arenizas son ricas en fragmentos metamórficos y cuarzo policristalino, con proveniencia típica orogénica. Comparativamente, los valores de K_2O/Na_2O son más altos, la razón $^{143}Nd/^{144}Nd$ es 0,511887 y el $\epsilon_{Nd(0)}$ es de -14.65 , indicando fuentes más antiguas y ácidas, probablemente del complejo metamórfico Porongos.

Resumo

Estudos de proveniência são decisivos na reconstrução tectônica, climática e geográfica de bacias sedimentares terrígenas. Os controles primários da composição de rochas sedimentares detríticas são as características das rochas-fonte, o clima e o relevo da área-fonte, os processos de transporte e a diagênese. Para investigar a proveniência das rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico, 600 a 580 Ma) em três setores de afloramento do Escudo Sul-riograndense, foram obtidos e interpretados dados de petrografia, geoquímica e isótopos de Nd. Os resultados demonstram uma clara variação lateral de proveniência na bacia deposicional do Grupo Bom Jardim. Na região de Lavras do Sul (oeste), próximo a afloramentos de vulcânicas sin-sedimentares da Formação Hilário, de afinidade shoshonítica, os arenitos são epiclásticos, e plotam nos campos de arco magmático não dissecado e transicional do diagrama QFL. As rochas de granulometria fina são relativamente ricas em Na, Ba, Sr e Zr, e sua razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,512263 se associa a um ϵ_{Nd} de $-7,32$. Na área de Bom Jardim, no leste de Caçapava do Sul, as rochas sedimentares também são dominadas por detritos vulcânicos, mas com quantidades significativas de fragmentos metamórficos. Valores relativamente altos de Cr, Co e Ni permitem sugerir alguma contribuição de rochas-fonte ofiolíticas ou lamprofíricas, enquanto a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,511906 se refere a um ϵ_{Nd} de $-14,28$. Mais a leste, na área do Cerro da Árvore (ou Piquiri), os arenitos são ricos em fragmentos metamórficos e quartzo policristalino, com proveniência típica de reciclagem orogênica. Comparativamente, os valores de K_2O/Na_2O são mais altos, a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ fica em 0,511887 e o $\epsilon_{Nd(0)}$ é de -14.65 , indicando fontes mais antigas e ácidas, provavelmente do complexo metamórfico Porongos.

INTRODUCTION

The latest stages of the Neoproterozoic were characterized, in the Sul-riograndense Shield, by intense post-collisional magmatic events, which are recorded by thick volcanic successions and widespread intrusive bodies. The geochemical affinity of these rocks evolved from high-K calc-alkaline to shoshonitic and alkaline (Wildner et al., 2002). A dominantly intermediate, shoshonitic volcanism, recorded by the Hilário Formation (Ribeiro and Fantinel, 1978), covered a significant portion of the Sul-riograndense Shield between 600 and 580 Ma (Gastal et al., 2003). This unit is composed of lava flows, pyroclastic deposits and related dykes, cropping out especially in the Lavras do Sul region.

Laterally associated with the volcanogenic rocks, dark-brown (“chocolate-colored”) sedimentary deposits occur, and these are assembled in the Arroio dos Nobres Formation (Ribeiro et al., 1966). The Arroio dos Nobres and Hilário formations, together, make up the Bom Jardim Group (BJG), which displays features indicating deep burial and strong deformation, such as significant induration, normal and strike-slip faults, thrusts and open folds. The sedimentary rocks ascribed to the Arroio dos Nobres Formation are sandstones, conglomerates, siltstones and subordinated shales, which crop out in several isolated sectors (Lavras do Sul, Bom Jardim, Minas do Camaquã, Cerro da Árvore, Boici). Previous studies in the sedimentary rocks of the BJG focused on facies analysis (CPRM, 1995), stratigraphy (Caravaca et al., 2003), diagenesis (Flores et al., 1992) and conglomerate clast provenance (Caravaca, 1998).

The aim of this paper is to present and interpret results of the integrated application of petrography, geochemistry and Nd isotopes to the question of provenance of the sedimentary rocks of the BJG. Modal counting of detrital components by the Gazzi-Dickinson method (Zuffa, 1985), plotting of results in provenance discrimination diagrams (Dickinson et al., 1983), major, minor and trace-element geochemistry and Nd isotopic analysis (McLennan et al., 1990) were the selected tools. The integrated interpretation of these data made it possible to suggest a tectonic and geographic setting of different source areas which reflected in the spatial variation of the provenance parameters of the sedimentary rocks of the BJG.

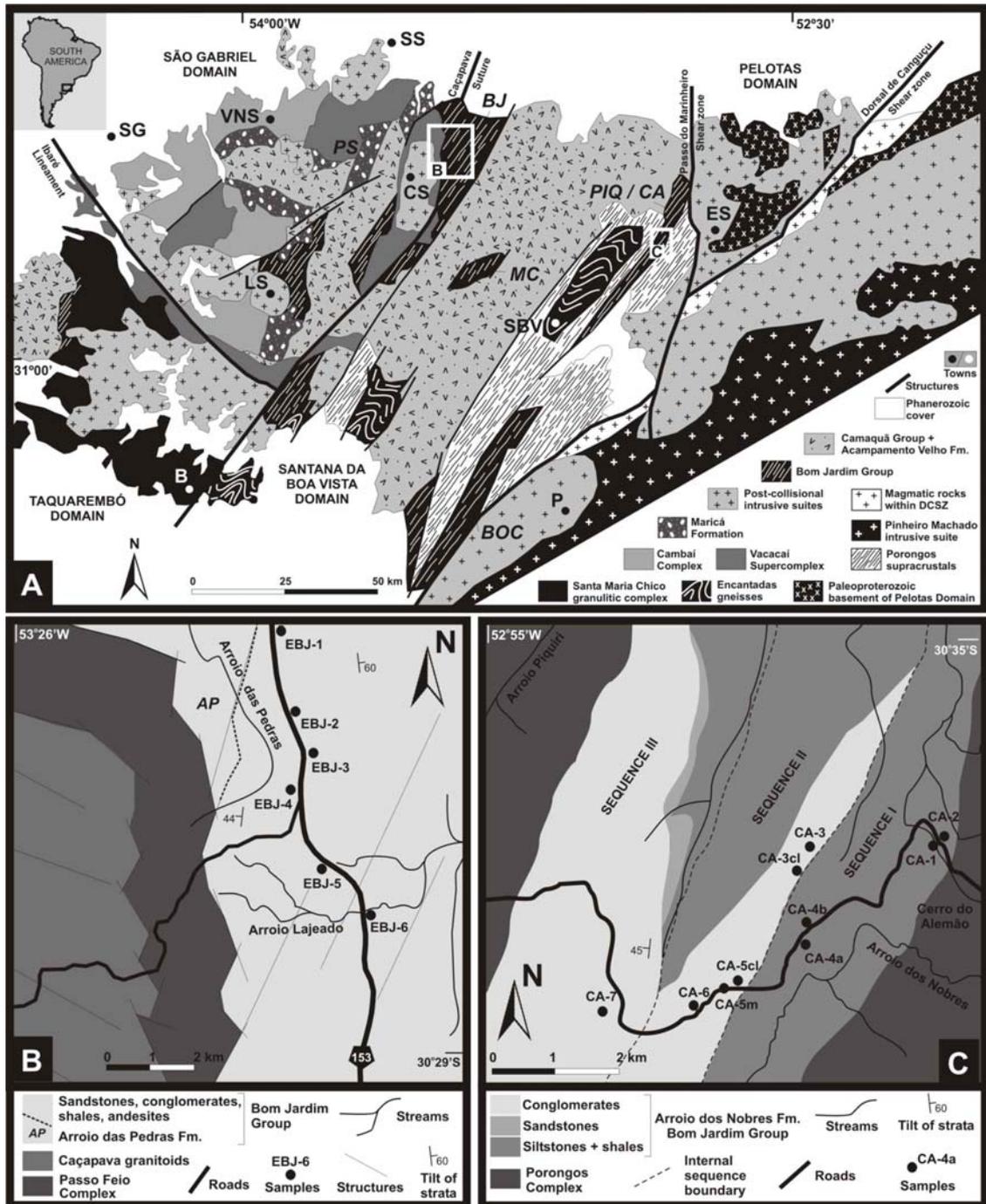
THE PRECAMBRIAN SUL-RIO-GRANDENSE SHIELD – CRUSTAL DOMAINS AND EVOLUTION

The Sul-rio-grandense Shield of southern Brazil (Fig. 1a) records events of juvenile accretion and crustal reworking which occurred in the Paleoproterozoic (Transamazonian, 2.5 to 2.0 Ga, e.g. Tickyj et al., 2004) and Neoproterozoic (Brasiliano/Pan-African, 900 to 540 Ma, Chemale Jr., 2000). Four distinct petrotectonic-structural-isotopic domains are recognized in the Sul-rio-grandense Shield:

- (a) Taquarembó Domain, characterized by 2.55 to 2.35 Ga old TTG granitoids metamorphosed to the granulite facies at 2.02 Ga (Hartmann et al., 1999), with T_{DM} ages between 2.3 and 2.6 Ga and $\epsilon_{Nd(t)}$ around +3;
- (b) São Gabriel Domain, made up of orthogneisses, metavolcanic and metasedimentary rocks (Cambaí and Vacacaí units) of intra-oceanic juvenile arc origin during the Neoproterozoic (from 879 ± 14 Ma to 703 ± 13 Ma, Leite et al., 1998), yielding T_{DM} ages between 930 and 800 Ma and $\epsilon_{Nd(t)}$ from +0.7 to +4.4 (Babinski et al., 1996; Saalman et al., 2005);
- (c) Santana da Boa Vista Domain, comprising the Paleoproterozoic basement Encantadas gneisses (Jost and Bitencourt, 1980) with T_{DM} from 2.0 to 3.2 Ga (Soliani Jr. et al., 2000), and a Neoproterozoic supracrustal volcanosedimentary cover dated at 783 ± 6 Ma (Porcher et al., 1999) with Paleoproterozoic provenance (Vasconcellos et al., 2003; Saalman et al., 2006);
- (d) Pelotas Domain, composed of collisional and post-collisional intrusive suites (Bitencourt and Nardi, 1993; Frantz et al., 2003) emplaced from 658 to 600 Ma, Paleoproterozoic xenoliths and roof-pendants (Philipp and Machado, 2002); a recent proposal (Bossi and Gaucher, 2004) suggests an allochthonous origin for the Pelotas Domain (Cuchilla Dionisio terrain in Uruguay), and a 530 Ma lateral collision along the Dorsal de Cancuçu (or Sierra Ballena) transcurrent shear zone.

The cited domains compose the pre-600 Ma basement recorded in the Sul-rio-grandense Shield. In the latest stages of the Brasiliano/Pan-african cycle, several sedimentary and volcanosedimentary units of diverse ages were deposited in different basins which occupied a preferentially subsiding locus –

the “Camaquã Basin” (Paim et al., 2000). Presently, the stratigraphic record of these basins crops out in geographically disrupted, isolated, fault-bounded outcrop sectors. The Maricá Formation (Leinz et al., 1941), cropping out exclusively within the juvenile São Gabriel Domain, comprises fluvial (base and top) and marine (middle section) deposits, with dominant Paleoproterozoic granite-gneiss provenance, as revealed by T_{DM} ages between 1.76 and 2.37 Ga (Borba et al., 2004, 2006). The Bom Jardim Group, object of the present paper, is made up of andesites, pyroclastic deposits and continental sedimentary rocks, dated between 580 and 600 Ma. This unit crops out in four different sectors, the Lavras do Sul, Bom Jardim, Minas do Camaquã and Cerro da Árvore (or Piquiri) regions. The Acampamento Velho Formation consists in a bimodal volcanic succession (Almeida et al., 2002), with strongly weathered basalts in the base, rhyolitic lava flows and pyroclastic rocks at the top. U-Pb SHRIMP analyses yielded a magmatic age of 549 ± 5 Ma (Sommer et al., 2003). The Santa Bárbara Formation (Robertson, 1966), deposited in the Early Paleozoic, is composed by alluvial fan, fluvial and lacustrine deposits subdivided in three depositional sequences (Borba and Mizusaki, 2003). Finally, the Ordovician Guaritas Formation (Goñi et al., 1962) comprises alluvial facies at the base, interlayered with alkaline basalts of the Rodeio Velho Member, dated at 470 ± 19 Ma (Hartmann et al., 1998). Upsection, two eolian sequences and unconformable fluvial deposits with paleocurrents to SW (Scherer et al., 2003).



afioramento do Grupo Bom Jardim. Cidades: SG – São Gabriel; VNS – Vila Nova do Sul; SS – São Sepé; CS – Caçapava do Sul; B – Bagé; LS – Lavras do Sul; SBV – Santana da Boa Vista; P – Piratini; ES – Encruzilhada do Sul. Other localities cited in text: PS – Passo do Salsinho; MC – Minas do Camaquã; BJ – Bom Jardim; BOC – Boici; PIQ/CA – Piquiri ou Cerro da árvore. Modificado de mapas parciais apresentados por Chemale Jr. (2000). b) Mapa geológico esquemático da região de Bom Jardim, ilustrando locais de coleta de amostras. c) Mapa geológico esquemático da região de Cerro da Árvore/Piquiri, com as amostras coletadas para este trabalho.

CHARACTERIZATION AND STRATIGRAPHY OF THE BOM JARDIM GROUP

The nomenclature Bom Jardim Group (BJG) was firstly used by Ribeiro et al. (1966) to describe a succession of andesites and continental sedimentary rocks. The volcanic component dominates the region of Lavras do Sul, constituting the Hilário Formation (Ribeiro and Fantinel, 1978). This unit comprises, at its base, an association of potassic trachybasalts and shoshonites. The volcanic package is dominated by andesites with oriented phenocrysts of labradorite and andesine, immersed in a matrix composed by plagioclase, augite, olivine, Ti-magnetite and apatite (Nardi, 1984; Lima and Nardi, 1998; Wildner et al., 2002). Lithic and lapilli tuffs, andesitic vitroclasts and subaerial pyroclastic deposits (mass- and suspension-flow) are the main volcanoclastic facies. Sub-volcanic intrusions are of monzonite, quartz monzonite, spessartitic lamprophyres and rhyolites.

The Hilário Formation has a shoshonitic affinity (Lima and Nardi, 1998), and it is comagmatic with the Lavras do Sul intrusive complex (Gastal and Lafon, 1998), dated at 601 ± 5 Ma (monzonites), 599 ± 7 Ma (monzodiorites) and 598 ± 3 Ma (syenogranite) by the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ method (Gastal and Lafon, 2001; Gastal et al., 2003). Zircons obtained from samples of the Hilário Formation yielded a U-Pb age of 580 ± 11 Ma (Remus et al., 1999). The Sm-Nd isotopic composition of the Lavras do Sul granitoids (and associated volcanics) shows a weakly negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ parameter (-0.28 to -4.3) and T_{DM} model ages between 1.3 and 1.6 Ga (Gastal et al., 2003), attesting a very important contribution of mantle sources in the magma generation. In Lavras do Sul, sedimentary rocks are very subordinate, being restricted to epiclastic terms. Fining-upward cycles of organized conglomerates, composed by angulose,

poorly-sorted volcanic fragments, were recognized in the Passo do Salsinho region (CPRM, 1995). Tabular beds of fine-grained, poorly sorted, arkosean sandstones also occur, interlayered with thinly laminated siltstones and shales.

In the Bom Jardim region, located east of Caçapava do Sul (Fig. 1a, b), as well as in the Minas do Camaquã area, stratigraphic relationships are very disturbed by successive deformational events. Correlation between strata is virtually impossible, since tilting to steep angles (Fig. 2a), open folding (Fig. 2b) and transpressive faulting (Fig. 2c) have affected the entire succession. Two rock units of the BJG were described by UFRGS (1998) in the Bom Jardim region. The Arroio das Pedras Formation (DOCEGEO, 1977) is made up by greenish grey, massive or thinly laminated tuffs, crystal and lapilli tuffs with andesite fragments, amphibole and plagioclase crystalloclasts, deposited under subaerial conditions, as well as andesitic and lamprophyric dykes. The second unit, ascribed to the Arroio dos Nobres Formation, comprises horizontally- or cross-stratified sandstones (Fig. 2a), organized conglomerates (Fig. 3a, b) with subrounded to angulose clasts (andesites, schists, granitoids and rhyolites). These facies are closely associated with volcanic breccias containing sandstone clasts (Fig. 3c), and tabular rhythmites with widespread shallow-water features such as mudcracks, rill marks, wave- and climbing-ripples, as well as raindrop imprints (Fig. 3d). The few paleocurrents measured in the cited regional mapping campaign indicate significant flow dispersion, with dominance to east. Interlayering with andesite lava flows and dykes is very common (UFRGS, 1998).

The Cerro da Árvore or Piquiri region (Fig. 1a, c), located northeast of Santana da Boa Vista, contains the better preserved outcrop sector of the BJG. This isolated outcrop area has a controversial stratigraphic position, being sometimes ascribed to the Maricá Formation (Paim et al., 2000). In the present paper, it is considered as part of the Bom Jardim Group. In this sector, volcanic facies are virtually absent, and the stratigraphic relationships are very well preserved. The ca. 4 km thick sedimentary pile was studied in detail by Caravaca (1998) and Caravaca et al. (2003), authors who proposed a subdivision in three depositional sequences made up of conglomerates, sandstones and rhythmites. Paleocurrents indicate sedimentary transport to northeast, and a progressive change in the clast composition: in sequence I,

schists and quartzites dominate; in sequence II, a significant amount of siltstones and sandstones is recorded, pointing to basin reworking; in sequence III, clasts of mylonitic granitoids occur, ascribed to the Encantadas gneiss, the Paleoproterozoic basement of the Santana da Boa Vista Domain. Studies focusing petrography, boron contents and diagenetic illite crystallinity (Flores, 1992; Flores et al., 1992) indicate continental diagenesis, deep burial (anquimetamorphic illite) and a composition clearly dominated by quartz, typical of orogenic recycling, for the BJB in the Cerro da Árvore outcrop sector.

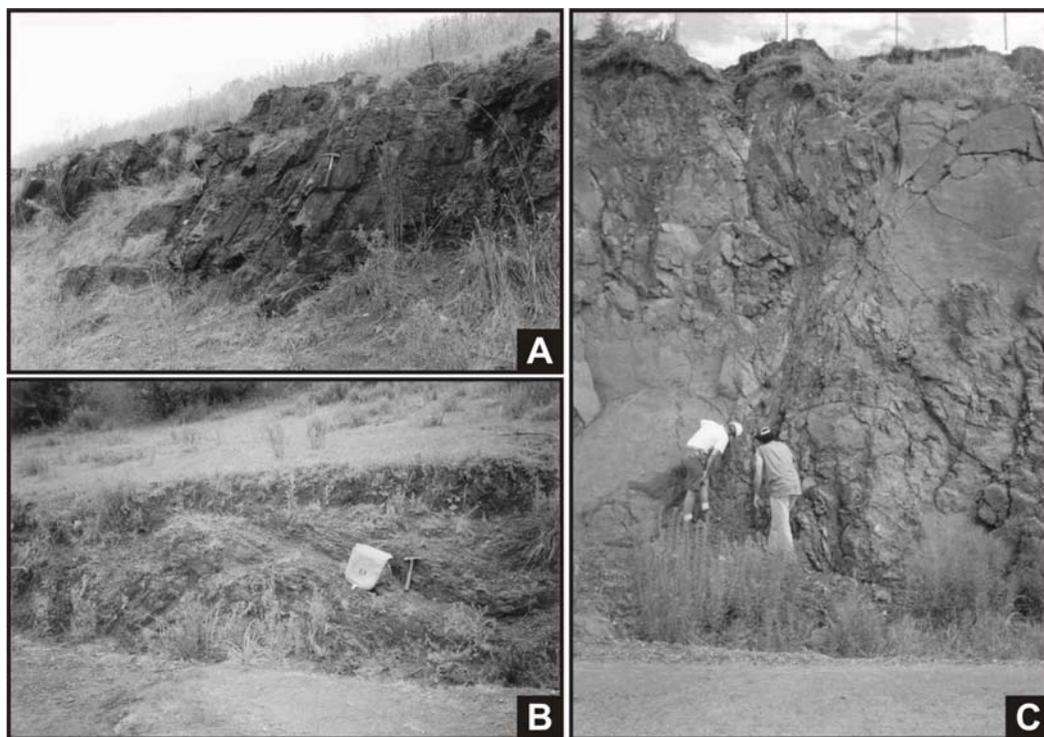


Figure 2 – Field aspects of the Bom Jardim Group: a) tilted sedimentary beds of the BJB in the Bom Jardim area, BR 153 road; b) folded strata of the BJB and c) positive-flower (transcurrence) structure in the Minas do Camaquã area (MC in Fig. 1a).

Figura 2 – Aspectos de campo do Grupo Bom Jardim: a) camadas sedimentares basculadas do Grupo Bom Jardim na área de Bom Jardim, rodovia BR-153; (B) estratos dobrados do Grupo Bom Jardim e c) estrutura em flor positiva na área das Minas do Camaquã (MC na Fig. 1a).

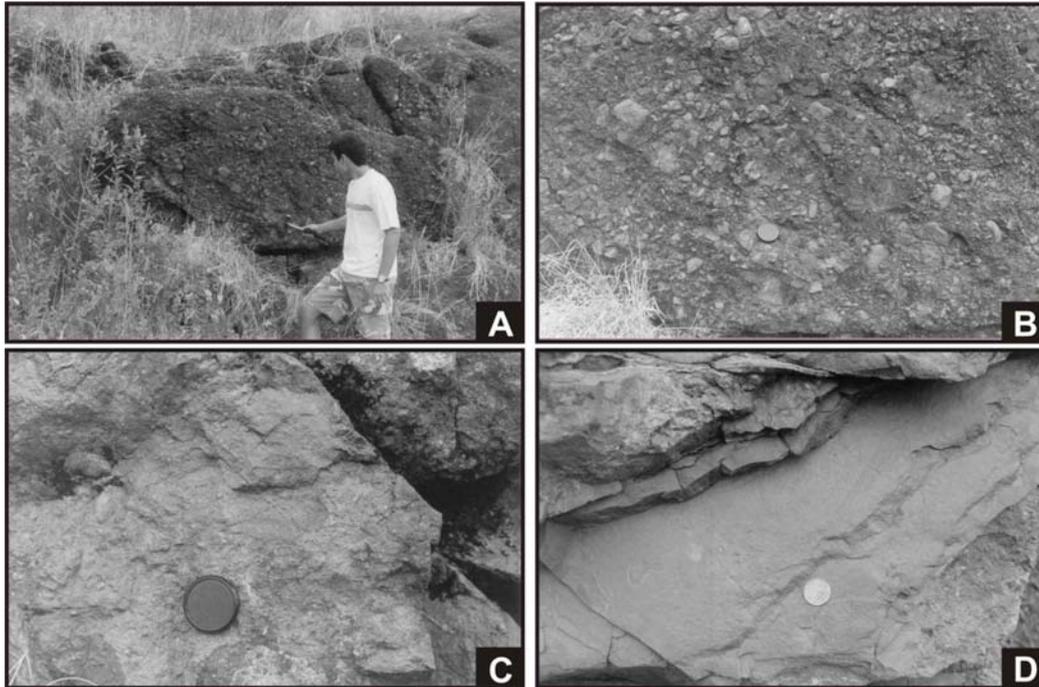


Figure 3 – Field aspects of the Bom Jardim Group in the Bom Jardim area: a), b) lens-shaped conglomerate with angulose to subrounded clasts; c) volcanic breccia with sedimentary cobbles; d) siltstone bed with raindrop imprints.

Figura 3 – Aspectos de campo do Grupo Bom Jardim na região de Bom Jardim: a), b) camadas lenticulares de conglomerados com clastos angulosos a subarredondados; c) brecha vulcânica com blocos de arenitos; d) nível de siltito com marcas de pingos de chuva.

METHODOLOGY, SAMPLING AND ANALYTICAL PROCEDURES

Provenance studies play important role in reconstructing the tectonic, climatic and geographic setting of a region during the evolution of a siliciclastic sedimentary basin. The main controlling factor on the composition of a sedimentary rock is the source rock composition, strongly associated with the plate tectonic setting (Dickinson and Suczek, 1979; Dickinson, 1985). Source area climate and relief, transport mechanisms and diagenetic modifications also influence the final composition of sedimentary rocks (Basu, 1985; Ricci-Lucchi, 1985; McBride, 1985). Thus, many different analytical tools can be integrated in provenance studies: sandstone petrography, major and trace element geochemistry, and Nd isotope geology, among others.

The basic method for studying provenance in thin-sections of sandstones is the statistical point-counting through the Gazzi-Dickinson (G-D) method, which allows the comparison of results obtained in rocks of different grain-size and sorting (Zuffa, 1985). The contents of quartz, feldspars and lithic fine-grained fragments are plotted in diagrams for provenance discrimination (QFL and derivate, Dickinson et al., 1983).

Geochemical analyses of major-, trace-, and rare earth elements (REE), especially co-variancy trends, are widely used as provenance tracers in fine-grained or strongly weathered sedimentary rocks. van de Kamp and Leake (1995), for example, integrated petrographic and geochemical analyses, and suggested that ultramafic, ophiolitic provenance can be identified by high contents of Co, Cr and Ni, correlated to MgO, even if the fragments are weathered. The immobile character of some elements such as Th, Zr, Sc, Ti and REE during the sedimentary cycle also favors their usage as provenance indicators (Taylor and McLennan, 1985; McLennan et al., 1990).

The parameters of the Sm-Nd isotopic system are also applicable to provenance research (DePaolo, 1988; Nelson and DePaolo, 1988; McLennan et al., 1990). Positive or near-zero ϵ_{Nd} values, and T_{DM} values near the crystallization age of an igneous suite, correspond to juvenile, mantle-derived components. On the other hand, negative ϵ_{Nd} results and significant difference between T_{DM} and crystallization age point to contamination by crustal material. Even considering possible a slight modification of these parameters during the sedimentary cycle (Awwiller and Mack, 1991; Zhao et al., 1992), it is understood that the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, ϵ_{Nd} and T_{DM} are well preserved in sediments and sedimentary rocks. Examples of this application were demonstrated in Paleozoic basins (Gleason et al., 1994, 1995; Andersson et al., 2003) and Neoproterozoic sedimentary (Ball and Farmer, 1998; Farmer et al., 2001) and metasedimentary (Pimentel et al., 2001; Saalman et al., 2006) successions.

Sampling was performed in three outcrop sectors of the Bom Jardim Group: the Lavras do Sul, Bom Jardim (Fig. 1b) and Cerro da Árvore (Fig. 1c) regions. The samples collected in the Cerro da Árvore region are ordered from CA-1 in the east (sequence I) to CA-7 in the west (sequence III). CA-5m is a sample that represents the coarse sand-grained matrix of a poorly-sorted, clast-supported conglomerate, and CA-5cl corresponds to a sandstone clast within the same conglomerate. The samples from the Bom Jardim region (east of Caçapava do Sul) were collected in representative roadcuts in the BR-153 road (Fig. 1b), and their stratigraphic relationship is virtually unrecognizable due to deformational events. The samples from the Lavras do Sul region (labelled WBJ and EN) were collected in the Caçapava-Lavras road during previous works,

and correspond to epiclastic rocks interlayered with andesites of the Hilário Formation.

Fourteen sandstone samples were selected for petrographic procedures, and three representative shale samples (one sample for each outcrop sector) were selected for geochemical and Nd isotopic analyses. Petrographic countings (300 to 500 points) were performed according to the Gazzi-Dickinson technique, and the results of quartz (Q), feldspars (F), metamorphic (L_m), volcanic (L_v) and sedimentary (L_s) fine-grained lithic fragments were plotted in the QFL and $L_mL_vL_s$ diagrams for provenance discrimination. Geochemical analyses of powdered shale samples were performed at the commercial laboratories of Lakefield Geosol Ltda. (Belo Horizonte, Brazil). Oxides and Rb were analyzed by X-ray fluorescence (special fusion), and the other elements by ICP multi-acid digestion. The chemical index of alteration (CIA, Nesbitt and Young, 1982) and the chemical index of weathering (CIW, Harnois, 1988) were calculated with the obtained results for Al_2O_3 , CaO, Na_2O and K_2O . Natural Nd data were achieved in the Geochronology laboratory of the University of São Paulo (USP), Brazil. This procedure consists only of the acid digestion of the sample with HNO_3 and HF in the 1:3 proportion. The separation of rare earths and Nd is performed using RE-spec and LN-spec resins. The isotopic analyses were performed in a Finnigan MAT 262 mass spectrometer, with Faraday multi-collector system. Isotopic ratios were normalized to a $^{146}Nd/^{144}Nd$ ratio of 0.7219, and the La Jolla standard yielded a $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio of 0.511850 ± 0.00001 .

RESULTS AND DISCUSSION

The results of the G-D counting of detrital (and diagenetic) components in fourteen thin sections of coarse-grained sandstones and conglomerates of the Bom Jardim Group are listed in Table I. The QFL and $L_mL_vL_s$ diagrams for provenance discrimination (Dickinson et al., 1983), obtained by plotting the results, are represented in Figure 4. The results of whole-rock shale geochemistry and isotopic procedures, as well as calculated weathering indices, are listed in Table II.

The proposal of a basin scenario for the Bom Jardim Group (BJG) by considering the data presented here is based on the assumption that all studied outcrop sectors actually correspond to BJG deposits. The studied sectors (Lavras do Sul, Bom Jardim and Piquiri) of BJG, as well as others (Minas do Camaquã, Passo do Salsinho, Boici), are isolated remnants, distant *ca.* 50 km from each other, and BJG is afossiliferous, so correlation between outcrop sectors is not conclusive.

Geochronological studies, despite being very abundant in the volcanic rocks of the Lavras do Sul sector (the Hilário Formation), are absent in the eastern occurrences of BJG. It is also necessary to remember that, for some authors (*e.g.* Paim et al., 2000), the outcrop sector of Cerro da Árvore (Piquiri) could be ascribed to the Maricá Formation.

Previous works (Borba et al., 2004; 2006), however, showed that the Maricá Formation is characterized by an overall coastal setting, with fluvial and shallow marine deposits. The very good rounding of cobbles and pebbles within the conglomerates of the Maricá Formation, whatever it really means – long-lived transport, beach reworking or spheroidal chemical weathering – , is a character shared by every Maricá outcrop area, and it definitely contrasts with the features identified in the Cerro da Árvore (Piquiri) outcrop sector. The composition of clasts in the conglomerates of the Maricá Formation – dominant Paleoproterozoic gneiss and granitoids – neither fits with the composition of the samples from Cerro da Árvore obtained in this study. The present work, thus, considers the Maricá Formation older and unrelated to the Cerro da Árvore area, the latter being ascribed to the Bom Jardim Group.

Table I – Results of the G-D counting method applied to the sedimentary samples of the Bom Jardim Group.
Tabela I – Resultados da contagem G-D aplicada às rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim.

<i>BJG - outcrop sector / stratigraphy</i>	Cerro da Árvore (Piquiri Valley)						Bom Jardim (east of Caçapava do Sul)					Lavras do Sul		
Sample code:	CA-1	CA-4a	CA-3	CA-5m	CA-5cl	CA-7(cgl)	EBJ-1a	EBJ-2a	EBJ-2b	EBJ-3b	EBJ-3	WBJ-1	EN-178 (979)	EN-178 (980)
Monocrystalline quartz (Qm)	18.4	29.6	28.0	23.8	33.4	15.5	1.8	15.9	12.2	6.9	9.0	-	-	0.3
Polycrystalline quartz (Qp)	23.6	17.0	10.8	20.3	21.1	27.5	-	2.6	1.8	3.1	3.7	-	-	-
Quartz in metamorphic r.f.	1.6	4.9	2.2	1.6	1.6	11.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Quartz in plutonic r. f.	-	0.9	-	0.3	-	0.6	-	0.3	1.0	2.2	1.0	-	-	-
Quartz in volcanic r. f.	-	0.3	-	-	-	-	-	0.3	1.3	0.6	4.5	-	0.3	-
K-feldspar	4.8	17.9	14.7	16.1	10.1	5.2	19.9	19.2	6.5	2.9	2.6	7.4	24.1	21.0
K-feldspar in plutonic r.f.	-	0.6	-	0.6	-	-	-	-	0.3	1.4	-	-	-	-
K-feldspar in volcanic r.f.	-	-	-	-	-	-	-	-	0.3	1.1	0.5	-	0.3	0.8
Plagioclase	4.2	7.1	6.2	5.1	7.9	1.2	13.0	13.1	8.8	3.1	4.2	15.8	14.3	15.5
Plagioclase in plutonic r.f.	-	0.3	-	-	-	-	-	0.3	0.3	0.8	0.3	-	-	-
Plagioclase in volcanic r.f.	-	-	-	-	-	-	7.6	2.9	5.2	5.8	2.7	3.2	3.6	2.7
Acidic volcanic/pyroclastic	-	1.5	2.5	2.6	1.3	2.9	12.4	8.8	16.9	15.8	22.7	23.2	3.1	7.3
Basic/intermediate volcanic	2.9	0.3	0.9	-	0.3	-	11.2	9.5	16.9	22.5	15.8	32.6	32.5	22.3
Lithic metamorphic	14.9	4.3	9.8	13.5	10.7	10.4	-	3.3	8.8	2.2	1.6	-	-	-
Lithic sedimentary	0.6	4.6	13.5	3.9	0.9	9.1	-	7.8	6.5	18.6	18.2	-	-	-
Mud intraclasts	-	0.6	0.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Detrital opaques	-	0.6	0.6	-	0.9	0.3	5.4	1.3	1.3	-	2.4	-	4.5	2.2
Ferromagnesian minerals	-	0.3	-	-	-	-	-	0.6	-	1.9	-	-	-	-
Detrital micas	6.8	2.3	5.2	2.3	1.3	5.8	-	0.3	0.3	-	-	-	-	-
Carbonates	11.7	-	-	0.3	-	3.9	10.0	10.1	5.4	9.2	9.5	14.7	13.5	12.2
Kaolinite	3.5	-	0.7	0.3	-	-	5.1	1.3	1.4	1.9	-	-	-	-
Illite	5.2	1.6	1.8	1.0	2.2	0.9	4.0	0.6	0.9	-	-	-	-	-
Chlorite	-	-	-	-	-	0.3	8.4	1.6	3.9	-	1.3	3.2	3.9	15.8
Diagenetic iron oxides	-	5.3	2.2	5.5	6.9	4.9	1.2	6.8	6.5	1.9	1.3	3.2	3.6	1.4
Other components	-	-	-	0.6	0.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Total</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>
<i>Q</i>	<i>61.4</i>	<i>58.9</i>	<i>46.2</i>	<i>54.6</i>	<i>67.4</i>	<i>62.5</i>	<i>2.7</i>	<i>22.9</i>	<i>18.8</i>	<i>16.3</i>	<i>21.0</i>	<i>-</i>	<i>0.4</i>	<i>0.4</i>
<i>F</i>	<i>12.7</i>	<i>29.0</i>	<i>23.6</i>	<i>21.8</i>	<i>16.7</i>	<i>6.6</i>	<i>61.5</i>	<i>42.2</i>	<i>24.6</i>	<i>17.2</i>	<i>11.8</i>	<i>32.1</i>	<i>54.1</i>	<i>57.2</i>
<i>L</i>	<i>25.9</i>	<i>12.1</i>	<i>30.2</i>	<i>23.7</i>	<i>15.9</i>	<i>25.4</i>	<i>35.8</i>	<i>34.9</i>	<i>56.6</i>	<i>66.5</i>	<i>67.2</i>	<i>67.9</i>	<i>45.5</i>	<i>42.4</i>
<i>Lm</i>	<i>82.5</i>	<i>57.9</i>	<i>41.5</i>	<i>69.9</i>	<i>83.1</i>	<i>64.8</i>	<i>-</i>	<i>11.1</i>	<i>18.0</i>	<i>3.8</i>	<i>2.7</i>	<i>-</i>	<i>-</i>	<i>-</i>
<i>Lv</i>	<i>14.5</i>	<i>13.2</i>	<i>11.8</i>	<i>12.0</i>	<i>10.8</i>	<i>8.5</i>	<i>100.0</i>	<i>62.2</i>	<i>68.8</i>	<i>66.4</i>	<i>66.1</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>	<i>100.0</i>
<i>Ls</i>	<i>3.0</i>	<i>28.9</i>	<i>46.7</i>	<i>18.1</i>	<i>6.1</i>	<i>26.7</i>	<i>-</i>	<i>26.7</i>	<i>13.2</i>	<i>29.8</i>	<i>31.2</i>	<i>-</i>	<i>-</i>	<i>-</i>

Table II – Results of geochemical and Nd isotopic analyses and calculated parameters for shales from the Bom Jardim Group.

Sample	WBJ-1	EBJ-1	CA-2
SiO ₂ (wt%)	66.3	58.1	63.0
TiO ₂	0.75	0.86	0.69
Al ₂ O ₃	14.7	17.3	17.9
Fe ₂ O ₃	5.7	6.6	6.7
MgO	0.97	4.80	2.00
MnO	0.04	0.08	0.04
CaO	1.5	1.5	0.26
Na ₂ O	4.1	1.6	1.3
K ₂ O	4.1	4.3	4.7
P ₂ O ₅	0.31	0.28	0.15
LOI	1.81	5.13	3.91
CIW	72.4	84.8	92.0
CIA	60.2	70.0	74.1
Rb (ppm)	99	148	193
As	120	< 10	33
Be	< 3	< 3	3.2
Sr	280	63	37
Ba	711	367	322
Zr	153	87	78
Y	16	17	26
Sc	11	11	18
V	25	80	56
Cr	21	84	36
Co	16	33	18
Ni	14	53	21
Cu	23	66	7.8
Zn	42	99	65
Pb	16	16	27
La	39	21	33
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512263	0.511906	0.511887
ε _{Nd(0)}	-7.32	-14.28	-14.65

Tabela II – Resultados das análises geoquímicas e isotópicas e parâmetros calculados para os folhelhos do Grupo Bom Jardim.

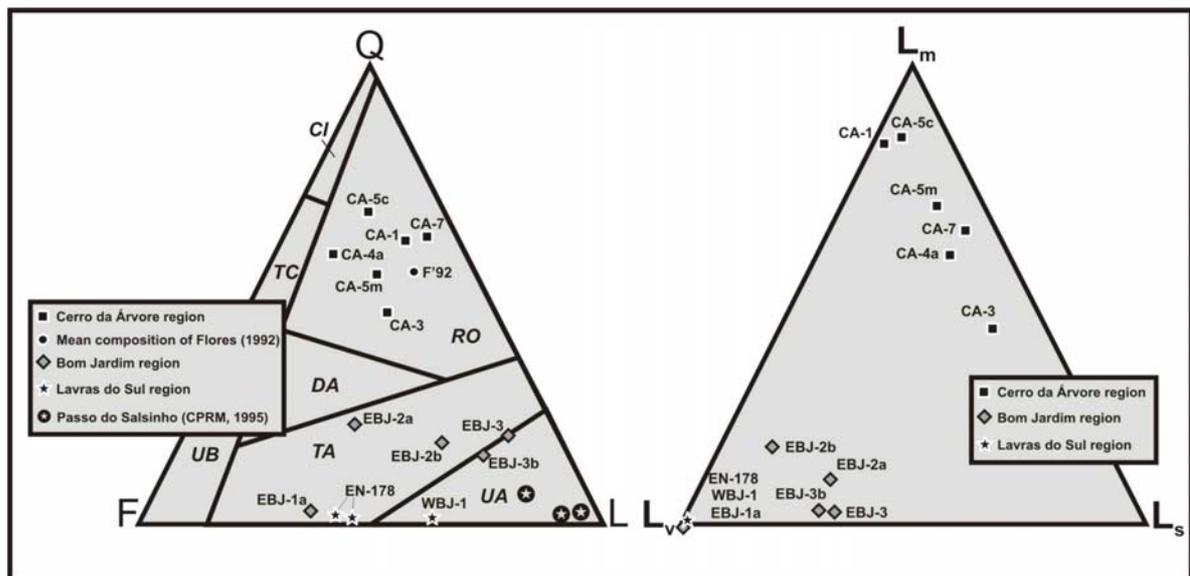


Figure 4 – QFL and L_mL_vL_s diagrams (Dickinson et al., 1983) obtained from plotting the results obtained for the Bom Jardim Group samples. Provenance

fields: CI – craton interior; TC – transitional continental; UB – uplifted basement; RO – recycled orogenic; DA – dissected arc; TA – transitional arc; UA – undissected arc.

Figura 4 – Diagramas QFL e $L_mL_vL_s$ (Dickinson et al., 1983) para as amostras do Grupo Bom Jardim. Campos de proveniência: CI – interior cratônico; TC – continental transicional; UB – embasamento soerguido; RO – reciclagem orogênica; DA – arco dissecado; TA – arco transicional; UA – arco não dissecado.

The petrographic data presented here can be interpreted as a transition pattern, from sandstones with a clear lithic volcanic and feldspathic provenance in the west (Lavras do Sul), towards sedimentary rocks dominated by quartz, lithic metamorphic and intrabasinal sedimentary fragments in the east (Cerro da Árvore). The western BJB epiclastic rocks (labelled WBJ and EN), cropping out jointly and interlayered with volcanic beds, reflect very well a provenance derived directly from the Hilário Formation (Fig. 8). Andesitic clasts dominate the framework (Fig. 5), followed by feldspars and acidic rocks, and the obtained data display a correspondence between the almost equant contents of plagioclase and K-feldspars and the Na_2O/K_2O ratio of ca.1.0. Quartz is virtually absent (up to 0.3%). Diagenetic constituents are dominated by carbonates, chlorite and diagenetic iron oxides.

When plotted in the QFL diagram (Fig. 4 A), the sedimentary BJB rocks interlayered with the Hilário Formation in the Lavras do Sul area fall in the bottom of the triangle (“zero” quartz), within the “transitional arc (TA)” and “undissected arc (UA)” fields. For comparison, the results obtained by CPRM (1995) for the Passo do Salsinho region (west of Caçapava do Sul) are also plotted in figure 4 A. The slight difference between those results and the ones presented here are probably related to the utilization of the Gazzi-Dickinson method in the present paper, while in the quoted regional mapping the applied counting technique is not clearly stated. In the $L_mL_vL_s$ diagram, the samples fall in the L_v pole, since all three thin-sections have 100% of volcanic grains, among the fine-grained lithic components.

When compared to the other samples, the epiclastic rocks from the Lavras do Sul region show relatively high contents of Ba (711 ppm), Sr (280 ppm), Zr (153 ppm) and the REE La (39 ppm), as well as relatively low contents of Cr, Ni and Co. These characters, jointly with the petrographic features, allow

to suggest a significant (if not exclusive) contribution of the trachyandesitic rocks of shoshonitic affinity of the Hilário Formation (see Nardi and Lima, 2000) as the dominant source rocks. This suggestion is reinforced by the obtained Nd data, of 0.512263 for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and the $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ of -7.32 . Granitoids and minettes co-magmatic to the Hilário shoshonitic rocks were studied by Gastal et al. (2003), and they yielded $\epsilon_{\text{Nd}(600\text{ Ma})}$ values between zero and -4.5 , and T_{DM} ages of 1.4 to 1.6 Ga, suggesting mantle-derived components in this post-collisional magmatism. It is suggested here that, during the deposition of the studied sandstones, most of the western Sul-rio-grandense Shield Paleoproterozoic cratonic blocks and Neoproterozoic juvenile arc terranes remained covered by a thick package of BJB volcanic rocks (Fig. 8).

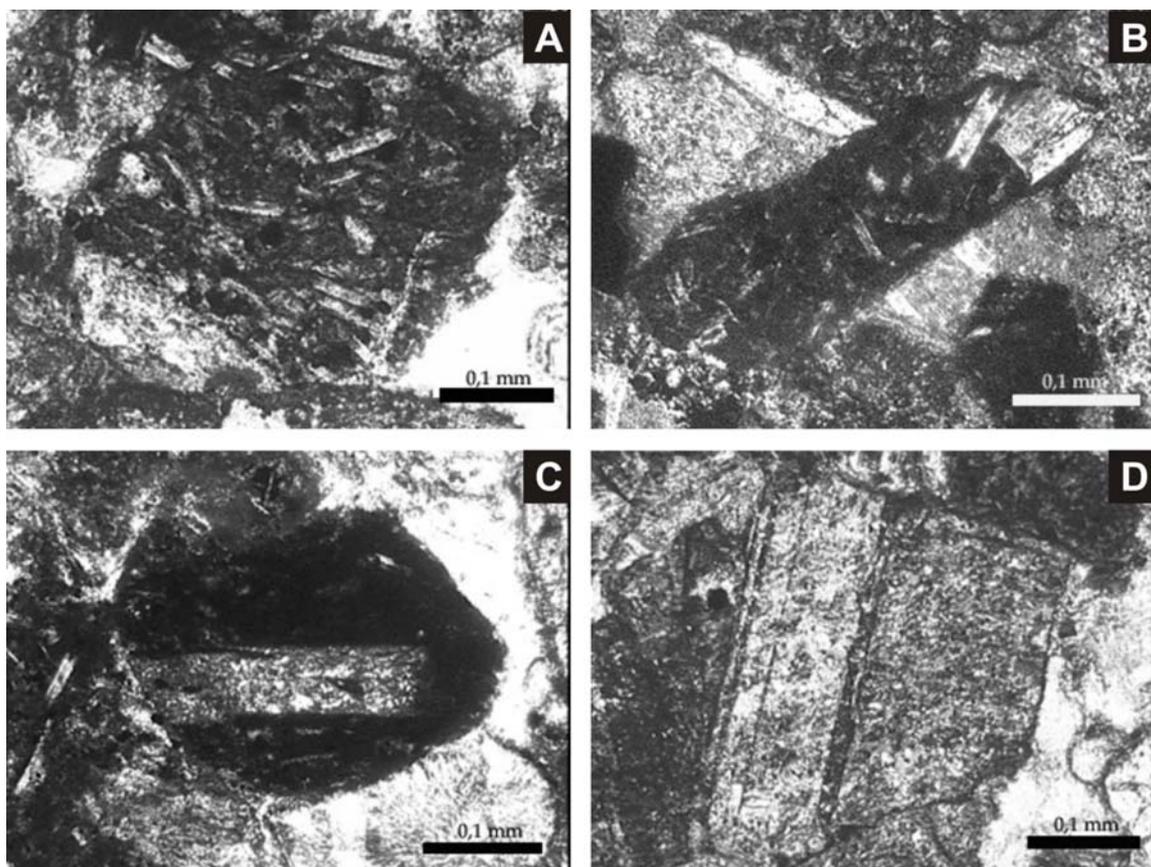


Figure 5 – Photomicrographs (crossed nicols) of sandstones from the Lavras do Sul region (epiclastic rocks): (A, B, C) volcanic fragments of andesitic/basaltic composition; (D) plagioclase.

Figura 5 – Fotomicrografias (nicóis cruzados) de arenitos da região de Lavras do Sul (rochas epiclásticas): (A, B, C) fragmentos vulcânicos de composição basáltico-andesítica; (D) plagioclásio.

In the Cerro da Árvore region, the easternmost outcrop sector of BJG, the detrital framework (Fig. 6) of sandstones is dominated by quartz (mono- and polycrystalline), K-feldspars and lithic metamorphic rock fragments, in a typical orogenic recycling provenance. The dominance of K-feldspars over plagioclase (K/P ratio of 2.2) finds correspondence in the relatively low $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ value of 0.2766. Sample CA-3, collected at the base of sequence II (stratigraphy by Caravaca et al., 2003), and the conglomerate CA-7, in sequence III, have very significant amounts of lithic sedimentary clasts (13.5 and 9.1%, respectively). This confirms the autophagical character of BJG in the Cerro da Árvore region, as proposed by Caravaca (1998) and Caravaca et al. (2003) through conglomerate clast counting. Acidic volcanic lithic fragments are also important components, reaching up to 2.9%, same proportion reached by basic/intermediate detritus. Diagenetic constituents are dominated by diagenetic iron oxides, carbonates, illite and kaolinite. When plotted in the QFL diagram (Fig. 4 A), these samples fall in the “recycled orogen (RO)” field. The mean sandstone composition obtained by Flores et al. (1992) for samples of the same section is also plotted in Fig. 4 A, for comparison. In the $L_mL_vL_s$ diagram (Fig. 4 B), the samples from the Cerro da Árvore area cluster in the upper half of the triangle, close to the L_m vortex.

These data allow the proposition, for the Cerro da Árvore region, of a source area dominated by quartzites, schists, minor volcanic rocks and reworking of fine-grained sedimentary rocks of the same BJG. The obtained $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.511887 and the $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ of -14.65 point to a crustal metasedimentary unit as the principal source area for the BJG sediments. It is suggested here that the Porongos complex of the Santana da Boa Vista Domain (Fig. 1 A), which comprises metasediments and acidic metavolcanics, could be the main source of the studied sedimentation (Fig. 8). In fact, $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ around -13 and -14 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios of around 0.51188 were achieved by Saalman et al. (2006) for graphite schists, dacites and metapelites from their “Porongos belt”. Other samples of quartzites and metarhyolites of the Porongos complex, as well as the sedimentary rocks of the Maricá Formation, display more crustal values of $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$

from -18 to -29 , and lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios (Saalman et al., 2006; Borba et al., 2006).

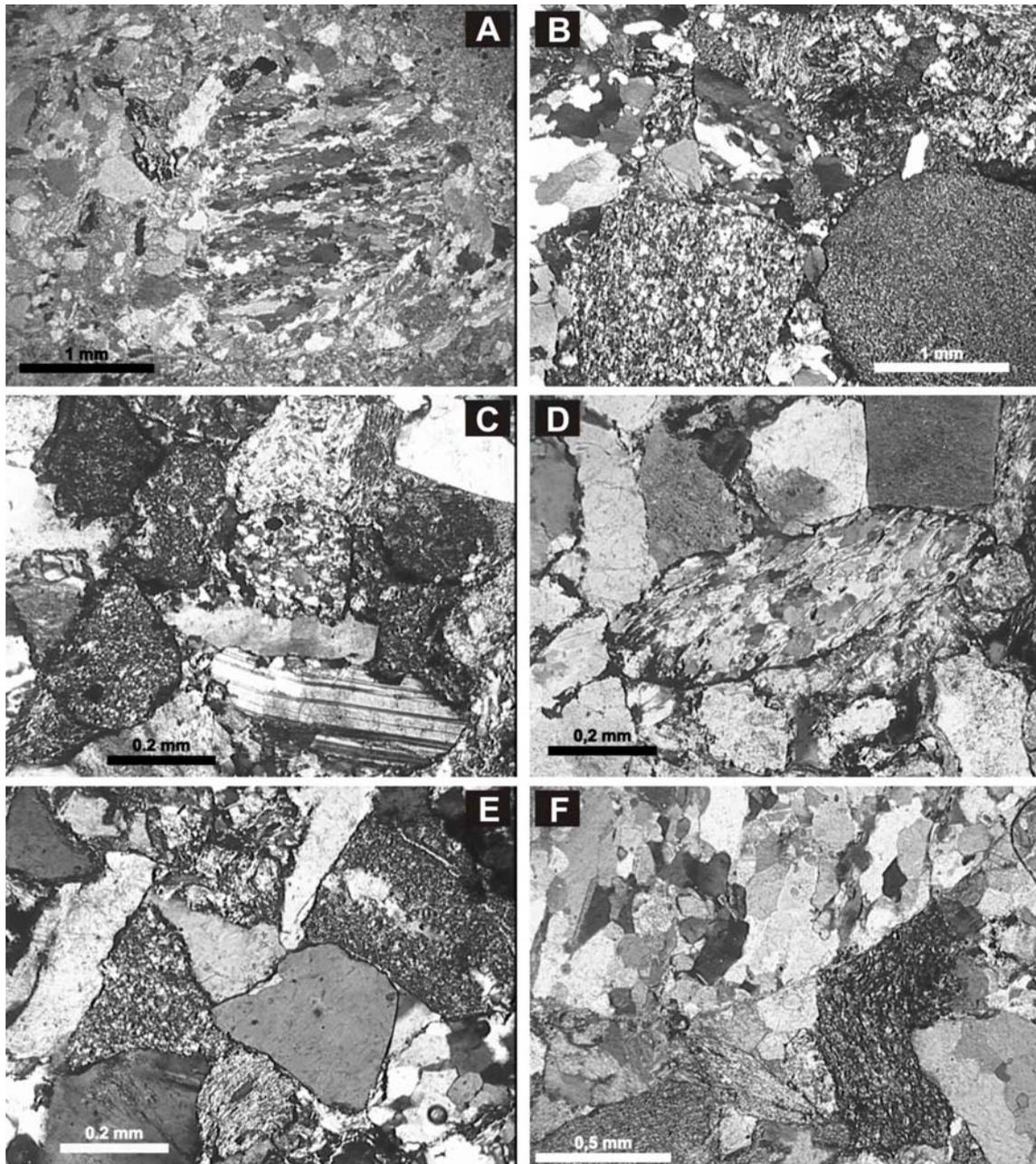


Figure 6 – Photomicrographs (crossed nicols) of sandstones and conglomerates from the Cerro da Árvore region: detrital composition is dominated by polycrystalline quartz (A, center; B, left; F, top), monocrystalline quartz (D, top; E, center), metamorphic lithic (D, center) and sedimentary (B, bottom) grains, as well as feldspars (C, bottom, plagioclase).

Figura 6 – Fotomicrografias (nicóis cruzados) de arenitos e conglomerados da região do Cerro da Árvore: composição detrítica é dominada por quartzo

policristalino (A, centro; B, esquerda; F, topo), quartzo monocristalino (D, topo; E, centro), fragmentos líticos metamórficos (D, centro) e sedimentares (B, parte inferior), assim como feldspatos (C, base, plagioclásio).

The Bom Jardim region is located just east of Caçapava do Sul, half-way of the Lavras do Sul and Cerro da Árvore regions (*ca.* 50 km distant from each). The data obtained here for the Bom Jardim area samples show that this outcrop sector marks the transition between eastern and western BJB, sharing some characteristics with each of the end-members, and displaying some relevant singularities. The detrital framework of these rocks (Fig. 7) is dominated by equant contents of basic/intermediate and acidic volcanic rock fragments, as well as significant amounts of K-feldspars and plagioclase.

When plotted in the QFL diagram, these sandstones from the Bom Jardim area fall mainly in the “transitional arc (TA)” field, and in the vicinity of the “undissected arc (UA)” field (Fig. 4 A). In the $L_mL_vL_s$ diagram, the samples cluster around the L_v pole (Fig. 4 B). Major diagenetic constituents are carbonates, iron oxides, kaolinite, illite and chlorite (Table I). The Na_2O/K_2O ratio is also intermediate between the end-members, yielding 0.3721. The quartz content is much higher than in Lavras do Sul, although it is still very subordinated in the rock composition, when compared to the Cerro da Árvore rocks.

The more relevant characteristic of the geochemical signature of sample EBJ-1 (representative of Bom Jardim region), when compared to the other ones, is its relatively higher values of MgO (4.8%), TiO_2 (0.86), Co (33 ppm), Cr (84 ppm), Ni (53 ppm), Li, V and Zn. The observed correlation of Co, Cr and Ni with MgO could reflect a contribution of a small amount of ophiolitic source rocks (petrographically unrecognized), as proposed by Van de Kamp and Leake (1995), or variations in the BJB volcanic package (Fig. 8). Both hypotheses are possible, since ophiolitic and oceanic plateau (Hartmann et al., 2003) rocks have been recognized in the Vacacaí

supercomplex of the São Gabriel Domain (Fig. 1 A), and spessartitic lamprophyres of the BJK in the Arroio das Pedras Formation (Fig. 1 B) and adjacent areas show enrichment in MgO correlated with Cr and Ni (Nardi and Lima, 2000).

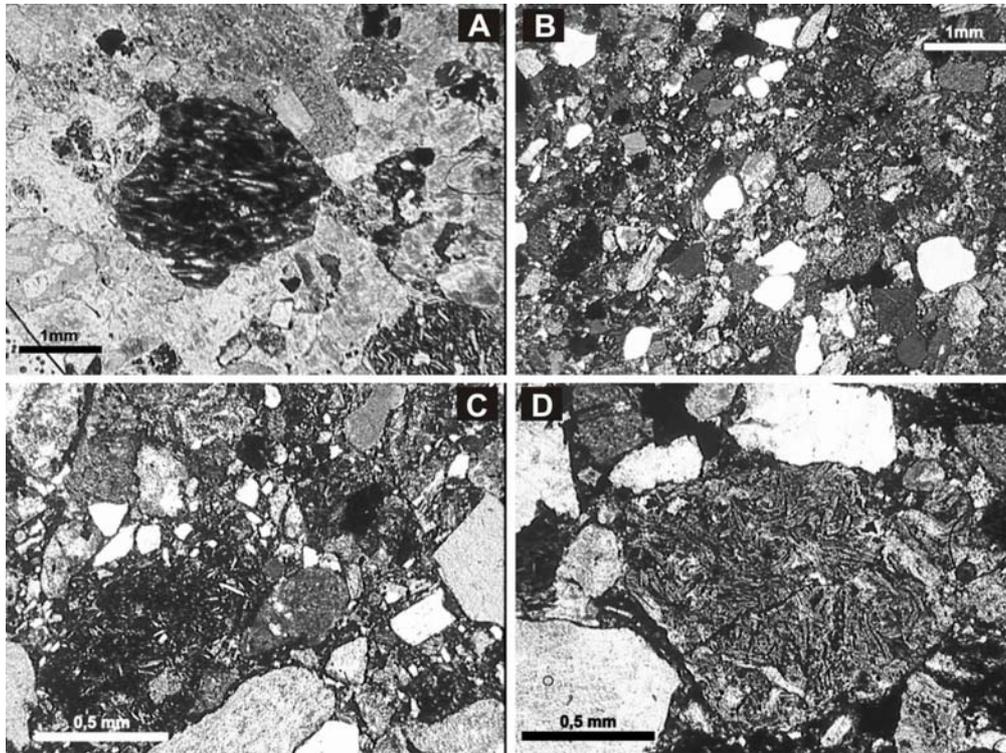


Figure 7 – Photomicrographs of sandstones from the Bom Jardim area: (A) volcanic grains in plane-polarized light; (B) significant amounts of monocristalline quartz; (C, D) volcanic, pyroclastic grains and angulose quartz; B, C and D – crossed nicols.

Figura 7 – Fotomicrografias de arenitos da área de Bom Jardim: (A) grãos vulcânicos à luz natural; (B) quantidades significativas de quartzo monocristalino; (C, D) grãos vulcânicos, piroclásticos e quartzo; B, C e D – nicóis cruzados.

The obtained $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.511906 and the $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ of -14.28 are very similar to those of the Cerro da Árvore region, showing that probably uplifted areas of the Porongos metasediments would be the dominant source areas for the BJK in the Bom Jardim region. This fact corroborates the positioning of the boundary between the Santana da Boa Vista and São Gabriel domains along the Caçapava suture (Figs. 1 A and 8). This extension of the Porongos complex towards the Bom Jardim region is covered by the *ca.* 1,500m thick Early Paleozoic Guaritas Formation.

The data and interpretation presented here, despite the preliminary character of this study and the low number of samples, allow to suggest a fault-bounded, NE-SW trending, possibly continuous basin, with intrabasinal structural highs, flat alluvial plains and shallow lakes at the depocenters. The continental character of the sedimentation has been sustained on the basis of continental onlap, desiccation features (mudcracks, raindrop imprints), boron contents (Flores, 1992) and diagenetic components (Flores et al., 1992). The volcanic event of the Hilário Formation, co-magmatic to subvolcanic and intrusive bodies in western Sul-rio-grandense Shield, and dated between 580 and 600 Ma, is also considered to be subaerial (Wildner et al., 2002). This volcanic package would have covered the entire cratonic (Taquarembó Domain), juvenile arc (São Gabriel Domain), and sedimentary (Maricá Formation) areas in the west. Thus, the western border of the Bom Jardim depositional basin is thought to have been composed almost exclusively by volcanic rocks of shoshonitic affiliation (Fig. 8).

To the east of Caçapava do Sul, a possible intrabasinal structural high would have consisted of ophiolitic rocks of the Vacacaí supercomplex or spessartitic lamprophyres of the same BJJ (Fig. 8). Even though, the dominant source areas to the east of the Caçapava suture had been the metapelites, quartzites, schists and metarhyolites of the Porongos complex. It is probable that the eastern border of this basin was also composed by the Porongos complex rocks, since other extrabasinal fragments show up only in the sequence III, represented by fragments of the basement Encantadas gneisses (Caravaca, 1998). The coarser nature of the Cerro da Árvore BJJ deposits suggests that slopes in the eastern border were steeper than in the west, where volcanoes dominated the landscape (Fig. 8). The present-day proximity between BJJ sedimentary rocks and their source areas (Hilário Formation and Porongos complex), and the strongly autophagical character of the sedimentation in the east indicates that the tectonic setting during BJJ basin evolution was possibly dominated by compressive stresses in a fold-and-thrust belt (Fig. 8) rather than a strike-slip behavior.

The weathering indices (CIA and CIW) calculated for the shale samples also show a transition pattern, from relatively lower values in the Lavras do Sul area (60.2 for CIA and 72.4 for CIW), passing through medium values in the Bom Jardim region (70.0 for CIA and 84.8 for CIW), and reaching very high values (74.1 for CIA and 92.0 for CIW) in the Cerro da Árvore outcrop sector (Table II). The observed transition

pattern, despite the low number of samples, also reinforces the synchronous deposition of the three sedimentary successions. These data do not imply different climates in the east and west, but suggest that source rocks in the Cerro da Árvore region experienced possibly more phases of weathering. This evinces that the metasedimentary rocks of the Porongos complex were the dominant source rocks in the east, since one metapelite sample (BR-144/1) analysed by Saalman et al. (2006) displays also high values for CIA (78%) and CIW (around 95%). Thus, the high values of CIA and CIW in the Cerro da Árvore sedimentary rocks represent, in fact, multiple weathering phases and recycling of metasedimentary units.

Conglomerate clast counting (Caravaca, 1998), sandstone petrography and Sm-Nd isotope geology (this study) show no evidence for the existence of Neoproterozoic, mantle-influenced magmatic rocks in the source areas of the BJK. However, in the 600 – 580 Ma interval, most of the magmatic rocks of the Pelotas Domain, presently distant only *ca.* 25 km from the Cerro da Árvore outcrop sector, were already emplaced, including those inside the Dorsal de Canguçu shear zone (DCSZ, Fig. 1 A). An isotopic signature (Sr, Nd) diagnostic of the erosion and contribution of syn-DCSZ granitoids to sedimentary basins was obtained only for the Camaquã Group, probably younger than 540 Ma, by Borba et al. (2003). This fact suggests two options: (a) the magmatic rocks of the Pelotas Domain would be in a deeper crustal level, and would have no volcanic “suprastructure” correspondents; or (b) the Pelotas Domain could represent an exotic block juxtaposed to the rest of the Sul-rio-grandense Shield after 580 Ma. The latter suggestion was sustained by Bossi and Gaucher (2004), who stated that the Cuchilla Dionisio Terrane (the Uruguayan correlative of the Pelotas Domain) collided to the Gondwana continent during a 530 Ma sinistral transcurrent event.

Considering the age of the Bom Jardim Group (580 to 600 Ma), and the published plate tectonic models for the evolution of the Sul-rio-grandense Shield, it is possible that, right after the end of the collision between the Neoproterozoic juvenile terrain (São Gabriel arc) and the cratonic masses (La Plata and Encantadas or Congo-Kalahari cratons), a post-collisional fold-and-thrust belt composed by metasediments and metavolcanic rocks (Porongos belt) was significantly uplifted and became available for erosion. During the latest stages of the compressive (transpressive?) regime, still under the influence of active thrust planes, a tectonic NE-SW trough evolved, with the

deposition of the coarse-grained BJB deposits of the Cerro da Árvore region. Tectonic movements also formed the intrabasinal highs, that created sediment availability and accommodation space in the Bom Jardim region, and a post-collisional volcanism composed by basalts, shoshonites, andesites and lamprophyres dominated the west. This basin was filled in with alluvial, fluvial and lacustrine deposits, interlayered with the subaerial andesitic lava flows and pyroclastic rocks provenant from west.

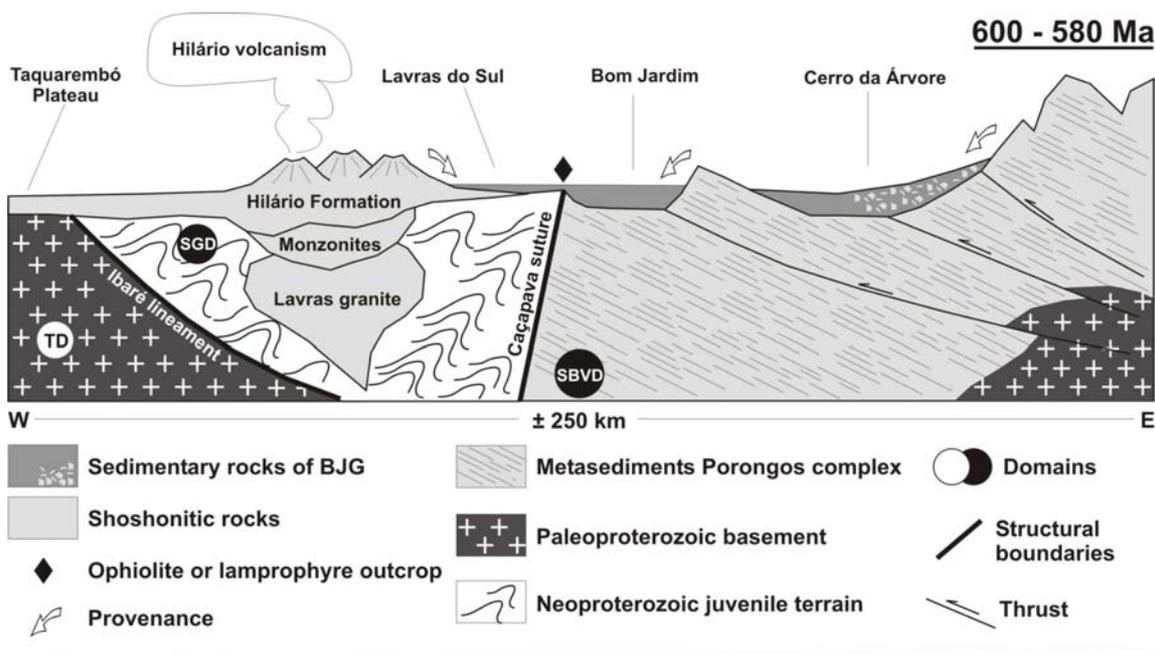


Figure 8 – Interpreted geological setting during the evolution of the depositional basin of the Bom Jardim Group, between 600 and 580 Ma; the Hilário Formation possibly covered the entire juvenile and cratonic domains in the west, while the Porongos complex was uplifted and available for erosion in the east; coarse-grained and authophagical deposits in the Cerro da Árvore region suggest the activity of thrust planes; the occurrence of ophiolitic or lamprophyric rocks near the Caçapava suture is also illustrated.

Figura 8 – Panorama geológico interpretativo para a bacia deposicional do Grupo Bom Jardim, entre 600 e 580 Ma; a Formação Hilário possivelmente recobria todos os domínios cratônicos e juvenis a oeste, enquanto o complexo Porongos era soerguido e disponibilizado para erosão no leste; depósitos grossos e autofágicos da região do Cerro da Árvore sugerem a atividade de planos de falha de empurrão; a ocorrência provável de rochas ofiolíticas ou lamprofíricas próximo à sutura de Caçapava também é ilustrada.

The tectonic regime shifted towards strike-slip-dominated after the end of the sedimentation, and affected the stratigraphy and contact relationships of BJB, specially

in the Bom Jardim region. That area, under strike-slip stresses, was the site for the syn-transcurrent emplacement of the Caçapava do Sul granitoids, intruded at 560 – 540 Ma (Sartori and Kawashita, 1985; Leite et al., 1995; Remus et al., 2000). To the west, the Acampamento Velho Formation, a bimodal volcanic succession of alkaline affinity (Almeida et al., 2002) developed at 549 ± 5 Ma (Sommer et al., 2003), covered the BJJ occurrences. After 540 Ma, during the Early Paleozoic, the sedimentary, continental Santa Bárbara and Guaritas formations also covered the central portion of the Sul-rio-grandense Shield.

FINAL REMARKS

The integration of petrographic and preliminary geochemical and isotopic data allowed the proposition of a paleogeographic setting, with tectonic implications, for the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group, normally ascribed in the lithostratigraphy to the Arroio dos Nobres Formation. A transition pattern was recognized, from a lithic “volcanic arc” provenance in the west, with a low weathering pattern, towards a quartzose “recycling orogen” provenance in the east, with high alteration suggesting metasedimentary recycling and/or more weathering cycles. Geochemical and isotopic data, despite the low number of samples, point to: (a) higher values of Ba, Sr and Zr in the west (Lavras do Sul), near shoshonitic andesite occurrences, with a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.512263 and $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ of -7.32 ; (b) relatively higher values of MgO, Cr, Co and Ni in the central area (Bom Jardim), pointing to the existence of ophiolitic or lamprophyric source rocks; and (c) a higher $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio in the east (Cerro da Árvore), pointing to the influence of more acidic rocks as sources of sedimentation. In the central and eastern area, the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are very similar (0.511906 and 0.511887), as well as the $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ (-14.28 and -14.65 , respectively), indicating a crustal source, probably the metasediments of the Porongos complex. The obtained data allowed the correlation of the three areas effectively as outcrop sectors of the Bom Jardim Group, based on the observed transition pattern, the similarity of isotopic data between the eastern and the central areas and the interlayering with andesitic flows and pyroclastic rocks in the

western and central outcrop sectors. This study also allowed to infer a basin evolution model for the Bom Jardim Group in the Sul-rio-grandense Shield area, as well as other tectonic implications, such as the extension of the Porongos complex beneath the sedimentary rocks of the BJB and Guaritas Formation towards the Caçapava suture. Future work shall involve the study of other BJB outcrop sectors, collection and analysis of more samples, in order to enrich the interpretations performed here or to recognize other patterns, eventually not identified by this study.

Acknowledgements

This paper integrates the first author's Doctoral Thesis, supported (Process no. 140141/2002-2) by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Brazilian Ministry of Science and Technology (MCT). The authors are indebted to M.F. Bitencourt (Geology Dept., UFRGS), L.F. De Ros (Mineralogy and Petrology Dept., UFRGS) and D.R.A. Silva (PPGGeo/UFRGS) for helping in different phases of this research. K. Sato, I. Sonoki and L. Petronilho (Geochronology Lab., USP) are also acknowledge by their contribution.

REFERENCES

Almeida, D.P.M., Zerfass, H., Basei, M.A.S., Petry, K., Gomes, C.H., 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra

de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil). *Gondwana Research*, 5 (3):721-733.

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.

Awwiller, D.N., Mack, L.E., 1991. Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf Coast. *Geology*, 19:311-314.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24:439-442.

Ball, T.T., Farmer, G.L., 1998. Infilling history of a Neoproterozoic intracratonic basin: Nd isotope provenance studies of the Uinta Mountain Group, Western United States. *Precambrian Research*, 87:1-18.

Basu, A., 1985. Influence of climate and relief on the compositions of sands released at source areas. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, 1-18.

- Bitencourt, M.F.A.S., Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65 (1):3-16.
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic post-collisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (5):365-380.
- Borba, A.W., 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 (Paleozóico inferior, RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 30 (2):39-50.
- Borba, A.W., Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P., 2004. Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography. *Gondwana Research*, 7 (3):871-886.
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A., Koester, E., Noronha, F.L., Casagrande, J., 2006. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, 9 (4):464-474.
- Bossi, J., Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7 (3):661-674.
- Caravaca, G., 1998. Estratigrafia, faciologia e proveniência dos Alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na região de Encruzilhada do Sul, RS: uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã. Unpublished M.Sc. Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), 274p.
- Caravaca, G., Scherer, C.M.S., Paim, P.S.G., Fernandes, L.A.D., 2003. Arquitetura deposicional dos depósitos de fluxos de gravidade de sedimentos do Vale do Piquiri, Bacia do Camaquã. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, Porto Alegre, 2003, 111-115.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, 13-52.

- CPRM, 1995. Folha Passo do Salsinho SH-22-Y-A-I-4, Escala 1:50.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, 339 p.
- DePaolo, D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 187 p.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.) Provenance of Arenites. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, 333-362.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63 (12):2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, I.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin, 93:222-235.
- DOCEGEO, 1977. Relatório Preliminar de Pesquisa. Titulares: Mineração Santarém Ltda. e Mineração Jatapú, Caçapava do Sul, RS.
- Farmer, G.L., Espinoza, G., Morales, M., Martín, M.W., Bowring, S.A., 2001. Nd isotope constraints on sources of Neoproterozoic to Early Cambrian siliciclastic sedimentary rocks in northern Sonora. Journal of South American Earth Sciences, 14:437-446.

- Flores, J.A.A., 1992. O Boro nos sedimentitos da Formação Arroio dos Nobres, Proterozóico superior do Escudo Sul-rio-grandense. In: Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, Boletim de Resumos Expandidos, 31-34.
- Flores, J.A.A., Lima, E.F., Pintaúde, D.A., 1992. Caracterização da seqüência vulcano-sedimentar do Membro Mangueirão na área do Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul. In: I Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, Boletim de Resumos Expandidos, 39-43.
- Frantz, J.C., Marques, J.C., Hartmann, L.A., 2003. Assessment of the Dom Feliciano Belt: some implications for the tectonic modeling of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, 58-62.
- Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. Revista Brasileira de Geociências, 28 (1):11-28.**
- Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarembó, RS. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7, Anais em CD-ROM, 7 p.**
- Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., Koester, E., 2003. Sr-Nd-Pb isotopes for minettes and granitoids from the Lavras do Sul Intrusive Complex, RS. In: Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica, 4., 2003, Salvador, Short papers, 2, 564-567.**

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.

Goñi, J.C., Goso, H., Issler, R.S., 1962. Estratigrafia e geologia econômica do pré-Cambriano e Eopaleozóico Uruguaio e Sul-rio-grandense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 16, 5-33.

Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55, 319-322.

Hartmann, L.A., Silva, L.C., Remus, M.V.D., Leite, J.A.D., Phillip, R.P., 1998. Evolução geotectônica do Sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. Actas, II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay, 277-284.

Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S., 1999. Deepest exposed crust of Brazil – SHRIMP establishes three events. *Geology*, 27:947-950.

Hartmann, L.A., Lopes, A.P., Wang, Y., Liu, D., Vasconcellos, M.A.Z., 2003. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian Shield. In: 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Short papers, 1, 178.

Jost, H., Bitencourt, M.F.A.S., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4:27-59.

Leinz, V., Barbosa, A.F., Teixeira, E., 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Boletim 90, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio – RS, 39 p.

Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Remus, M.V.D., 1995. SHRIMP U/Pb zircon dating applied to the determination of tectonic events: the example of the Caçapava do Sul Batholith, Pedreira Inducal, Caçapava do Sul, Brazil. In: V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 389-390.

Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews*, 40 (8):688-705.

Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1998. O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul – Brasil. In: II Congreso Uruguayo de Geología, 263-268.

McBride, E.F., 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, 95-113.

- 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.
- Nardi, L.V.S., 1984. Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil. Unpublished Ph.D. Thesis, London University, 268 p.
- Nardi, L.V.S., Lima, E.F., 2000. O magmatismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã-RS. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 119-131.
- Nelson, B.K., DePaolo, D.J., 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (2):348-357.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major chemistry of lutites. *Nature*, 299:715-717.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UFRGS, 231-274.**
- Philipp, R.P., Machado, R., 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29 (1):43-60.

Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Junges, S.L., Fischel, D.P., Seer, H.J., Dantas, E.L., 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:571-585.

Porcher, C.C., McNaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. In: *Boletim de Resumos, 1º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, Gramado, 110.

Remus, M.V.D, Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: *Boletim de Resumos, 1º Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1999, Gramado*, 83.

Remus, M.V.D, Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13:191-216.

Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo F^o, P.M., Tessari, R.I., 1966. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 232 p. (Boletim 127).

Ribeiro, M., Fantinel, L.M., 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I – Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5:19-54.

Ricci-Lucchi, F., 1985. Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. In: Zuffa, G.G. (Ed.) Provenance of Arenites. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, 19-45.

Robertson, J.F., 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. Notas e Estudos - IG/UFRGS, 1 (2):41-54.

Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V., 2005. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de La Plata craton. Precambrian Research, 136:159-175.

Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. Geological Magazine, 143 (I):59-88.

Sartori, P.L.P., Kawashita, K., 1985. Petrologia e geocronologia do Batólito granítico de Caçapava do Sul, RS. In: Anais do II Simp. Sul-Bras. de Geologia, 102-107.

Scherer, C.M.S., Paim, P.S.G., Melo, M.A., 2003. Estratigrafia de alta resolução em sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas (Bacia do Camaquã) na localidade da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, Anais, 99-104.

Soliani Jr., E., Koester, E., Fernandes, L.A.D., 2000. Geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense, parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO-UFRGS, 175-230.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Pierosan, R., Waichel, B.L., 2003.

Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. In: I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, Anais, 105-110.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, London, 312 p.

Tickyj, H., Hartmann, L.A., Vasconcellos, M.A.Z., Philipp, R.P., Remus, M.V.D., 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (8):699-713.

UFRGS, 1998. Projeto Caçapava do Sul – Mapa Geológico escala 1:50000. Trabalho de Graduação, UFRGS.

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.

Vasconcellos, M.A.Z., Giuriatti, G., Hartmann, L.A., Liu, D., Philipp, R.P., 2003. Integrated geochronological and structural evaluation of the significance of detrital zircon crystals from the Porongos complex, southern Brazilian shield. Short papers, 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, 1, 134-137.

Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession

in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118:261-283.

Zhao, J.X., McCulloch, M.T., Bennett, V.C., 1992. Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constraints on the provenance of sediments of the Amadeus Basin, central Australia: evidence for REE fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (3):921-940.

Zuffa, G.G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, 165-189.

Artigo 2 – Santa Bárbara Formation (Early Paleozoic, Caçapava do Sul, southern Brazil): petrography and Sm-Nd isotopic parameters

Submetido ao periódico “*Journal of South American Earth Sciences*”

SANTA BÁRBARA FORMATION (EARLY PALEOZOIC, CAÇAPAVA DO SUL, SOUTHERN BRAZIL): PETROGRAPHIC AND Sm-Nd ISOTOPIC PROVENANCE PARAMETERS

AUTHORS:

André Weissheimer de Borba^{1,2,#}

Ana Maria Pimentel Mizusaki¹
Anderson José Maraschin¹
Diogo Rodrigues Andrade da Silva¹

AFILIATIONS:

1 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências (IG-UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, P.O. Box 15.001, Porto Alegre (RS), Brazil - granted by CNPq;

2 – Ministério Público do Estado do Rio Grande do Sul, Divisão de Assessoramento Técnico, Rua Andrade Neves, 9, 4º andar (DAT/MP-RS); FAX 55 51 3288 8209

*# - corresponding author: awborba.voy@poa.terra.com.br;
awborba@mp.rs.gov.br*

Abstract

Integrated petrographic and Sm-Nd isotopic data were applied in order to constrain the provenance of the Early Paleozoic Santa Bárbara Formation, Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil. This unit comprises continental sandstones, conglomerates and siltstones deposited under semi-arid climate in a rift or pull-apart basin. Samples were collected within a stratigraphic framework composed of three sequences, in which the two basal ones present northeastwards paleoflow, and the third one marks the inversion of basin filling. Samples from sequence I show, in the south, a strong influence of intermediate volcanic (Hilário Formation) sources, and a significant increase in quartz and metamorphic fragments upsection. In the northern deposits, there is a possible influence of juvenile units (Cambaí/Vacacaí), and a more significant input of Paleoproterozoic-sourced sedimentary rocks (*e.g.* Maricá Formation) upsection. Samples collected from the topmost deposits of sequence II present a clear increase in the amount of volcanic fragments (mostly acidic), reflecting denudation of the “Caçapava high”. Data obtained in sequence III (Pedra do Segredo) show a progressive decrease in quartz content and a significant increase in feldspathic, plutonic fragments. A more evolved phase of denudation of the “Caçapava high”, exposing leucogranitoids of the Caçapava do Sul complex, is proposed for this interval.

Introduction

The Early Paleozoic Santa Bárbara Formation (Robertson, 1966) encompasses reddish and immature sandstones, conglomerates and siltstones deposited by alluvial (fan, shallow lake and braided stream) depositional systems under semi-arid climate conditions. The deposition of the Santa Bárbara Formation sedimentary rocks was processed during the dominantly extensional post-collisional setting of the Brasiliano/Pan-african orogenic cycle (900-540 Ma, Chemale Jr., 2000), in a strike-slip or pull-apart basin (Paim et al., 2000; Borba and Mizusaki, 2003). A stratigraphic framework composed of three depositional sequences was proposed for this unit, in which the two basal sequences, I and II, record a general northeastward sedimentation trend, and sequence III marks the inversion of paleocurrents to southwest, together with incision and partial erosion of the basal sequences (Borba and Mizusaki, 2003).

The detrital composition of sandstones is highly dependent on the composition, texture and structure of the source rocks, relief and climate in the source areas, transport conditions, depositional setting and diagenesis (Dickinson and Suczek, 1979; Basu, 1985; Ricci-Lucchi, 1985; McBride, 1985). Modal analyses of sandstones (Gazzi-Dickinson method, Zuffa, 1985), when plotted in QFL and derivate diagrams (Dickinson and Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983), allow to infer the type of crustal block (continental cratonic, volcanic arc or orogen recycling) in which the detritus was originated, depending also on the sampling scale (Ingersoll et al., 1993). The isotopic composition of sediments and sedimentary rocks, in terms of the Sm-Nd system, can also be used as a reliable provenance tracer, specially in the case of dry climate and rapid deposition (Nelson and DePaolo, 1988; McLennan et al., 1990). This isotopic system has been used for identifying the sources of recent sediments (Négre and Grosbois, 1999), sedimentary (Gleason et al., 1994) and metasedimentary rocks (Pimentel et al., 2001).

This paper reports the application of integrated petrography and Sm-Nd isotopic analyses in order to constrain the provenance pattern of the Early Paleozoic Santa

Bárbara Formation. The possible sources for these continental sedimentary rocks comprise a Paleoproterozoic basement block, a Neoproterozoic juvenile mantle-derived terrain, and Neoproterozoic to Cambrian isotopically distinct volcano-sedimentary units and intrusive bodies.

Rock units of western Sul-rio-grandense Shield – stratigraphy and isotope geology

The Early Paleozoic Santa Bárbara Formation (Robertson, 1966) crops out in the region of Caçapava do Sul (Fig. 1), south-central Rio Grande do Sul State, southern Brazil. The area is located in the western part of the Precambrian Sul-rio-grandense Shield, considered to be the southern portion of the Mantiqueira Province (Hasui et al., 1975). The petrotectonic associations occurring in this region record Paleoproterozoic (Transamazonian) and Neoproterozoic (Brasiliano/Pan-african) events of juvenile accretion and continental collision (Hartmann et al., 1998; Chemale Jr., 2000), as well as Neoproterozoic volcano-sedimentary units and compositionally variable, post-collisional intrusive bodies.

The São Gabriel Domain (Fig. 1), also called Vila Nova Belt (Babinski et al., 1996) or Rio Vacacaí Terrane (Fragoso-César et al., 1998), contains the only Neoproterozoic mantle-derived juvenile rock units of the Sul-rio-grandense Shield area, the Cambaí Complex and the Vacacaí Supercomplex (Chemale Jr., 2000). The Cambaí Complex is made up of island-arc TTG gneisses tectonically interleaved with metavolcanic and metasedimentary rocks. Magmatic events of 879 ± 14 Ma (dioritic gneisses), 750 ± 16 Ma and 703 ± 13 Ma (tonalites) were recognized by means of U-Pb SHRIMP data (Leite et al., 1998). The Cambaí Complex is characterized by mantle extraction T_{DM} ages of 930 to 800 Ma and $\epsilon_{Nd}(t)$ values between +0.7 and +4.4 (Babinski et al., 1996), attesting its juvenile, mantelic origin.

The Vacacaí Supercomplex, with a magmatic age of 753 ± 2 Ma (Machado et al., 1990), is composed of mafic-ultramafic tholeiitic rocks,

metapelites, amphibolites and meta-volcaniclastic rocks. An oceanic plateau basalt-limestone-chert association was recently dated around 705 ± 2 Ma (Hartmann et al., 2003). Recently obtained data (Saalman et al., 2005) on metamorphic rocks show very low Sm and Nd contents, positive $\epsilon_{Nd}(t)$ values and T_{DM} ages from 0.65 to 1.35 Ga. The Passo Feio metamorphic complex (Bitencourt, 1983), composed by basaltic metavolcanics, metapelitic rocks and minor marbles, is another Neoproterozoic volcano-sedimentary succession deposited and deformed during the Brasiliano/Pan-african Cycle.

To the south of the Ibaré Lineament (Fig. 1), the Taquarembó Domain crops out, mainly composed by the Paleoproterozoic Santa Maria Chico granulitic complex. This unit is made up of mafic garnet granulites, acid (meta-)tonalites and trondhjemites, as well as pyroxenites, anorthosites and spinel lherzolites (Hartmann and Remus, 2000; Tickyj et al., 2004). Magmatic ages of 2.55 and 2.35 Ga and a metamorphic overprint (granulite facies) around 2.02 Ga were recognized by means of zircon U-Pb SHRIMP data (Hartmann et al., 1999). Sm-Nd isotopic data (Soliani Jr. et al., 2000) point to T_{DM} model ages of 2.3 to 2.6 Ga and $\epsilon_{Nd}(t)$ around +3, suggesting a Paleoproterozoic event of juvenile accretion.

Sedimentary and volcanic units unaffected by regional metamorphism are assembled under the designation of “Camaquã Basin” (Gresse et al., 1996; Paim et al., 1995, 2000). Actually, these units reflect deposition in a series of fault-bounded basins during the post-collisional phases of the Brasiliano/Pan-african cycle. The lowermost Maricá Formation (Leinz et al., 1941) is composed of three distinct sedimentary successions, two of fluvial origin (lower and upper successions) and one marine package (intermediate succession), with dominant granite-gneissic provenance (“uplift basement” provenance) and increasing volcanic contribution (“dissected arc”) towards the top (Borba et al., 2004). Sm-Nd data performed in sandstones and fine-grained rocks suggest a uniform Paleoproterozoic provenance [T_{DM} between 1.76 and 2.37 Ga and strongly negative $\epsilon_{Nd}(t)$ parameter, around -14] for the Maricá Formation (Borba et al., 2006).

The Bom Jardim Group (Ribeiro et al., 1966) is composed by two main units: the Hilário Formation contains dominantly andesitic pyroclastic and lava flows; and the Arroio dos Nobres Formation shows rhythmic intercalations of tabular sandstones and siltstones, as well as volcanic-derived conglomerates and breccias. Arroio dos Nobres sandstones from the Caçapava do Sul and Lavras do Sul region, analyzed in thin section (CPRM, 1995; Borba et al., unpublished data), show very low quartz contents and plot in the “undissected arc” and “transitional arc” fields of the provenance QFL (Dickinson et al., 1983) diagrams. The Hilário Formation has a shoshonitic affinity (Lima and Nardi, 1998), and it is comagmatic with the Lavras do Sul intrusive complex (Gastal and Lafon, 1998), which was dated at 601 ± 5 Ma (monzonites), 599 ± 7 Ma (monzodiorites) and 598 ± 3 Ma (syenogranite) by the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ method (Gastal and Lafon, 2001; Gastal et al., 2003). The Nd isotopic composition of these granitoids (and associated volcanics) shows a weakly negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ parameter (-0.28 to -4.3) and T_{DM} model ages between 1.3 and 1.6 Ga (Gastal et al., 2003), attesting a very important contribution of mantle sources in the magma generation.

The Acampamento Velho Formation (Cordani et al., 1974) overlies the Maricá Formation and the Bom Jardim Group in angular unconformity. This unit represents an alkaline bimodal volcanic succession, with basaltic rocks at the base and rhyolitic pyroclastics and lava flows towards the top of the package (Almeida et al., 2002). Zircon U-Pb SHRIMP data obtained by Sommer et al. (2003) yielded 549 ± 5 Ma, positioning the Acampamento Velho Formation at the Neoproterozoic/Paleozoic boundary. Sm-Nd isotopic analyses (Almeida et al., 2003, 2005) revealed very diversified compositions. For the lower mafic association, the $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ varies between -2.9 and -10.3 , and T_{DM} values range from 1.11 to 1.78 Ga. Acidic pyroclastic rocks yielded $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ from -7.2 to -9.8 , corresponding to T_{DM} values of 1.33 to 1.92 Ga, while rhyolitic lava flows display $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ parameter between -5.3 to -9.5 and T_{DM} from 1.35 and 2.17 Ga, suggesting a progressive contamination by crustal components of Paleoproterozoic age (Almeida et al., 2003).

Post-collisional intrusive bodies ranging in age from 560 to 540 Ma are widespread in the western Sul-rio-grandense Shield. The Caçapava do Sul granitic complex (Bitencourt, 1983) is composed mainly by granodiorites, monzogranites and syenogranites, and it was intruded in a NE-SW trending shear zone. U-Pb SHRIMP data revealed magmatic zircon populations of 561 ± 6 Ma and 541 ± 11 Ma and inherited zircon crystals of 1.9 to 2.4 Ga (SHRIMP data, Leite et al., 1995). This intrusive body was also dated at 562 ± 8 Ma (SHRIMP data, Remus et al., 2000) and 552 ± 4 Ma (Rb-Sr isochron, Sartori and Kawashita, 1985). Sm-Nd data showed an important contribution of crustal sources in magma generation, since $\epsilon_{Nd}(t)$ values are -9.9 and -19.5 , while T_{DM} model ages spread from 2.05 to 2.2 Ga (Babinski et al., 1996). The alkaline, metaluminous Jaguari granite was recently dated at 567 ± 4 Ma ($^{207}Pb/^{206}Pb$, Gastal et al., 2003), and it showed also crustal inheritance, evinced by $\epsilon_{Nd}(t)$ values of around -12.6 and T_{DM} of 2.1 Ga (see Gastal et al., 2003 and references therein). Zircons from the São Sepé granite were also dated by SHRIMP at 558 ± 8 Ma (monzogranite) and 550 ± 6 Ma (microgranite, pluton border), and Sm-Nd isotopic analyses yielded $\epsilon_{Nd}(t)$ of -10 and T_{DM} of 2.3 Ga (Remus et al., 1997; Remus et al., 1999).

The sedimentary record of the Santa Bárbara Formation consists of conglomerates, sandstones and siltstones deposited under semi-arid conditions through the activity of alluvial fans, fluvial plains and ephemeral, constantly dried shallow lakes. Three depositional sequences have been recognized (Borba and Mizusaki, 2003). In sequences I and II, poorly sorted, massive or horizontally-stratified conglomerates are the coarse-grained rocks, while trough- and planar-cross stratified sandstones, interlayered with siltstones that show abundant desiccation features (mudcracks, mud curlets, raindrop imprints), consist the fine-grained section. The paleocurrent pattern shows a consistent northeastwards paleoflow. On the other hand, sequence III marks the inversion of the transport sense in the depositional basin and an abrupt increasing of grain-size. This topmost unit, with markedly erosional character, is composed of trough-cross stratified, scoop-shaped beds of poorly sorted conglomerates and

conglomeratic sandstones, with paleocurrents to southwest (Borba and Mizusaki, 2003).

Methodology and sampling

Provenance studies – integrating petrography and isotope geology

Sediments and sedimentary rocks reflect primarily the composition and textures of the adjacent source rock units, and the character of the source areas depends largely on the tectonic setting in which a given basin develops (Dickinson and Suczek, 1979) and on the drainage scale or sampling order (Ingersoll et al., 1993). Climate conditions, basin border relief, transport mechanisms, as well as diagenetic reactions are other important factors conditioning the final composition of sedimentary rocks (Basu, 1985; Ricci-Lucchi, 1985; McBride, 1985). Thus, in a QFL triangle plot for provenance discrimination (Dickinson et al., 1983), quartzarenites are diagnostic of cratonic (granite-gneissic) source areas, submitted to humid climate, low relief, long-distance transportation or strong diagenetic alteration. Arkoses, in turn, reflect steep basin borders, preferentially dry climate and episodic, short-lived deposition mechanisms. Finally, litharenites suggest arc-related sedimentation (volcanic fine lithics) or recycling of orogenic belts (metamorphic or ophiolitic fragments).

The most widely used tool for provenance analysis is quantitative sandstone petrography, by counting 300 to 500 points in thin section, using the Gazzi-Dickinson method (e.g. Zuffa, 1985), which allows comparison between provenance parameters of fine- and coarse-grained sandstones. The Sm-Nd isotopic system has been also applied to provenance studies since the early efforts of Nelson and DePaolo (1988). It has been important in tracing the provenance pattern of recent sediments (McLennan et al., 1990; Négrel and Grosbois, 1999), Paleozoic sedimentary successions (Gleason et al., 1994, 1995), and Neoproterozoic sedimentary (Farmer et al., 2001) and

metasedimentary successions (Pimentel et al., 2001). The parameters of the Sm-Nd system may be slightly modified during the sedimentary cycle, specially by the following processes: preferential sorting of REE-rich trace minerals (zircon, allanite, sphene, etc.); preferential absorption of light REE's by clay minerals (illite, kaolinite, etc.); and preferential loss of Nd (and increased T_{DM} ages) during burial diagenesis (Zhao et al., 1992; Awwiller and Mack, 1991). However, it is understood that the Sm-Nd parameters are well preserved in sediments and sedimentary rocks, and thus can be used as provenance tracers. Uniform input of juvenile, mantelic source rocks result in high $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measured ratios, as well as positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values and mantle extraction T_{DM} ages close to the crystallization ages. Otherwise, crust-derived or more differentiated igneous provinces display low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, strongly negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values and very old T_{DM} model ages (DePaolo, 1988).

Sampling strategy and analytical procedures

For the present study, sampling was performed along three basin-scale composite profiles, the P1, P2 and P3 profiles (Figs. 1 and 2). Thirty-five sedimentary samples were collected and macroscopically analyzed for color, induration, textures, sorting and clast roundness. Twenty thin-sections were described by using standard petrographic procedures. Seventeen coarse-grained, representative thin-sections from rocks of the three depositional sequences recognized (Borba and Mizusaki, 2003) were submitted to statistical counting of 300-500 points by using the Gazzi-Dickinson method (Zuffa, 1985). The contents of quartz (Q), total feldspars (F) and fine-grained lithic fragments (L) were plotted in the provenance QFL and derivate ternary diagrams proposed by Dickinson et al. (1983).

Siltstones and sandstones were also selected for the determination of Sm-Nd (isotopic dilution) ratios, in order to constrain data on the provenance of these sedimentary rocks. Some 0.1 to 0.2 g of powdered rock from each sample was dissolved with HNO_3 and HF in Savilex vials, jointly with mixed $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ tracer. REE's were separated in cationic exchange AG-50W-X8 resin columns (200 to 400 mesh), and Sm was separated from Nd with anionic

exchange LN-B50-A resin columns (100 to 200 μm). Isotopic ratios were obtained using a VG SECTOR 54 mass spectrometer, with multi-collection system and 2.0 V ion beam, at the Mass Spectrometry Laboratory of LGI-CPGq/UFRGS. Isotopic dilution Sm-Nd results were calibrated against La Jolla standard, considering 0.511856 for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Blank values were lower than 150pg (Sm) and 200pg (Nd).

Results and discussion

General results

The detrital composition of the sandstones and conglomerates of the Santa Bárbara Formation, statistically analyzed in this study, is highly variable (Table I, Fig. 9). This is a consequence of the erosion of a diversified source area, with basement rocks or older volcanic-sedimentary sequences. This wide distribution of sandstone compositions is also an effect of the sampling scale (first- or second-order, in this case), as pointed out by Ingersoll et al. (1993). Most of the samples fall in the “recycled orogen” (RO) field of the Dickinson et al. (1983) diagram (Fig. 9). The studied sandstones are poorly sorted, and most of the detrital fragments are angulose to subangulose and well-preserved, probably as an effect of physical weathering and short-lived, sheetflood transport under dry climate conditions. Calcite and iron oxides are the dominant diagenetic components (Table I). The possible diagenetic sequence is: low-temperature calcite, siderite, and chlorite formation; mesodiagenesis with quartz and K-feldspar overgrowths, as well as albitization of feldspars and formation of illite and I-S interlayer; and a telodiagenetic phase characterized by the precipitation of iron oxides. The highly variable character of sedimentary rocks and source areas is also reflected in the measured and calculated Sm-Nd isotopic parameters (Table II, Fig. 10). The ϵ_{Nd} present-day values are negative (−9.5 to −13.8) and the T_{DM} model ages vary from 0.99 to 1.75 Ga, suggesting the recycling of cratonic (Paleoproterozoic) and juvenile (Neoproterozoic) source rocks.

Southern region

The lowermost sedimentary samples (LSB-3, A-05-1 and A-05-2), collected in alluvial deposits from the base of sequence I (Fig. 2), in the southwestern outcrop area (Santa Fé region, SF in Figure 1), show a clear dominance of volcanic grains, mainly of pyroclastics and lavas of basic/intermediate composition representing Hilário Formation fragments (Fig. 3 A, B, C). Plagioclase and K-feldspar are very common (Fig. 3 D), the total quartz (Fig. 3 E) contents are very low, and these samples plot (Fig. 9 A) in the “undissected” or “transitional arc” provenance fields of the QFL diagram.

The ϵ_{Nd} present-day value of -9.5 for sample LSB-3 is similar to the value of -11.4 obtained for a trachyte clast (LVS-1c) interpreted as derived from the Hilário Formation and collected in a conglomerate bed of the same outcrop. The results for ϵ_{Nd} at 600 Ma, crystallization age of the Hilário Fm., are -2.5 and -3.7 , respectively, and the T_{DM} ages are 1.24 and 1.28 Ga (Table II, Fig. 10 A). These isotopic data are very similar to the data presented for the Lavras do Sul magmatism by Gastal et al. (2003), and consistent with the dominance of the Hilário Formation as the principal source rock for the basal strata of the Santa Bárbara Formation, specially in its southern outcrop region.

Upsection, the LVS-2 and A-05-3 samples show a progressive increase in quartz and K-feldspar contents, probably reflecting a deeper stage of denudation of the Hilário volcanics and the progressive exposure of the Lavras do Sul intrusive complex and neighboring plutonic and metamorphic units. Volcanic grains still dominate (Fig. 3 F), and the samples plot in the “dissected arc” provenance field (Fig. 9 A). The slight increase in the content of metamorphic fragments (up to 2.7% in LVS-2, against 0.3% of LSB-3) also suggests the progressive exposure of deeper crustal levels.

In the highstand systems tract of the sequence I and the lowstand systems tract of sequence II, in the southern outcrop region of the Santa Bárbara Formation, samples TAM-3 and A-05-5 show higher contents of quartz and total feldspars, with still important lithic grains, plotting in the “recycled orogen” provenance field (Fig. 9 A). The relative importance of the fine-grained, foliated metamorphic, and sedimentary fragments (Fig. 4 A) also increases, with persistent volcanic contribution (Fig. 4 B), reflecting a high variability of the source areas.

Isotopic Sm-Nd data obtained in two samples (LVS-3, LVS-5) from this interval are also indicative of a modification in source areas, with a more significant input of older crustal components. The values for the present-day ϵ_{Nd} parameter are something more negative, while T_{DM} ages (Table II, Fig. 10 A) are significantly older, reaching 1.75 Ga, i.e. Paleoproterozoic. Possible interpretations account for the activation of source areas located further southwestward, such as in the Paleoproterozoic Taquarembó Domain (Soliani Jr. et al., 2000), or a more significant contribution of the recycling of Paleoproterozoic-sourced sedimentary units, such as the Maricá Formation (Borba et al., 2006).

Northern region

Samples from the sequence I in the northern outcrop region of the Santa Bárbara Formation are located along the P1 and P2 profiles (Figs. 1 and 2). Presently, in this area called the Cerro do Bugio, conglomerates and sandstones of the Santa Bárbara Formation are disposed in fault contact with the acidic lavas and pyroclastic rocks of the Acampamento Velho Formation. In the lowermost sample, labelled 2603 (Table I), total quartz and fine-grained lithic grains dominate, specially acidic volcanics and pyroclastics. A significant contribution of metamorphic source areas can be inferred from the relatively high amount of metamorphic fine-grained fragments and polycrystalline quartz. Total feldspars account for 23.3%, with equant contents of k-feldspars and plagioclase. The obtained detrital composition falls in the “recycled orogen” provenance field (Fig. 9 B).

The Sm-Nd isotopic parameters of two samples collected at the base of the P2 profile (CAS-1 and CAS-2) are highly variable (Table II, Fig. 10 B). The CAS-1 sample shows very low Sm (0.4 ppm) and Nd (4.0 ppm) contents, and a relatively younger T_{DM} model age (0.99 Ga, Neoproterozoic), suggesting a significant contribution of the juvenile rocks of the Cambaí and Vacacaí igneous and metamorphic units, which show similar values (Saalman et al., 2005). It is possible, however, that this young T_{DM} model age could be a product of fractioning between Sm and Nd during weathering or diagenesis, since the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio (Table II) is anomalously low (0.056463), while the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio is very similar to the ratios obtained for the other samples in this

study (Table II). The CAS-2 sample, in turn, has a mixed Nd isotopic composition between juvenile and older sources, with present-day ϵ_{Nd} parameter of -11.3 and T_{DM} age of 1.53 Ga (Table II, Fig. 10 B). This isotopic composition and the increased Sm (10.2 ppm) and Nd (52.9 ppm) contents are probably related to the contribution of source rocks located farther west, such as the Acampamento Velho Formation which displays very similar data (Almeida et al., 2003, 2005).

Upsection, the CAS-3a sample, collected in the highstand systems tract of Sequence I, reflects a more effective dominance of recycling in source areas (Table I). Quartz is the more abundant detrital component with important contribution of the polycrystalline type. K-feldspar dominates over plagioclase, and fine-grained lithic grains are less important, accounting for only 17.5% of the bulk volume. This detrital composition plots also in the “recycled orogen” field of the QFL ternary diagram (Fig. 9 B). Detrital micas (4.8%) are relatively high, and also suggest the presence of metamorphic source areas.

The base of sequence II was sampled (A-05-6) at the P1 profile. Its more relevant characteristic is the very high content of polycrystalline quartz (30.2%), pointing to the dominance of metamorphic sources. The samples representing the highstand systems tract of sequence II (A-05-8, LAN-1, LAN-8, LAN-9, LAN-10) were collected at the classical “Passo do Meio” outcrop (Lanceiros Creek, P1 profile). They correspond to the fan-delta front deposits of the highstand systems tract of this package (Borba and Mizusaki, 2003). In this area, the sedimentary deposits comprise tabular, laterally continuous, poorly-sorted, massive, rippled or trough-crossed laminated sandstone-siltstone rhythmites with subordinate beds of granule conglomerates. Eastward, these deposits are in sharp, faulted contact with greenschist facies metamorphic rocks of the Passo Feio complex, constituted mainly of volcanic and sedimentary protoliths.

Quartz is the dominant detrital component of these samples (Table I), followed by acidic and basic/intermediate volcanic grains (Fig. 5 A, B, C, D). A persistent metamorphic contribution is suggested by fine-grained, foliated metamorphic fragments (Fig. 6 A, B), as well as by up to 8.2% of polycrystalline quartz grains (Fig. 6 C, D). An intermediate nature for the source rocks is suggested by the general dominance of

plagioclase over K-feldspar, except in sample A-05-8. The listed data fall in the “recycled orogen” field. The samples show a slight enrichment in lithics and a corresponding impoverishment in total feldspars upsection (Fig. 9 B), with almost constant quartz amounts. Diagenetic constituents are very important in the sequence II samples, reaching some 35% of bulk volume, with calcite cement and replacing and also iron oxides being the more common neoformed minerals (Table I).

Sm-Nd data are variable (Table II) mainly in the values for T_{DM} model age: LAN-8 points to a 1.54 Ga age, with present-day ϵ_{Nd} of -10.8 , while LAN-9 yielded 1.29 Ga, with present-day ϵ_{Nd} of -13.7 . Both samples represent mixed Nd signature (Fig. 10 B). The sources may be the acidic lavas and pyroclastics of the Acampamento Velho Formation, which constitute up to 26.6% of the detrital framework, and a more juvenile source, probably the basic and intermediate volcanics of the Hilário Formation and the metavolcanic rocks of the Passo Feio metamorphic complex, provenant from the “Caçapava high” (see Borba and Mizusaki, 2003).

Sequence III – the Pedra do Segredo section

Three samples (SEG-3, SEG-4, SEG-5) were collected at the “Pedra do Segredo” region, where a 300 meter-thick gravel-bed braided fluvial facies association occurs and consists sequence III. Scoop-shaped beds of trough- and planar-cross stratified coarse-grained sandstone are diagnostic of this sequence. Cobbles of volcanic, metamorphic and granitic (upsection) origin mark the bedding planes. Lens-shaped meter-scale beds of conglomerate are widespread (Borba and Mizusaki, 2003).

Quartz is the dominant detrital constituent of SEG samples (Table I), and shows a progressive decrease upsection, from 51.7 to 36.9% of bulk volume (Fig. 9 C). In addition, total feldspars (18.4 to 33.4%) and fine-grained lithic fragments (20.1 to 25.4%) relatively increase upsection. At the base of this package (SEG-3), a significant metamorphic contribution of the Passo Feio complex is suggested considering the 7.6% of foliated metamorphic grains, 16% of polycrystalline quartz (Fig. 7 A, B, C, D) and 7% of quartz included in metamorphic fragments (total 30.6% of metamorphic

contribution). This metamorphic influence decreases upsection, to 17.3% in SEG-4 and 11.1% in SEG-5, in which it is restricted to polycrystalline quartz (Table I).

K-feldspar (Fig. 8 A, B) dominates over plagioclase in all the samples, specially as a component of plutonic rock fragments, indicating an acidic nature for plutonic sources and probably representing the syenogranitic or leucogranitic facies of the Caçapava do Sul granite complex. Volcanic grains show a progressive increase from base to top, in both the acidic (9.4 to 20.4%, Fig. 8 C) and basic/intermediate (2.0 to 4.8%, Fig. 8 D) types. Sedimentary fragments, probably derived from the Maricá and/or Bom Jardim units, account for up to 1.3% of bulk volume. These data plot the SEG samples in a descending trend from the “recycled orogen” to the “dissected arc” field of the QFL diagram (Fig. 9 C).

SEG-5, the only sample of the sequence III analyzed for Sm-Nd isotopes, records a present-day ϵ_{Nd} of -13.6 , and a T_{DM} age of around 1.21 Ga (Fig. 10 B). The relatively low value of T_{DM} cannot be attributed only to a contribution of metabasic rocks from juvenile units such as the Vacacaí and Cambaí complexes. These rocks show Nd contents lower than 20.0 ppm according to Saalman et al. (2005), thus much lower if compared to SEG-5 (77.4 ppm Nd), and they do not appear in the detrital framework (Table I). On the other hand, the T_{DM} ages of the Caçapava do Sul granitoids, certainly dominant in the detrital load (29.1% plutonic rock fragments), are systematically older than 2.05 Ga (Babinski et al., 1996). This can be explained by the very low Nd contents (lower than 10.6 ppm, Nardi and Bitencourt, 1989) of the leucogranitic facies of this intrusive complex. These biotite-free facies occupied the shallower levels of the pluton (Nardi and Bitencourt, 1989; Borba et al., 2002) and were certainly the first to be included in the Pedra do Segredo sedimentary load.

Finally, the volcanic fragments of the Acampamento Velho Formation (20.4% bulk vol.) are more likely to have printed their Nd isotopic character to the analyzed sample. These rocks have Nd contents reaching 88.1 ppm in the upper felsic association, showing T_{DM} ages as low as 1.11 Ga for basalts and 1.35 Ga for rhyolites (Almeida et al., 2003). A significant contribution of the intermediate volcanics of the Hilário Formation (up to 44.4 ppm Nd for shoshonites, Wildner et al., 2002) cannot be discarded, since these rocks also show T_{DM} ages (as low as 1.3 Ga, Gastal et al., 2003)

very similar to the obtained results. Considering the southward paleoflow (Borba and Mizusaki, 2003) it is possible to envisage a dominantly volcanic source area to the north, composed by the Acampamento Velho rhyolites and the Hilário andesites. Laterally contributing alluvial fans were provenant from the eastern “Caçapava high”, which provided mainly metamorphic clasts from the Passo Feio complex (SEG-3 and SEG-4), and plutonic fragments (SEG-5) from the topmost, REE-poor leucogranitoids of the Caçapava do Sul granitic complex. The dominance of granitic and metamorphic clasts in alluvial deposits located near the “Caçapava high”, already reported in previous works (Borba and Mizusaki, 2002, 2003), confirms the above interpretation.

Summary and conclusions

The provenance pattern of the Early Paleozoic Santa Bárbara Formation was constrained with integrated petrography and Sm-Nd analyses, and a well-controlled stratigraphic framework. The unit, subdivided in three depositional sequences, comprises reddish, immature sandstones, conglomerates and siltstones deposited in alluvial, fluvial and lacustrine systems, under semi-arid climate conditions (Borba and Mizusaki, 2003).

The samples from sequences I and II, in the southern outcrop area, point to a strong influence of intermediate volcanic source rocks, and thus plot in the “undissected arc” provenance field. The dominance of the Hilário Formation in the catchment area of these basal alluvial deposits is confirmed by the analysis of the T_{DM} model age (1.24 Ga), very similar to the data obtained on a trachyte clast (1.28 Ga). Upsection there is a significant increase in quartz and metamorphic fragments, due to a more diversified source area.

The base of the sedimentary succession, in the northern outcrop areas, shows a probable influence of juvenile rocks of the Cambaí and/or Vacacaí complexes. However, the low Nd content (4.0 ppm) and the Neoproterozoic T_{DM} age (0.99 Ga) can reflect either a source rock character or be a product of weathering and REE fractionation as well. Upsection, there is a possible significant input of Paleoproterozoic-sourced sedimentary rocks such as the Maricá Formation, considering

the higher quartz and the older T_{DM} of 1.53 Ga. In the topmost deposits of sequence II, samples present constant quartz contents and a clear increase in the amount of mostly acidic volcanic fragments. This may reflect an initial phase of denudation of the “Caçapava high”. The Nd isotopic data also coincide with an important contribution of the rhyolites and andesites of the Acampamento Velho and Hilário formations, with T_{DM} model ages of 1.54 and 1.29 Ga.

Finally, the data from Sequence III in the “Pedra do Segredo” section reveal a progressive decrease in quartz content from the “recycled orogen” towards the “dissected arc” field. A significant increase in feldspathic, coarse-grained, plutonic fragments also occurs. This can be interpreted as a more evolved phase of denudation of the “Caçapava high”, with the exposure of the leucogranitoids of the Caçapava do Sul complex. This very important provenance change is not well-constrained from the Nd isotopic data because of the very low Nd contents of the leucogranitoids. The axially-transported sedimentary load, charged in volcanic grains with Nd contents up to 88.1 ppm, is probably responsible for the significantly low T_{DM} model age of 1.21 Ga.

The petrographic and isotopic results for the Santa Bárbara Formation suggest that this unit was deposited near a greatly diversified source area. The catchment area was composed of juvenile igneous and metamorphic rocks, as well as of older sedimentary and volcanic units. Deposition probably took place after the complete amalgamation of the Sul-rio-grandense Shield domains. The present-day proximity of the sedimentary unit and its source rocks suggests that strike-slip motion was not dominant. Extensional displacement would have caused the formation of grabens and structural highs, filled in with continental strata. Even though, recent observations in alluvial deposits of the Cerro da Pedra area (CP, Fig. 1), the westernmost occurrence of the Santa Bárbara Formation, evince that NE-oriented, left-lateral strike-slip faults deformed granitic and volcanic clasts, as well as the sedimentary matrix (Fig. 11). Thus, the combined action of extension and transcurrence is believed to have formed the Santa Bárbara pull-apart basin.

Acknowledgements

The first author is indebted with the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Brazilian Ministry of Science and Technology (MCT), for the concession of a Grant to his doctoral studies (Process No. 140141/2002-2). The authors thank Fátima Bitencourt (Geology Dept., UFRGS), Nelson Lisbôa and Carlos Sommer (Geodesy Dept., UFRGS), Alan Bischoff and Tiago Oliveira for field contributions. For helping with G-D point-counting and photomicrographs, the authors thank Luis Fernando De Ros (Mineralogy and Petrology Dept., UFRGS), Fabio Noronha and Júnia Casagrande. The authors are also indebted to Farid Chemale Jr., Koji Kawashita and Edinei Koester (Isotope Geology Laboratory, UFRGS) for the obtaining of Sm-Nd data. Preparation of some figures had the contribution of Wagner Finger and Ramiro Etchepare (DAT, Ministério Público, RS). The comments and suggestions by reviewers Newton Souza Gomes (UFOP, Ouro Preto, Brazil) and André Ribeiro (UFRJ, Rio de Janeiro, Brazil) largely improved the quality of the text and figures. The authors also acknowledge the careful work of JSAMES regional editor Reinhardt Fuck.

References

Almeida, D.P.M., Zerfass, H., Basei, M.A.S., Petry, K., Gomes, C.H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil). *Gondwana Research*, 5 (3): 721-733.

Almeida, D.P.M., Borba, A.W., Chemale Jr., F., Conceição, R.V., Koester, E. 2003. Sr – Nd isotopic signature of the Acampamento Velho (Cambrian) and Rodeio Velho (Ordovician) volcanic successions of the Camaquã Basin, southern Brazil. In: *Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica*, 4., 2003, Salvador, Short papers, v. II, p. 491-494.

Almeida, D.P.M., Conceição, R.V., Chemale Jr., F., Koester, E., Borba, A.W., Petry, K. 2005. Evolution of heterogeneous mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research*, 8 (4), 479-492.

Awwiller, D.N., Mack, L.E. 1991. Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf Coast. *Geology*, 19, 311-314.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24, 439-442.

Bitencourt, M.F.A.S. 1983. Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS - Geologia e relações com o corpo granítico. Atas do I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 1983.

Basu, A. 1985. Influence of climate and relief on the compositions of sands released at source areas. In: Zuffa, G.G. (Ed.) Provenance of Arenites. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, p. 1-18.

Borba, A.W., Vignol-Lelarge, M.L.M., Mizusaki, A.M.P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (2), 683-692.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P. 2002. Significado tectônico dos depósitos de leques aluviais da Formação Santa Bárbara (Eo-paleozóico) na região de Caçapava do Sul (RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 29 (1), 31-41.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P. 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic post-collisional basin. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (5), 365-380.

Borba, A.W., Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P. 2004. Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography. *Gondwana Research* 7 (3), 871-886.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A., Koester, E., Noronha, F.L., Casagrande, J. 2006. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research* 9 (4), 464-474.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 13-52.

Cordani, U.G., Halpern, M., Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, texto explicativo das folhas de Porto Alegre e Lagoa Mirim, DNPM, Brasília, pp. 70-77.

CPRM 1995. Folha Passo do Salsinho SH-22-Y-A-I-4, Escala 1:50.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, 339 pp.

DePaolo, D.J. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin,
187pp.

Dickinson, W.R., Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions.
American Association of Petroleum Geologists Bulletin 63 (12), 2164-2182.

Dickinson, W.R., Beard, I.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C.,
Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North
American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society
of America Bulletin 93, 222-235.

Farmer, G.L., Espinoza, G., Morales, M., Martín, M.W., Bowring, S.A. 2001. Nd
isotope constraints on sources of Neoproterozoic to Early Cambrian siliciclastic
sedimentary rocks in northern Sonora. Journal of South American Earth
Sciences 14, 437-446.

**Fragoso-César, A.R.S., Machado, R., Philipp, R.P., Mello, F.M., Endo, I.,
Nunmer, A.R., Preciozzi, F.P., Fambrini, G.L., Sayeg, H.S. 1998. Terrenos
suspeitos a sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-Americana).
Actas, II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay, p. 1-6.**

**Gastal, M.C.P., Lafon, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides
metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-rio-
grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. Revista Brasileira de
Geociências, 28 (1), 11-28.**

**Gastal, M.C.P., Lafon, J.M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica Nd-Sr
para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e
Taquarembó, RS. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7, Anais em CD-
ROM, 7 p.**

Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., Koester, E. 2003. Sr-Nd-Pb isotopes for minettes and granitoids from the Lavras do Sul Intrusive Complex, RS. In: Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica, 4., 2003, Salvador, Short papers, v. II, p. 564-567.

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.

Gresse, P., Chemale Jr., F., Silva, L.C., Walraven, F., Hartmann, L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African/Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research* 8, 157-171.

Hartmann, L.A., Remus, M.V.D. 2000. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul, CIGO/UFRGS, p. 53-78.

Hartmann, L.A., Silva, L.C., Remus, M.V.D., Leite, J.A.D., Phillip, R.P. 1998. Evolução geotectônica do Sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. Actas, II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay, p. 277-284.

- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil – SHRIMP establishes three events. *Geology* 27, 947-950.
- Hartmann, L.A., Lopes, A.P., Wang, Y., Liu, D., Vasconcellos, M.A.Z. 2003. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian shield. Short papers 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, 1, p. 178.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 5 (4), 257-266.
- Ingersoll, R.V., Kretchmer, A.G., Valles, P.K. 1993. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, 40 (5), 937-953.
- Leinz, V., Barbosa, A.F., Teixeira, E. 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Boletim 90, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio – RS, 39 p.
- Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Remus, M.V.D. 1995. SHRIMP U/Pb zircon dating applied to the determination of tectonic events: the example of the Caçapava do Sul Batholith, Pedreira Inducal, Caçapava do Sul, Brazil. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, p. 389-390.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews* 40 (8), 688-705.

- Lima, E.F., Nardi, L.V.S. 1998. O vulcanismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do Sul – Brasil. II Congreso Uruguayo de Geología, 263-268.
- Machado, N., Koppe, J.C., Hartmann, L.A. 1990. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 3, 87-90.
- McBride, E.F. 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, p. 95-113.
- 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.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F.A.S. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do complexo granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 19, 153-169.
- Négrel, P., Grosbois, C. 1999. Changes in chemical and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ signature distribution patterns of suspended matter and bed sediments in the upper Loire river basin (France). *Chemical Geology* 156, 231-249.

Nelson, B.K., DePaolo, D.J. 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 58 (2), 348-357.

Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano superior/Ordoviciano inferior do RS. VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, p. 39-50.

Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul, CIGO-UFRGS, p. 231-274.

Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Junges, S.L., Fischel, D.P., Seer, H.J., Dantas, E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 571-585.

Remus, M.V.D, Mcnaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R. 1997. Zircon SHRIMP dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archean Paleoproterozoic basement, II International Symposium on granites and associated mineralization, p. 271-272.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. I

Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados – Boletim de Resumos, p. 83.

Remus, M.V.D, Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R. 2000. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 13, 191-216.

Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo F^o, P.M., Tessari, R.I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 232 pp. (Boletim 127).

Ricci-Lucchi, F. 1985. Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, p. 19-45.

Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos - IG/UFRGS* 1 (2), 41-54.

Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V. 2005. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of

juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton.

Precambrian Research 136, 159-175.

Sartori, P.L.P., Kawashita, K. 1985. Petrologia e geocronologia do Batólito granítico de Caçapava do Sul, RS. Anais do II Simp. Sul-Bras. de Geologia, p. 102-107.

Soliani Jr., E., Koester, E., Fernandes, L.A.D. 2000. Geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense, parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO-UFRGS, p. 175-230.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Pierosan, R., Waichel, B.L. 2003. Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. In: I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, Anais, p. 105-110.

Tickyj, H., Hartmann, L.A., Vasconcellos, M.A.Z., Philipp, R.P., Remus, M.V.D. 2004. Electron microprobe dating of monazite substantiates ages of major geological events in the southern Brazilian shield. Journal of South American Earth Sciences, 16 (8), 699-713.

Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in

southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 261-283.

Zhao, J.X., McCulloch, M.T., Bennett, V.C. 1992. Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constraints on the provenance of sediments of the Amadeus Basin, central Australia: evidence for REE fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56 (3), 921-940.

Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, p. 165-189.

Figure captions

Figure 1 – Schematic geological map of western Sul-rio-grandense Shield, showing the main stratigraphic units of the São Gabriel Domain cited in the text; post-collisional intrusive bodies are distinguished by letters (JA – Jaguari; R – Ramada; SS – São Sepé).

Figure 2 – Stratigraphic framework proposed by Borba and Mizusaki (2003) for the Santa Bárbara Formation, made up of three depositional sequences. The rose-diagrams represent the measured paleocurrents, and the grey losangles indicate the stratigraphic position of the samples analyzed in this study (geographic setting of the P1, P2 and P3 profiles can be seen in Fig. 1). LST, TST and HST – lowstand, transgressive and

highstand systems tracts. Grain-size codes: St – siltstone, Ss – sandstone, Cg – conglomerate.

Figure 3 – Photomicrographs of the basal sandstones and conglomerates of the Sequence I of the Santa Bárbara Formation, collected in the southwestern outcrop area: (A, B, C) andesitic outsized clasts (crossed nicols), with plagioclase, biotite, and opaque phenocrysts, indicating a predominance of the Hilário Formation as the main source area; (D) plagioclase and volcanic grains (crossed nicols); (E) upsection, quartz and feldspar grains are more abundant; (F) basaltic grain, representing also the Hilário Formation (PPL).

Figure 4 – Photomicrographs of (A) siltstone rip-up clasts (PPL) and (B) volcanic, basic/intermediate clasts (crossed nicols) from the highstand systems tract of the Sequence I in the northwestern outcrop area of the Santa Bárbara Formation.

Figure 5 – Photomicrographs of sandstones of the highstand systems tract of the Sequence II of the Santa Bárbara Formation (Passo do Meio outcrop): (A, B, C) acidic pyroclastic grains (PPL), probably derived from the Acampamento Velho Formation; (D) pyroclastic (right) and siltstone/sandstone clasts (left), seen under plane-polarized light.

Figure 6 – Photomicrographs of sandstones of the highstand systems tract of the Sequence II of the Santa Bárbara Formation (Passo do Meio outcrop): (A, B) quartz-

mica foliated metamorphic fragments (crossed nicols), representing the Passo Feio complex; (C, D) polycrystalline quartz grains, volcanic and metamorphic detrital components (crossed nicols).

Figure 7 – (A, B, C, D) Photomicrographs of polycrystalline quartz grains from conglomeratic sandstones of the Sequence III of the Santa Bárbara Formation (Pedra do Segredo section, viewed under crossed nicols).

Figure 8 – Photomicrographs of the conglomeratic sandstones of the Sequence III: (A) microcline and (B) perthite grains under crossed nicols; (C) acidic pyroclastic and (D) basic volcanic grains (PPL).

Figure 9 – QFL diagrams (Dickinson et al, 1983) of provenance discrimination for the samples of sequences I and II in the south (A) and north (B), and sequence III (C), analyzed for petrographic provenance parameters (letters in the diagram denote provenance fields: UA – undissected arc; TA – transitional arc; DA – dissected arc; UB – uplifted basement; CT – transitional continental; CI – craton interior; RO – recycled orogen); arrow between samples LAN-10 and SEG-3 in (C) is discontinued representing unconformity, hiatus, and basin fill inversion.

Figure 10 – Diagrams ϵ_{Nd} versus age for the Sm-Nd results obtained in this study: (A) samples from southern region and trachyte clast; shaded fields are based on: data presented by Gastal et al. (2003) and Wildner et al. (2002) for Bom Jardim Group and

Lavras granitoids; data presented by Babinski et al. (1996), Chemale Jr. (2000), and Borba et al. (2006) for basement, juvenile rocks and Maricá Formation; (B) samples from norther region and Pedra do Segredo section; shaded fields are based on: data presented by Almeida et al. (2003) and Wildner et al. (2002) for the Bom Jardim and Acampamento Velho volcanics; data presented by Babinski et al. (1996) for juvenile rocks and for the Caçapava do Sul granitoids.

Figure 11 – (A, B, C) Examples of NE-oriented, left-lateral strike slip faults affecting granitic and volcanic cobbles of the alluvial deposits of the Cerro da Pedra region (arrow in the scale card points to the North).

Table captions

Table I - Modal analyses (Gazzi-Dickinson point-counting method, 300-500 points) and recalculated data for the samples of the Santa Bárbara Formation; LST, HST – lowstand and highstand systems tracts; provenance fields: see caption of Fig. 9.

Table II – Sm-Nd isotopic data obtained for the analyzed samples of the Santa Bárbara Formation.

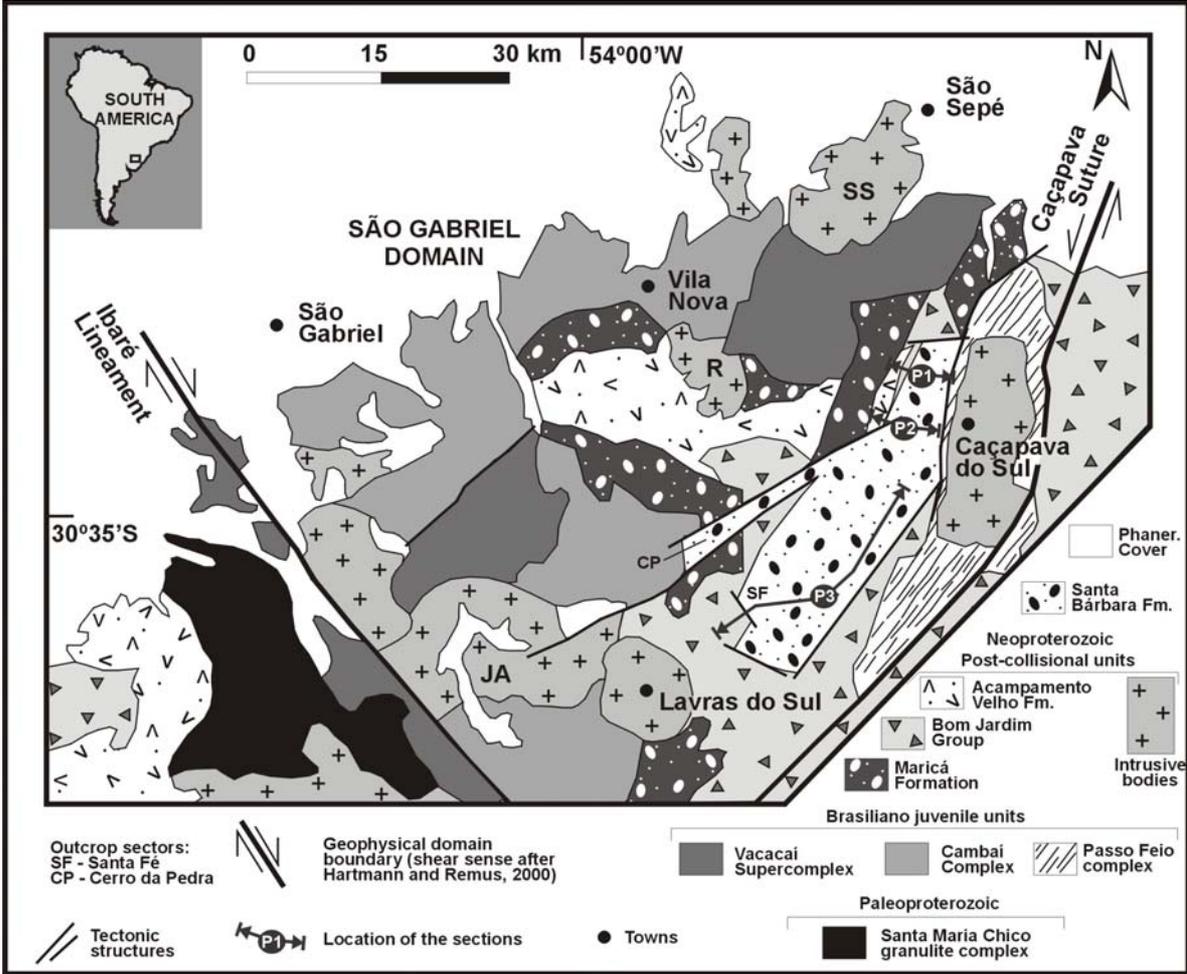


Figure 1

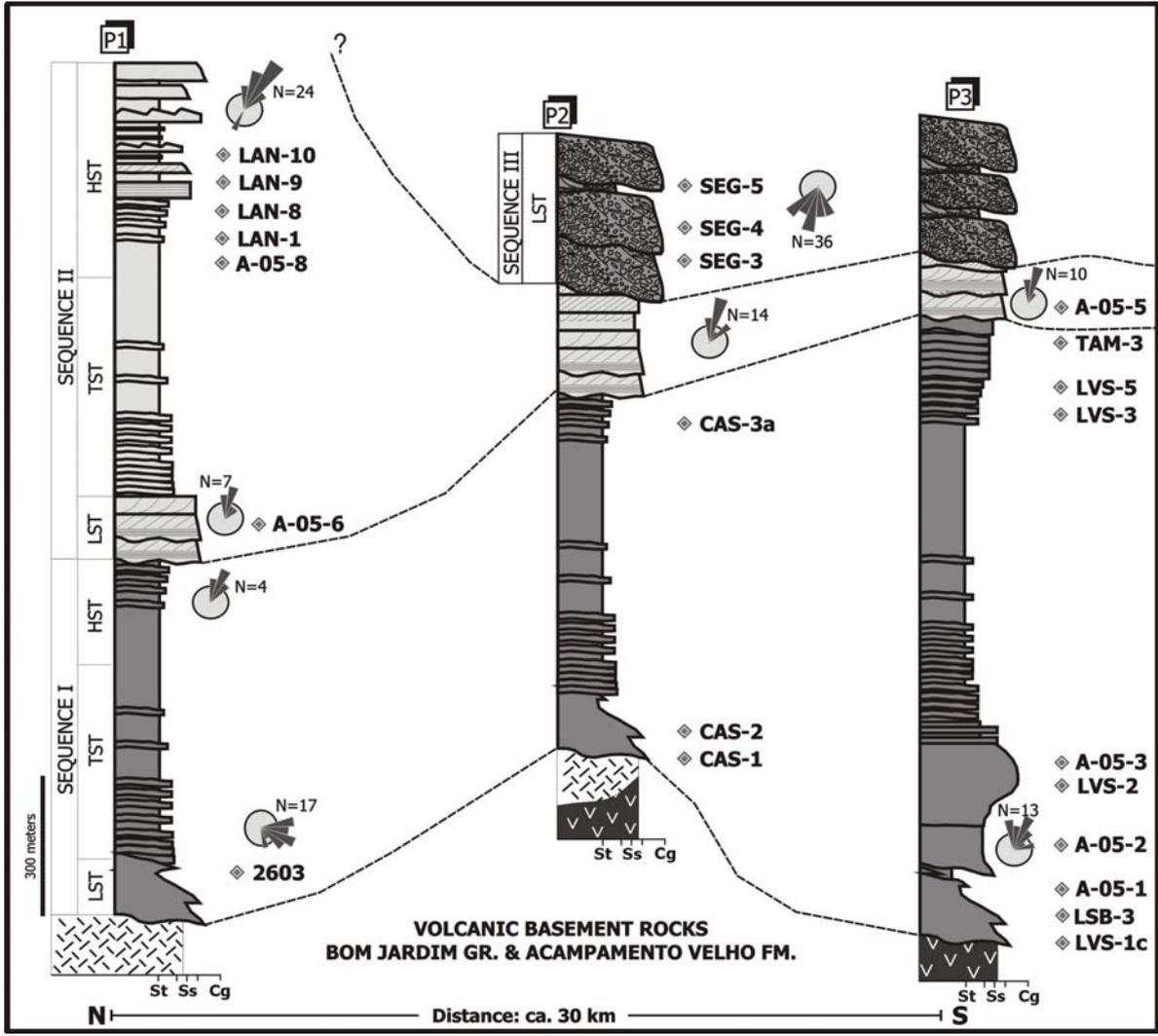


Figure 2

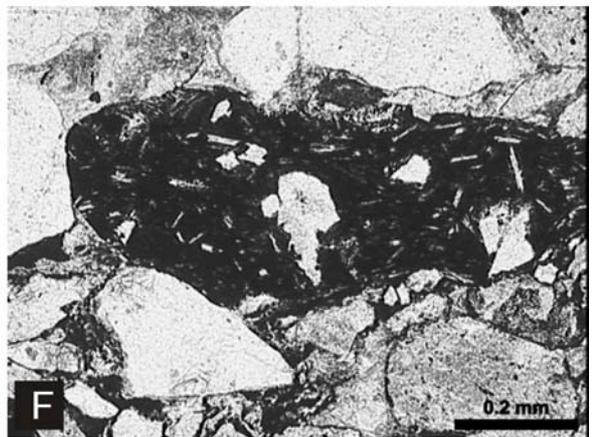
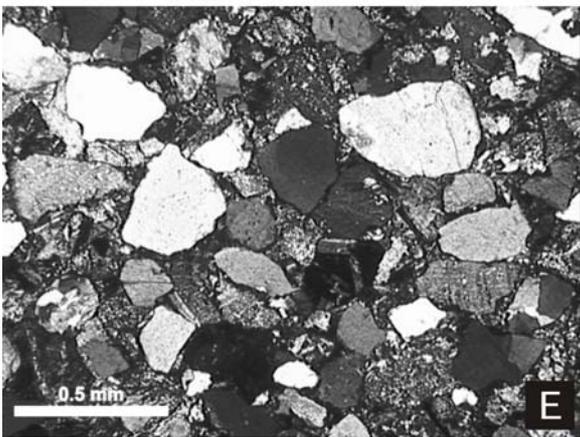
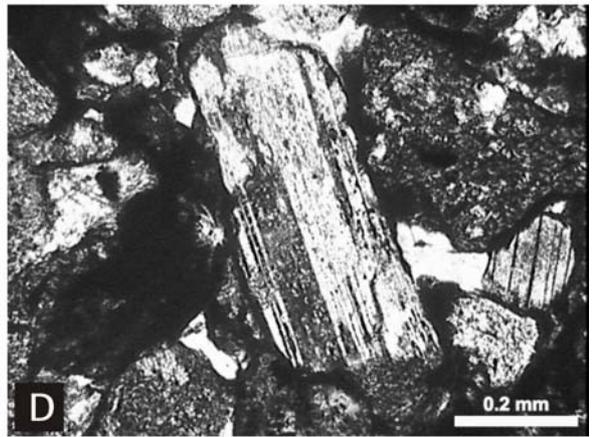
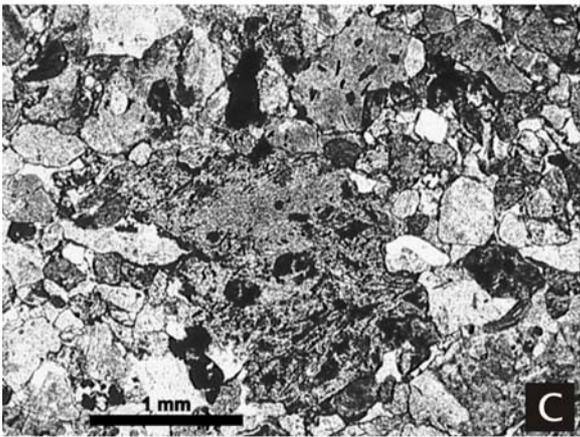
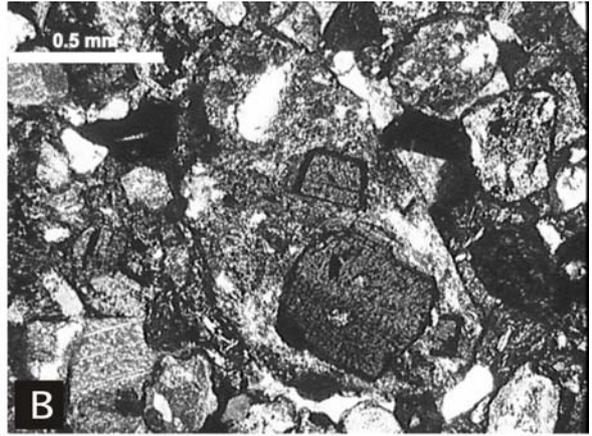
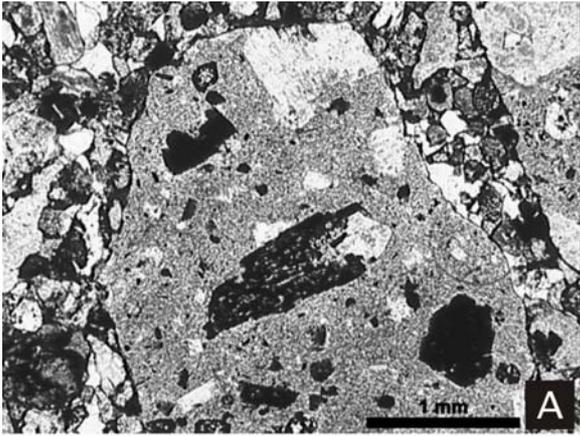


Figure 3

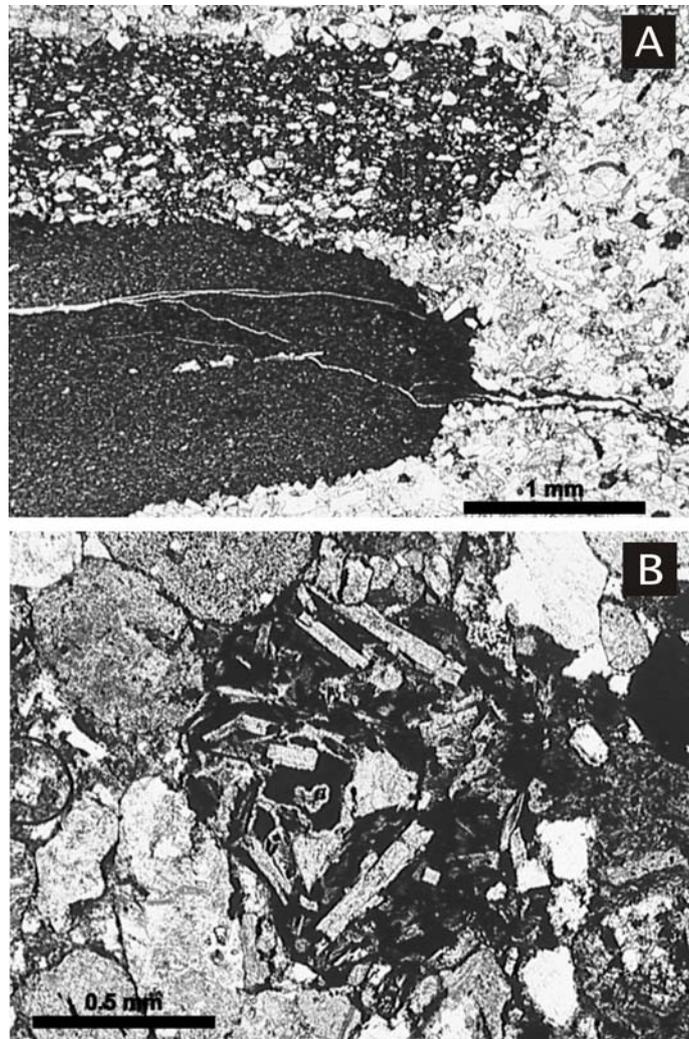


Figure 4

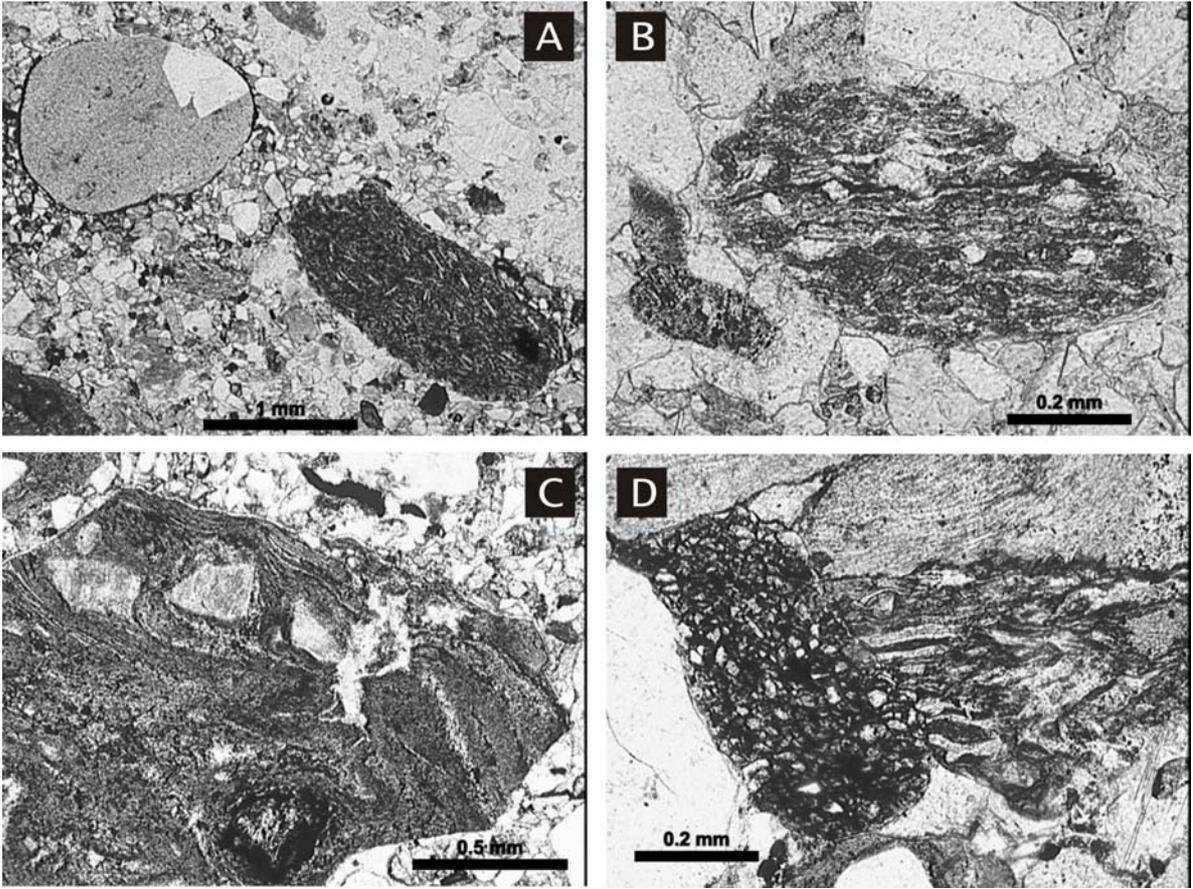


Figure 5

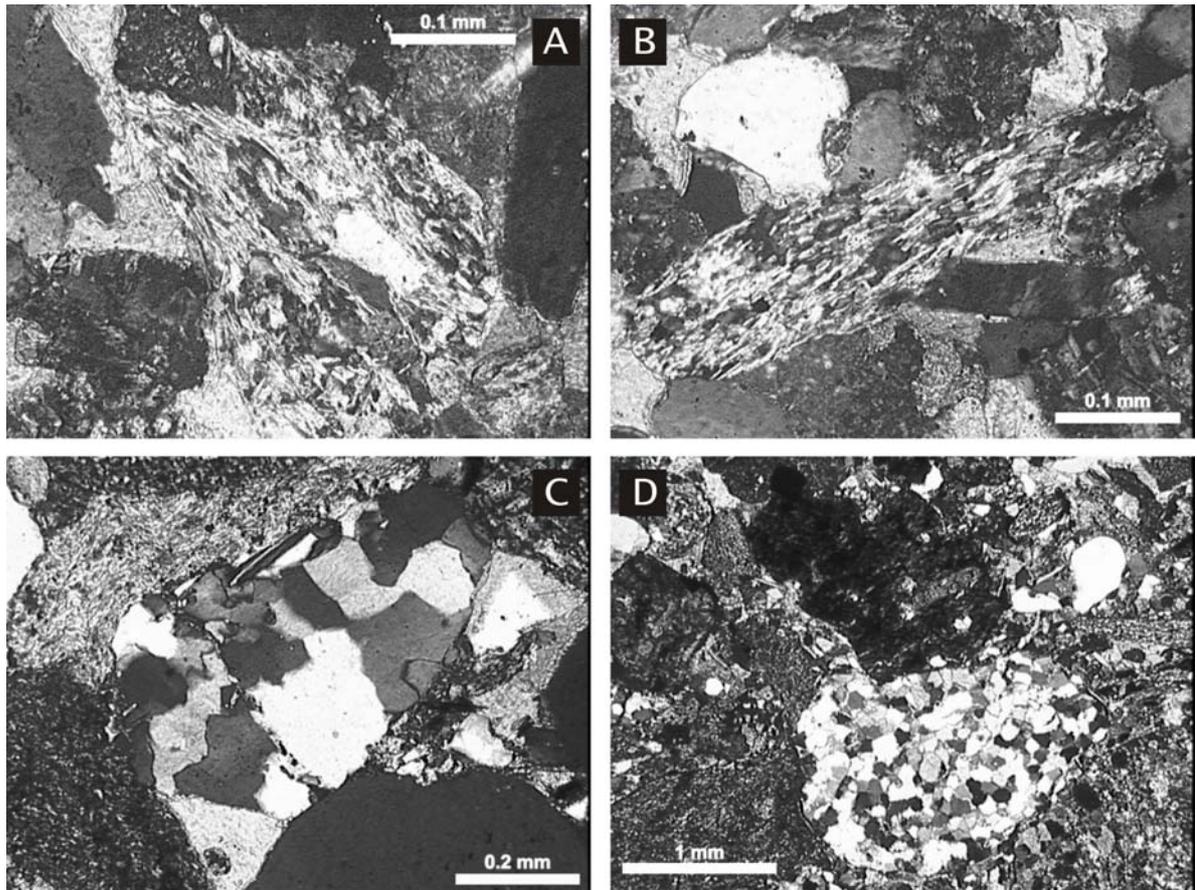


Figure 6

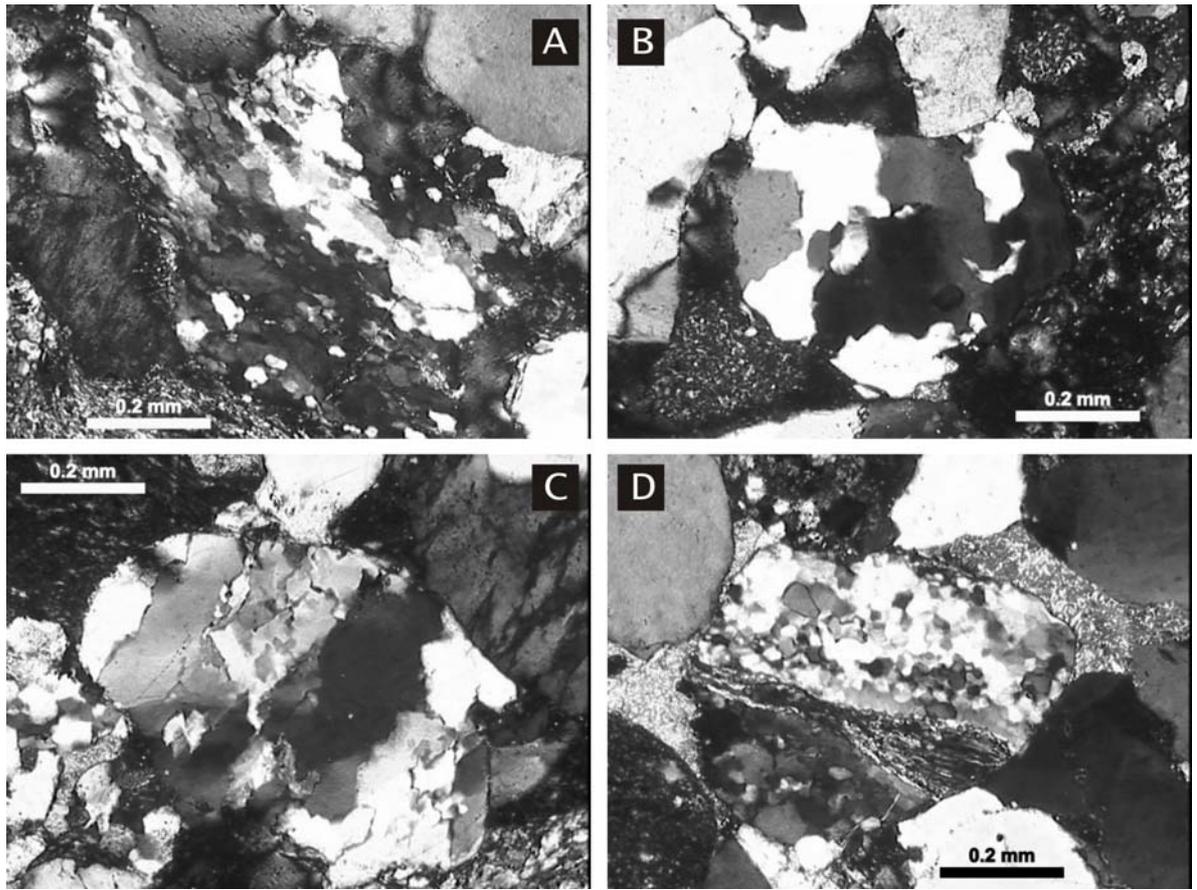


Figure 7

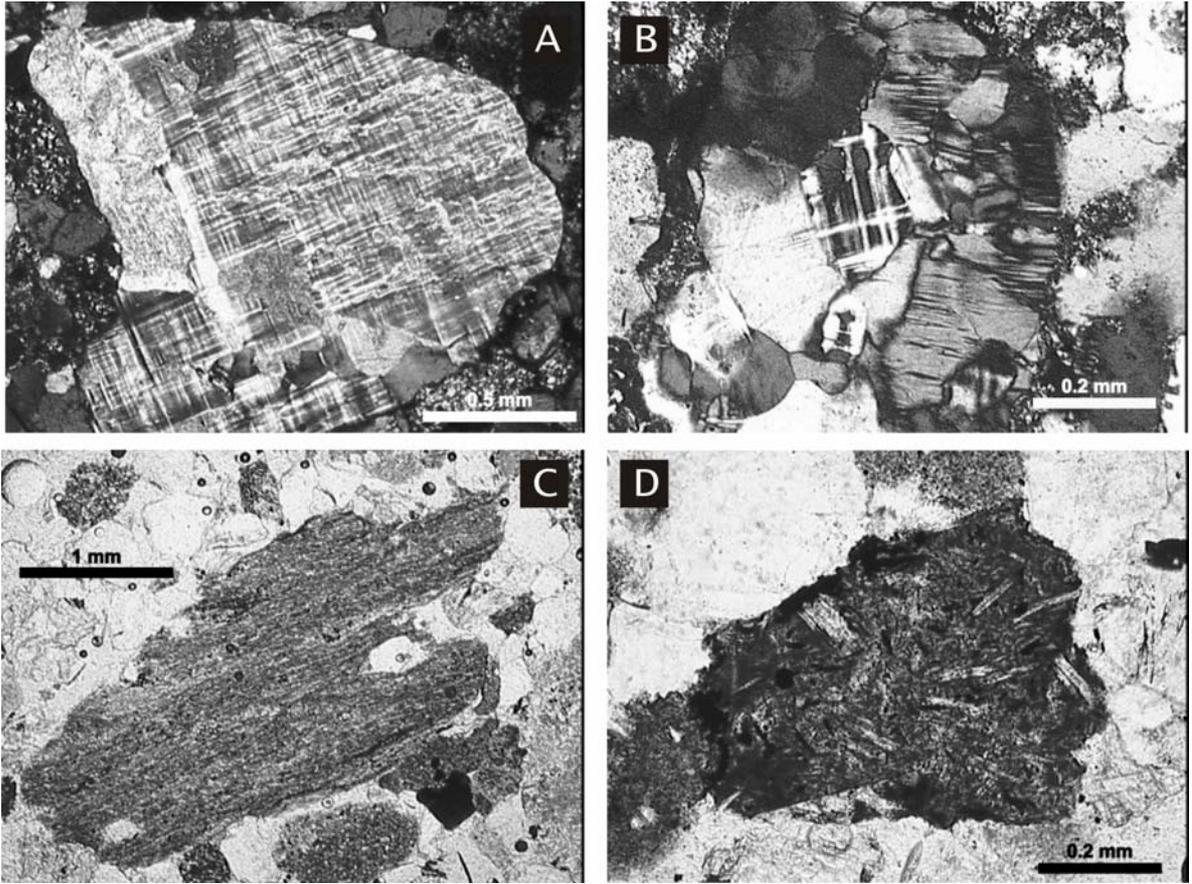


Figure 8

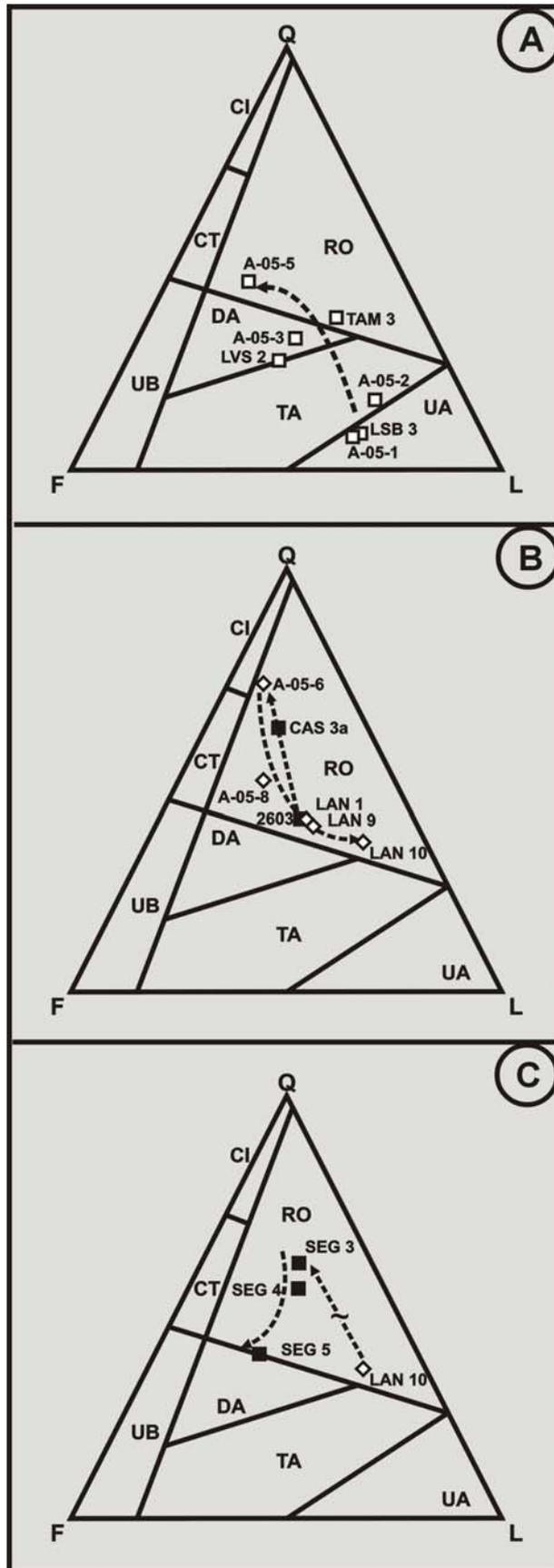


Figure 9

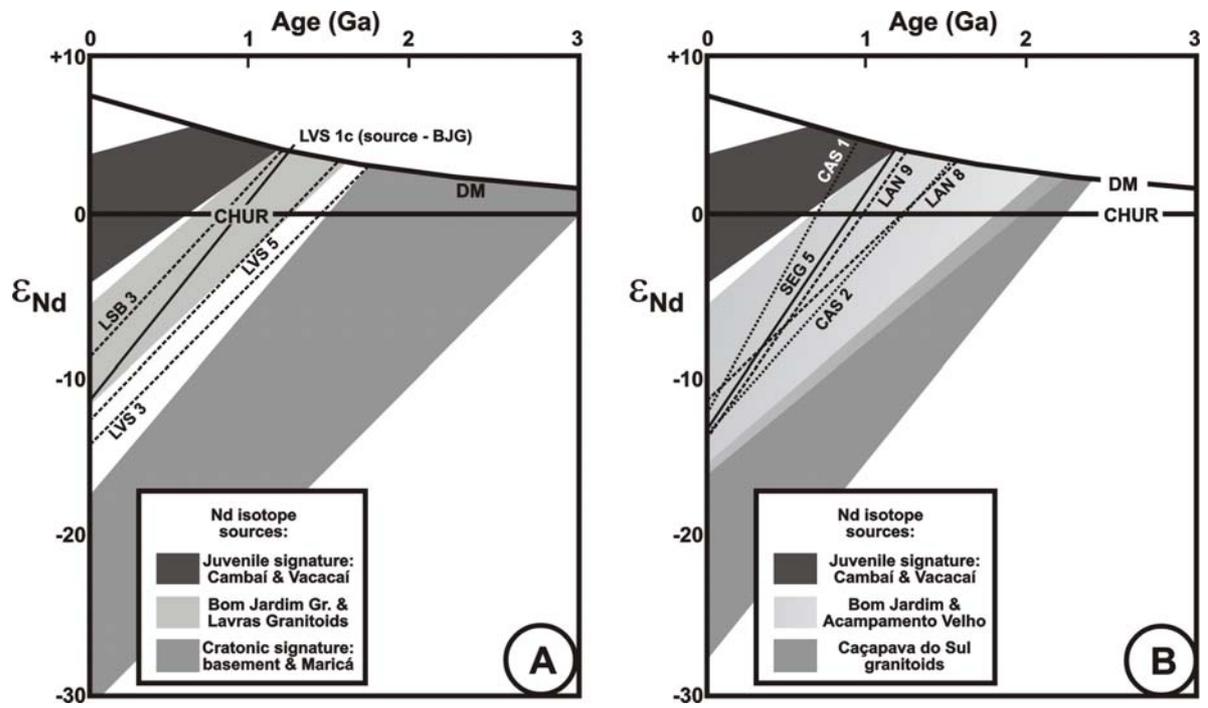


Figure 10

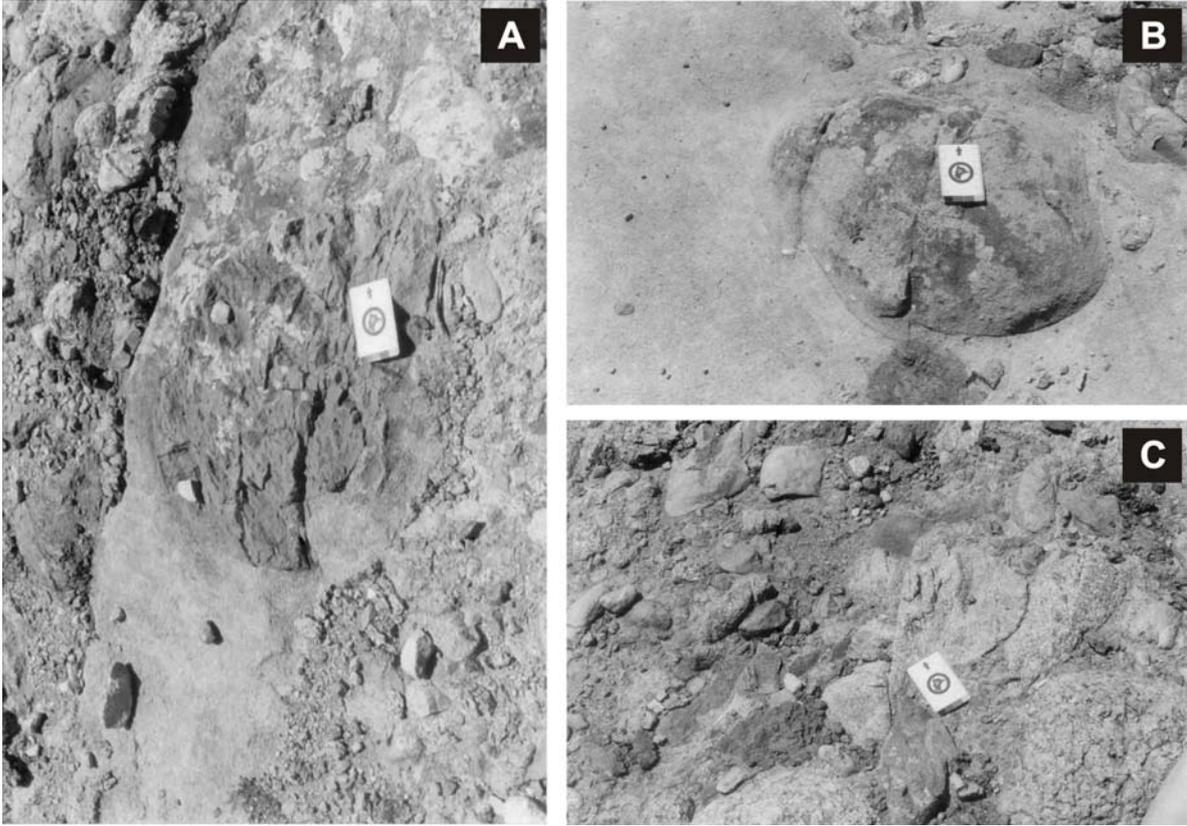


Figure 11

Artigo 3 - 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 paleozóica.

Submetido ao periódico “Pesquisas em Geociências”

Submissão de trabalho à revista
“Pesquisas em Geociências”

título em português:

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

título em inglês:

TECTONOSTRATIGRAPHIC AND PALEOCLIMATIC EVOLUTION OF THE MARICÁ FORMATION (SUL-RIO-GRANDENSE SHIELD, BRAZIL): AN EXERCISE OF HISTORICAL GEOLOGY AND INTEGRATED ANALYSIS OF A NEOPROTEROZOIC SEDIMENTARY BASIN

autores:

ANDRÉ WEISSHEIMER DE BORBA^{1, #}
ANDERSON JOSÉ MARASCHIN²
ANA MARIA PIMENTEL MIZUSAKI²

instituições/endereços:

1 - Ministério Público do Estado do Rio Grande do Sul, Divisão de Assessoramento Técnico (DAT/MPRS)
Rua Gen. Andrade Neves, 106, 10º andar, Centro, 90210-010, Porto Alegre, RS, Brasil – awborba@mp.rs.gov.br

2 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências (IG/UFRGS)

Av. Bento Gonçalves, 9500, prédio 43127, sala 112, Agronomia, Porto Alegre, RS, Brasil – ana.mizusaki@ufrgs.br / anderson.jose@ufrgs.br

autor para correspondência

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

ANDRÉ W. DE BORBA^{1,#}, ANDERSON J. MARASCHIN², ANA MARIA P. MIZUSAKI²

1 – Ministério Público do Estado do Rio Grande do Sul, Divisão de Assessoramento Técnico (DAT/MPRS), Rua Gen. Andrade Neves, 106, 10º andar, Centro, 90210-010, Porto Alegre, RS, Brasil – awborba@mp.rs.gov.br;

2 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências (IG/UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, prédio 43127, sala 112, Agronomia, Porto Alegre, RS, Brasil – ana.mizusaki@ufrgs.br / anderson.jose@ufrgs.br;

autor para correspondência;

Abstract

Significant increase was obtained in latest years to the knowledge concerning the Neoproterozoic Maricá Formation of the Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil. This contribution synthesizes data obtained recently by means of an integrated analysis of this lowermost unit of the “Camaquã Basin”. Stratigraphic and paleocurrent analysis, petrography, Sr and Nd isotope geology, U-Pb SHRIMP geochronology and Ar-Ar dating were applied to the sedimentary and volcanogenic record of the Maricá Formation in order to better constrain its depositional evolution. The Maricá Formation was deposited within coastal and shallow marine settings, its detrital load derived from the weathering of granite-gneissic, paleoproterozoic (1.76 to 2.37 Ga) source rocks, possibly occurring in

the western La Plata craton. A syn-depositional, partially explosive, volcanic event was recognized and dated by U-Pb SHRIMP at 630.2 ± 3.4 Ma, positioning the inception of the “Camaquã Basin” at the end of the Cryogenian. Thus, deposition of the Maricá Formation post-dates the global-scale Marinoan glaciation (660-635 Ma), possibly recording greenhouse paleoclimatic conditions. Field, petrographic and isotopic evidence support this interpretation. The evolution of the Maricá Formation started during the collisional climax of the Brasiliano II system of orogens (Dom Feliciano orogen), allowing to propose that the analyzed sedimentation could represent the infilling of a foreland basin. Possible correlative portions of the foreland system may be recorded in other sedimentary or metamorphic successions of the Mantiqueira Province, such as the Fuente del Puma (Lavalleja), Porongos, Brusque, Abapã (Itaiacoca), Cerro da Árvore and Passo da Capela units. The 507.3 ± 1.8 and 506.7 ± 1.4 Ma Ar-Ar step-heating ages obtained in k-feldspars from volcanogenic samples of the Maricá Formation are most likely associated with uplift and cooling below *ca.* 200°C, possibly during the inception of the rift where the Camaquã Group (Santa Bárbara and Guaritas formations) accumulated.

SUMÁRIO

Introdução

.....

4

Compartimentação e evolução geotectônica da porção meridional da
Província Mantiqueira: os antecedentes da Formação Maricá

..... 5

Abordagem inicial: as feições de campo da Formação Maricá

..... 7

Aspectos petrográficos da Formação Maricá: proveniência e diagênese

..... 9

Isótopos de Sr e Nd nas rochas sedimentares da Formação Maricá

..... 10

Idades U-Pb e Ar-Ar em minerais separados da Formação Maricá

..... 13

Integração dos dados: implicações tectônicas e climáticas

e a evolução geológica da Formação Maricá

..... 14

Conclusões e recomendações para trabalhos futuros

..... 19

Agradecimentos

..... 21

Referências bibliográficas

..... 21

Legendas das figuras

..... 25

Figura 1

.....

26

Figura 2

.....

27

Figura 3

.....

28

Figura 4

.....

29

Figura 5

.....

30

Figura 6

.....

31

Figura 7

.....

32

INTRODUÇÃO

A prática moderna da geologia histórica e da análise de bacias sedimentares pressupõe uma abordagem integrada e multidisciplinar. Diversas ferramentas analíticas, sensíveis a diferentes processos e temperaturas, podem e devem ser utilizadas em conjunto, no sentido de se obter maior diversidade de dados e maior confiabilidade nas interpretações. A análise de fácies, associações de fácies e sistemas deposicionais, seguida do reconhecimento de superfícies de significado cronoestratigráfico, fornecem, ainda em campo, o arcabouço inicial de empilhamento estratigráfico e de seqüências deposicionais. De posse deste controle estratigráfico, o pesquisador coleta amostras representativas das fácies reconhecidas e adequadas a cada uma das ferramentas que pretende utilizar em laboratório: estratigráficas, petrográficas, geoquímicas, isotópicas e termocronológicas, entre outras. O conjunto dos dados resultantes, analisados de forma integrada, permite a interpretação da bacia sedimentar em termos de proveniência, tectônica formadora e deformadora, condições climáticas e evolução deposicional.

Esta abordagem integrada, utilizando diferentes técnicas analíticas, foi aplicada às diversas exposições da Formação Maricá (Leinz et al., 1941), unidade basal da chamada “Bacia do Camaquã” (e.g. Paim et al., 2000). Esta unidade é composta por arenitos arcoseanos (“sal e pimenta”), pelitos e conglomerados, depositados por sistemas fluviais e marinhos em um panorama geral de sedimentação costeira (Leites et al., 1990; Borba et al., 2004a). A Formação Maricá ocorre em diversos setores de afloramento isolados (Passo do Salsinho, Vila Nova do Sul, Arroio América), todos localizados no bloco ou domínio São Gabriel, no oeste do Escudo Sul-rio-grandense. Foram aplicadas as ferramentas da análise estratigráfica, estratigrafia de seqüências, petrografia sedimentar, análises isotópicas dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd, além de geocronologia U-Pb e Ar-Ar em minerais separados.

O objetivo principal deste trabalho é divulgar, também de maneira integrada e na forma de um exercício progressivo de geologia histórica, todos os dados obtidos até o momento em amostras procedentes da Formação Maricá, publicados de maneira parcial em diferentes oportunidades (Borba et al., 2004 a, b; 2006; no prelo). Pretende-se, também, provocar uma reflexão sobre as possíveis correlações da Formação Maricá com outras unidades sedimentares ou metassedimentares da região. Analisa-se, também, a unidade em termos de geologia histórica, sugerindo cenários tectônicos e paleoclimáticos com base não apenas nas feições reconhecidas e nos dados obtidos, mas também em informações bibliográficas consagradas sobre a evolução do planeta no que se refere a ciclos de aglutinação de massas continentais e glaciações em escala global.

COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA PORÇÃO MERIDIONAL DA PROVÍNCIA MANTIQUEIRA: OS ANTECEDENTES DA FORMAÇÃO MARICÁ

A porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1981), distribuída ao longo do sul do Brasil e Uruguai, consiste de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares cuja gênese está vinculada aos ciclos Transamazônico e Brasileiro/Pan-africano. Ao longo do Neoproterozóico (900 – 500 Ma), esta região configurou-se como importante zona de acreção e retrabalhamento crustal, resultando em uma complexa justaposição de blocos cratônicos e orogênicos com bacias vulcanossedimentares não-metamorfizadas (Fig. 1). Na região sul do Rio Grande do Sul (Escudo Sul-rio-grandense – ESRG), quatro domínios geológicos podem ser individualizados por suas diferenças estruturais, petrotectônicas e isotópicas (Fig. 1): Taquarembó (Taq), São Gabriel (SG), Santana da Boa Vista (SBV) e Pelotas (P), além das exposições da chamada “Bacia do Camaquã” (CQ).

No extremo leste, o domínio Pelotas (P, Fig. 1) é caracterizado por suítes graníticas sin-transcorrentes à ZCTDC, com assinaturas isotópicas variáveis, formadas entre 658 e 600 Ma, e granitóides pós-colisionais entre 600 e 550 Ma. Xenólitos de orto- e paragneisses, anfíbolitos, metapelitos e mármore, com idades paleoproterozóicas, ocorrem bem distribuídos em todas as unidades graníticas (Philipp & Machado, 2002). A região central do Escudo é ocupada pelo domínio Santana da Boa Vista (SBV, Fig. 1), limitado pela sutura de Caçapava e pela zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC). Seu embasamento paleoproterozóico é composto por gnaisses TTG formados em torno de 2200 Ma – o complexo Encantadas (Chemale Jr., 2000). A cobertura supracrustal, cuja idade ainda não está bem definida, é formada por rochas metassedimentares e metavulcânicas, reunidas no complexo Porongos. Dados do sistema U-Pb SHRIMP em zircões detríticos apontam para uma proveniência amplamente dominada por fontes paleoproterozóicas (Vasconcellos et al., 2003; Hartmann et al., 2004), mas há referência a zircões tão jovens quanto 620 Ma (Basei et al., 2005). O domínio Taquarembó (Taq, Fig. 1), a sul do lineamento de Ibaré, possui uma associação TTG metamorfizada em fácies granulito, o complexo Santa Maria Chico. As idades magmáticas (de 2550 a 2350 Ma) e o metamorfismo transamazônico (em torno de 2000 Ma), permitem que este domínio seja considerado parte do cráton La Plata, cujas principais exposições encontram-se em território uruguaio, nos terrenos Florida (F), Valentines (Val) e Rivera (R) (Hartmann et al., 1999; Hartmann et al., 2000).

INSERIR FIGURA 1

A noroeste, limitado pelo lineamento de Ibaré e pela sutura de Caçapava, o domínio São Gabriel (SG, Fig. 1) constitui o único terreno juvenil de idade neoproterozóica do ESRG. Suas rochas estão reunidas (Fig. 2) nos complexos Vacacaí, composto de metavulcânicas, metassedimentares e ultramáficas, e Cambaí, constituído de metagranitóides típicos de ambiente de arco de ilhas (TTG). Estas unidades apresentam idades de cristalização (U-Pb) e de residência crustal (Sm-Nd T_{DM}) muito próximas, entre 1300 e 700 Ma (Machado et al., 1990; Babinski et al., 1996; Leite et al., 1998; Hartmann et al., 2003). O domínio São Gabriel teria sido justaposto ao cráton La Plata, segundo Saalman et al. (2005), por colisão continental, entre 700 e

670 Ma. A Formação Maricá e outras unidades neoproterozóicas da “Bacia do Camaquã” recobrem estas sucessões ígneas e metamórficas de forma discordante. Da base para o topo, a “Bacia do Camaquã” registra depósitos predominantemente costeiros e marinhos (Formação Maricá), depósitos aluviais intercalados a andesitos (Grupo Bom Jardim), rochas piroclásticas e vulcânicas ácidas (Formação Acampamento Velho) e depósitos continentais fluviais, lacustres e eólicos (Grupo Camaquã, formações Santa Bárbara e Guaritas).

A evolução geotectônica do cinturão Dom Feliciano, para Silva et al. (2005), pode ser dividida em dois sistemas de orógenos: o Brasiliano I, dominado por acreção juvenil e colisão, com clímax entre 730 e 700 Ma (orógeno São Gabriel); e o Brasiliano II, caracterizado por retrabalhamento crustal e colisão continental, com clímax entre 640 e 620 Ma (Silva et al., 2005). No ESRG, esta evolução foi estudada recentemente por Saalman et al. (2005, 2006), autores que sugeriram, para o intervalo entre 1350 e 800 Ma, subducção intraoceânica para leste, com formação do arco de ilhas Passinho. Entre 800 e 700 Ma, o arco Passinho teria colidido com o cráton La Plata, instalando-se subducção para oeste, com formação do arco São Gabriel. Ao mesmo tempo, no interior do microcontinente Encantadas ou de um paleocontinente africano (Kalahari?), teria se desenvolvido a bacia sedimentar registrada no complexo Porongos. A acreção e deformação do conjunto Encantadas/Porongos ao cráton La Plata e terrenos juvenis estaria posicionada entre 700 e 670 Ma. A formação de um novo arco magmático, responsável pela extensa granitogênese registrada no domínio Pelotas, para Saalman et al. (2006), é controversa.

ABORDAGEM INICIAL: AS FEIÇÕES DE CAMPO DA FORMAÇÃO MARICÁ

A Formação Maricá, conforme definida por Leinz et al. (1941), aflora apenas no domínio São Gabriel, recobrendo rochas ígneas e metamórficas pertencentes aos complexos juvenis Cambaí e Vacacaí (Fig. 2). O contato basal da Formação Maricá com essas rochas, que hoje constituem seu embasamento, não possui boas exposições nas regiões aqui estudadas – Passo do Salsinho, Vila Nova do Sul e Arroio América. Em imagens de sensoriamento remoto, o padrão de lineamentos paralelos das camadas basais da Formação Maricá contrasta fortemente com o aspecto maciço do embasamento, mas no campo esse contato não é nítido, ocupando áreas planas e cobertas por vegetação. Além disso, intrusões tabulares de andesitos e riolitos, provavelmente representativos das formações Hilário (Grupo Bom Jardim) e

Acampamento Velho, com idades entre 600 e 550 Ma, aproveitaram a fraqueza da zona de contato para se posicionarem durante os respectivos eventos magmáticos. Dessa forma, ainda restam dúvidas a respeito da natureza do contato basal da Formação Maricá: seria esta superfície uma desconformidade, sobre a qual se depositaram os sedimentos Maricá, ou um conjunto de planos de empurrão pós-deposicionais? Na falta de confirmação sobre a natureza do contato, considera-se que este seja uma desconformidade, e portanto a idade presumida da Formação Maricá fica entre 670 Ma, final da colisão do terreno juvenil com o cráton La Plata (Saalman et al., 2005), e 605 Ma, idade aproximada do magmatismo precoce do complexo Lavras do Sul (Gastal et al., 2005), intrusivo na unidade.

INSERIR FIGURA 2

Em termos de fácies, associações de fácies e sistemas deposicionais, podem ser citados os trabalhos de Leites et al. (1990), CPRM (1995), Pelosi & Fragoso-Cesar (2003) e Borba et al. (2004a). Três pacotes distintos compõem a Formação Maricá: as sucessões inferior, média e superior (Borba et al., 2004a), correspondentes às formações Passo da Promessa, São Rafael e Arroio América do Grupo Maricá de Pelosi & Fragoso-Cesar (2003). Neste trabalho, no sentido de evitar a proliferação de nomenclaturas na – já saturada – estratigrafia do ESRG, mantém-se a designação original, Formação Maricá, e segue-se a subdivisão apresentada por Borba et al. (2004a). A sucessão inferior, de cerca de 300 metros de espessura e origem fluvial, é dominada por arenitos arcoseanos alterados e friáveis, com estratificação cruzada acanalada e planar (Fig. 3a). Seixos e blocos muito arredondados, de composição predominante granito-gnáissica, formam lentes (Fig. 3b) ou se distribuem de maneira dispersa nas camadas e planos de estratificação (Fig. 3c). Não é perceptível qualquer proveniência metavulcânica ou ultramáfica, o que contrasta com o embasamento juvenil. As paleocorrentes apontam um sentido

de fluxo preferencial de noroeste para sudeste, com as variações típicas dos sistemas fluviais entrelaçados (Borba et al., 2004a).

A sucessão média, com até 700 metros de espessura e origem marinha, encerra siltitos e argilitos de coloração verde acinzentada, maciços ou estratificados (Fig. 3d), com laminação plano-paralela (Fig. 3e), ondulada e lenticular. Nessas fácies de granulometria fina, com elevado grau de litificação, Netto et al. (1992) identificaram os icnofósseis *Dydimaulichnus*, *Intrites* e *Planolites*, que reforçam a suposta idade vendiana da Formação Maricá. Ocorrem, ainda, na sucessão média, algumas intercalações tabulares de arenitos finos a médios, maciços ou com estratificação cruzada de baixo ângulo e do tipo *hummocky*. Por fim, a sucessão superior, novamente de origem fluvial e com até 300 metros de espessura, é composta por arenitos grossos a conglomeráticos, dispostos em camadas lenticulares (Fig. 3f), com estratificação cruzada acanalada, planar e horizontal. Assim como na sucessão inferior, as paleocorrentes se mantêm no sentido do quadrante leste, enquanto seixos e blocos muito arredondados (Fig. 3f) marcam a estratificação e formam o arcabouço de conglomerados (Borba et al., 2004a).

Em termos de estratigrafia de seqüências, a sucessão inferior constitui um trato de sistemas de *lowstand* (mar baixo), caracterizado por sedimentação fluvial possivelmente costeira. Acima, depósitos deltaicos e marinhos rasos sobrepõem-se às camadas fluviais, marcando uma superfície transgressiva, que dá início a um trato de sistemas transgressivo. Os depósitos maciços ou com laminação plano-paralela, que marcam sedimentação abaixo do nível de ação das ondas normais, contêm a superfície de máxima inundação. Acima, os depósitos voltam a se tornar retrabalhados por ondas, e são progressivamente substituídos por camadas com intraclastos lamosos e estratificação cruzada planar, num contexto de trato de sistemas de *highstand* (mar alto). A base da sucessão superior constitui uma superfície erosiva e, portanto, um limite de seqüências, acima do qual inicia um trato de sistemas de *lowstand* de nova seqüência deposicional (Borba et al., 2004a).

Uma série de feições de campo sugere, também, a ocorrência de um vulcanismo concomitante à deposição da Formação Maricá, fato já alertado nos

trabalhos de Santos et al. (1978) e de UFRGS (1997), que descrevem, respectivamente, os riolitos do Cerro dos Nascimentos e algumas camadas de tufos intercaladas às fácies marinhas. Há, além das camadas de rochas vulcânicas ácidas, feições circulares decimétricas nos arenitos do topo da sucessão inferior, com núcleo argiloso e um halo alaranjado de oxidação, que lembram *degassing pipes* (Fig. 3g). Além disso, percebe-se um incremento, estratigraficamente acima, de fragmentos vulcânicos (Fig. 3h) tamanho seixo e bloco como componentes dos arenitos conglomeráticos (Borba et al., 2004a). O reconhecimento deste vulcanismo sin-deposicional abriu uma nova possibilidade de pesquisa: a obtenção de uma idade deposicional para a Formação Maricá, a partir da coleta de seixos e blocos vulcanogênicos, conforme detalhado mais adiante.

INSERIR FIGURA 3

ASPECTOS PETROGRÁFICOS DA FORMAÇÃO MARICÁ: PROVENIÊNCIA E DIAGÊNESE

A partir da definição de um arcabouço faciológico e estratigráfico inicial, conforme descrito na seção anterior, é possível partir para uma escala de trabalho de maior detalhe: a petrografia. Esta síntese contempla a análise petrográfica de mais de 50 lâminas da Formação Maricá, com contagem modal de componentes detríticos e diagenéticos em 26 destas, distribuídas nos três setores de afloramento analisados. Utilizou-se, para as lâminas de rochas sedimentares, a contagem Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985), que permite comparações entre arenitos de granulometria e seleção diversas. As composições detríticas obtidas foram plotadas em diagramas do tipo QFL e derivados (Dickinson et al., 1983) para discriminação do tipo de proveniência, se continental, de arco magmático ou reciclagem orogênica. Parâmetros importantes, além da composição detrítica e das alterações vinculadas aos processos de diagênese, são o

arredondamento e a seleção dos grãos, bem como o empacotamento e o tipo de contato entre os fragmentos.

Os arenitos da sucessão inferior são arcóseos e caracterizam-se, por granulometria variável, seleção pobre e grãos muito angulosos (Fig. 4a,b). Níveis de minerais detríticos opacos (Fig. 4b) conferem às lâminas o clássico aspecto “sal-e-pimenta”. Em algumas lâminas, grande parte dos grãos angulosos de plagioclásio ou de feldspato potássico estão parcial a totalmente substituídos por caulinita ilitizada (Fig. 5a,b), restando apenas seu pseudomorfo. Nestes casos, a composição detrítica preservada se resume a grãos de quartzo anguloso, em meio aos pseudomorfos de feldspato. É provável que a seqüência de processos diagenéticos, neste caso, tenha envolvido a substituição dos feldspatos por caulinita na eodiagênese, sob condições de clima úmido, e que posteriormente, pelo soterramento e aumento da temperatura, a caulinita tenha se transformado parcialmente em ilita. Considerando-se as amostras onde a composição detrítica está preservada e, nas demais, tomando-se como feldspatos todos os grãos alterados a caulinita ilitizada, as amostras são plotadas, no diagrama QFL, no campo transicional da proveniência continental (Fig. 4e), entre o “embasamento soerguido” e o “interior cratônico” (Borba et al., 2004a).

A sucessão média, de origem marinha, é composta por arcóseos líticos e litarenitos feldspáticos, ainda com predomínio de quartzo e feldspatos, mas com significativo acréscimo de fragmentos vulcânicos e piroclásticos (Fig. 4c,d), de composição intermediária e ácida. Este aporte de grãos vulcanogênicos provoca a migração da composição detrítica para o campo do “arco magmático dissecado” (Fig. 4e) do diagrama QFL (Borba et al., 2004a; 2006). Os arenitos são pobremente selecionados, apresentam empacotamento apertado, e os fragmentos são angulosos a

subangulosos. Os processos de alteração já não são tão significativos, havendo até mesmo preservação de minerais máficos, como hornblenda, e de fragmentos de esferulitos e *shards* de origem piroclástica (Borba et al., 2004a).

Finalmente, na sucessão fluvial superior, os arcóseos líticos são dominados por quartzo e feldspato, e há importante contribuição de fragmentos vulcânicos e piroclásticos (Fig. 5 c, d). As composições detríticas posicionam-se, no diagrama QFL, no campo do “arco magmático dissecado”, quando frescas, e da “reciclagem orogênica”, quando alteradas (Fig. 4e). A calcita é o mineral diagenético mais importante nas lâminas da sucessão superior, ocorrendo também caulinita, ilita e clorita. A diferença no grau de alteração da sucessão inferior para a sucessão superior pode indicar uma mudança no clima da região, de condições inicialmente quentes e muito úmidas para condições um pouco menos agressivas para os minerais detríticos, mas a confirmação desta proposta depende de dados geoquímicos e isotópicos complementares.

INSERIR FIGURAS 4 e 5

ISÓTOPOS DE Sr E Nd NAS ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO MARICÁ

Análises de amostras sedimentares da Formação Maricá, através das metodologias Rb-Sr e Sm-Nd, foram realizadas para verificar aspectos de proveniência e diagênese nesta unidade. A integração dos aspectos de campo e petrografia sedimentar havia demonstrado a origem dos detritos a partir de um maciço granito-gnáissico localizado a oeste-noroeste, um vulcanismo, em parte, explosivo, concomitante à

sedimentação e uma eodiagênese continental de clima quente e úmido na base e relativamente menos úmido em direção ao topo. A idade e a natureza isotópica das áreas-fonte, contudo, ainda não era conhecida.

As análises de Sr natural revelaram que, na sucessão inferior, onde as amostras de arcóseos analisadas eram fortemente alteradas a caulinita (ilitizada com o soterramento), as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se apresentam mais altas, entre 0,7344 e 0,7184. Nas sucessões média e superior, onde há contribuição de fragmentos vulcanogênicos e menor grau de alteração, as razões ficam entre 0,7125 e 0,7158. No trabalho de Borba et al. (2004b), atribuiu-se essa diferença ao incremento na contribuição de fragmentos vulcânicos, representativos do vulcanismo explosivo sin-deposicional. Alternativamente, pode-se aventar a possibilidade de que o significativo intemperismo químico tenha levado à dissolução preferencial dos plagioclásios em relação aos feldspatos potássicos, o que promoveria um aumento relativo do K frente ao Ca e, conseqüentemente e por afinidade química, do Rb frente ao Sr. Minerais ricos em Rb, tais como micas e feldspatos potássicos, tendem a ser mais resistentes ao intemperismo químico do que os minerais cálcicos e ricos em Sr. Assim, o Sr é mais facilmente lixiviado das rochas expostas aos processos intempéricos do que o Rb e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ deste Sr liberado em solução é geralmente inferior aquela apresentada pela rocha não alterada. Uma conseqüência importante deste comportamento é que o intemperismo químico tende a enriquecer a rocha alterada em ^{87}Sr e assim, os valores da relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são mais elevados do que aqueles obtidos em amostras de rochas não alteradas (Brass, 1975; Morton, 1983; Mizusaki, 1992).

A aplicação do método Sm-Nd, por sua vez, revelou um importante paradoxo. Os valores de T_{DM} das rochas sedimentares da Formação Maricá ficam entre 1760 e

2370 Ma, indicando a predominância de áreas-fonte do Paleoproterozóico (Fig. 4f). Esta interpretação contrasta com a posição estratigráfica e as relações de contato da Formação Maricá, que repousa sobre os complexos juvenis Cambaí e Vacacaí, de idades-modelo de até 1350 Ma, mas tipicamente menores que 1000 Ma (Saalman et al., 2005). Assim, pode-se dizer que a participação das unidades Cambaí e Vacacaí como rochas-fonte da sedimentação Maricá, se existente, teria sido mínima, e que seria mais provável um comportamento destas rochas apenas como substrato da bacia. Considerando-se o sentido de transporte indicado pelas paleocorrentes, de noroeste para sudeste, deveria haver um bloco cratônico paleoproterozóico situado a noroeste, uma possível extensão do cráton La Plata e principal fonte dos detritos. Efetivamente, há registro de uma idade K-Ar paleoproterozóica, obtida por Cordani et al. (1984) em granulitos do poço AL-1-RS (2037 metros de profundidade), embasamento da Bacia do Paraná, em Alegrete (RS), mais de 100 quilômetros a noroeste das exposições da Formação Maricá (Borba et al., 2004; 2006).

As idades-modelo Sm-Nd mais jovens, de 1760 e 1810 Ma (Fig. 4f), foram obtidas para as rochas mais alteradas da sucessão inferior. Enquanto isso, nas demais amostras, coletadas nos depósitos marinhos e fluviais de topo, os valores ficam acima de 2070 Ma (Borba et al., 2006). Isso poderia sugerir alguma participação dos terrenos juvenis como área-fonte, pelo menos na sucessão inferior. Entretanto, atentando-se para as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ obtidas no trabalho de Borba et al. (2006) para as amostras da sucessão inferior, estas ficam abaixo de 0,096, enquanto uma contribuição das rochas juvenis (razões entre 0,1029 e 0,1762, Saalman et al., 2005) tenderia a aumentar essas razões. A diminuição das razões e, conseqüentemente, das idades-modelo, é provavelmente devida à absorção preferencial de Nd em relação a Sm durante a

substituição dos feldspatos por caulinita e illita, conforme o processo descrito por Zhao et al. (1992). Outra importante constatação é a de que a adição de uma componente vulcânica, ao contrário do que se poderia esperar, não diminui as idades-modelo T_{DM} . Pelo contrário, nas amostras onde há componentes vulcânicos ou piroclásticos, as idades-modelo situam-se acima de 2070 Ga, indicando uma possível origem crustal para o vulcanismo contemporâneo à deposição da Formação Maricá.

O contraste entre os dados isotópicos de Nd da Formação Maricá e de seu suposto embasamento, juntamente com a provável natureza crustal, paleoproterozóica de seu vulcanismo associado, levaram Borba (2006) a propor outra possibilidade de interpretação. Conforme exposto anteriormente, havia dúvidas sobre a natureza do contato basal da unidade sobre os complexos Cambaí e Vacacaí, pela precariedade de sua exposição. Dessa forma, questiona-se: estaria ainda a Formação Maricá sobre os depósitos onde originalmente se depositou? Foi aventada, então, a hipótese de que a unidade em questão poderia ser mais antiga, talvez até paleoproterozóica, e que teria sido justaposta aos complexos juvenis Cambaí e Vacacaí durante um processo colisional no Neoproterozóico (Borba, 2006). Essa hipótese, entretanto, somente poderia ser devidamente testada com uma idade deposicional obtida diretamente em rochas da Formação Maricá, e o vulcanismo explosivo sin-sedimentar registrado na unidade foi o candidato natural à obtenção desta informação imprescindível para o entendimento de sua evolução geológica.

IDADES U-Pb E Ar-Ar EM MINERAIS SEPARADOS DA FORMAÇÃO MARICÁ

A partir da definição do caráter contemporâneo entre a deposição da Formação Maricá e um evento vulcânico possivelmente bimodal e, pelo menos em parte, explosivo, abriu-se uma oportunidade para a obtenção de uma idade deposicional precisa para esta unidade basal da “Bacia do Camaquã”. Intercaladas à sucessão fluvial inferior, existem diversas camadas de rochas vulcânicas ácidas, concordantes com a atitude das rochas sedimentares, conforme mapeado, por exemplo, por UFRGS (2002). Grande parte destes registros, no entanto, correspondem a soleiras (*sills*) de riolito pertencentes à Formação Acampamento Velho, que intrudem a sucessão inferior da Formação Maricá de forma sub-concordante a concordante. A Formação Acampamento Velho é uma sucessão predominantemente vulcanogênica, datada desde 572 ± 3 Ma (Gastal & Lafon, 2001) até $549,3 \pm 5$ Ma (Sommer et al., 2003) e, portanto, a coleta de amostras em alguma destas camadas poderia fornecer uma idade correspondente a este evento posterior.

No sentido de garantir que uma idade próxima à da deposição da Formação Maricá fosse obtida, a coleta de amostras se concentrou em seixos e blocos de rochas piroclásticas ácidas componentes do arcabouço de conglomerados e arenitos conglomeráticos da sucessão superior, fluvial. É necessário lembrar que a sucessão superior não registra vulcanismo sin-deposicional, ocorrendo apenas fragmentos detríticos, de origem vulcanogênica e certamente contemporâneos à sedimentação das sucessões inferior e/ou média (Borba et al., 2004a). A amostra (MV-11), composta por seis fragmentos detríticos de origem piroclástica, é proveniente de afloramentos da sucessão superior localizados na base do platô da Ramada, ao sul de Vila Nova do Sul. Submetida a procedimentos usuais de separação de minerais pesados, foi obtida uma população de zircões prismáticos curtos e fragmentos de prismas maiores, com

características supostamente magmáticas. As razões Th/U são relativamente altas, entre 0,43 e 1,62, o que reforça sua interpretação como cristais ígneos, primários. As idades individuais $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, obtidas através do método U-Pb SHRIMP em 5 zircões (9 *spots*, Borba et al., no prelo), distribuem-se entre 641 ± 6 e 611 ± 8 Ma. Estes valores extremos foram desconsiderados para a obtenção de uma idade média para o vulcanismo, e o tratamento dos dados em diagrama concórdia invertido forneceu, para as sete análises consideradas, uma idade de $630,2 \pm 3,4$ Ma (Fig. 6). Assim, o vulcanismo explosivo contemporâneo à deposição da sucessão inferior ou média da Formação Maricá está posicionado no Neoproterozóico, logo após a transição do Criogeniano ao Ediacarano.

Adicionalmente, foram separados feldspatos potássicos (sanidinas) no sentido de aplicar o método Ar-Ar, ideal para datação de vulcanismo jovem ou de eventos termiais em rochas do embasamento. Uma amostra (MV-Rb) corresponde a uma camada de riolito intercalada à sucessão fluvial inferior, enquanto a outra amostra provém do mesmo afloramento da amostra datada por U-Pb, constituindo também um clasto de rocha piroclástica ácida (MV-10c). As idades Ar-Ar obtidas pela aplicação da técnica *step-heating* nos feldspatos potássicos separados são muito semelhantes e resultaram de platôs muito bem definidos: $507,3 \pm 1,8$ Ma, para a amostra MV-Rb, e $506,7 \pm 1,4$ Ma para MV-10c. Esses resultados certamente não correspondem à idade do vulcanismo, que o método U-Pb em zircões já havia posicionado em torno de 630 Ma. Além disso, as formações Hilário e Acampamento Velho, assim como os granitóides do complexo intrusivo Lavras do Sul, que afetam termicamente a Formação Maricá, possuem idades entre 605 e 550 Ma. Assim, as rochas da Formação Maricá, após sua deposição, foram soterradas por uma pilha significativa de rochas mais jovens, sob um gradiente

geotérmico alto, o que teria provocado o *resetting* do sistema Ar-Ar nos feldspatos potássicos, que ocorre em torno de 200°C. Ao final do Cambriano médio, teria havido um importante evento de soerguimento, diminuição do gradiente geotérmico, ou uma conjunção dos dois fatores, que resultou no registro da idade Ar-Ar de 506-507 Ma nos feldspatos potássicos (Borba et al., no prelo).

INSERIR FIGURA 6

INTEGRAÇÃO DOS DADOS: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS E CLIMÁTICAS E A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FORMAÇÃO MARICÁ

A integração de todas as informações citadas acima, obtidas através de ferramentas estratigráficas, petrográficas, isotópicas e geocronológicas, permite a construção de um panorama detalhado sobre a evolução da Formação Maricá. Os trabalhos demonstram que esta unidade siliciclástica foi depositada em um panorama costeiro, com depósitos fluviais e de mar raso, cujas áreas-fonte eram dominadas por rochas granito-gnáissicas do Paleoproterozóico (T_{DM} entre 1760 e 2370 Ma). Um vulcanismo explosivo concomitante à sedimentação foi datado em $630,2 \pm 3,4$ Ma. Pode-se, assim, descartar a hipótese aventada por Borba (2006) de que a Formação Maricá pudesse ser mais antiga, representando uma cobertura sedimentar meso- ou paleoproterozóica dos crátons La Plata ou Kalahari. Pelo contrário, o dado obtido corrobora a idade vendiana apontada por Netto et al. (1992) para a Formação Maricá, com base no reconhecimento dos icnofósseis *Dydimaulichnus*, *Intrites* e *Planolites*.

Em termos paleoclimáticos, o resultado obtido posiciona a deposição da Formação Maricá imediatamente após o final da glaciação Marinoana, que caracterizou o período de 660 a 635 Ma (Stern et al., 2006) em escala global. É possível que a Formação Maricá tenha-se desenvolvido, ou pelo menos iniciado sua evolução, no âmbito do *greenhouse* que sucedeu a glaciação Marinoana (Allen & Leather, 2006), o que explica muitas de suas feições. A extensiva substituição dos feldspatos por caulinita, ilitizada após soterramento, na sucessão fluvial inferior, por exemplo, seria resultado do clima úmido e extremamente quente de um período de *greenhouse*. Além disso, o contraste entre o excelente arredondamento dos fragmentos tamanho seixo, bloco e matacão, e os grãos muito angulosos da fração areia, possivelmente se deve a esfoliação esferoidal na área-fonte. Outra evidência de forte intemperismo químico foi fornecida, conforme exposto anteriormente, pelos resultados de Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total: incremento nos valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e diminuição das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, ambos na sucessão inferior. O evento vulcânico explosivo, concomitante à sedimentação, igualmente combina com um panorama pós-glacial, pois são eventos como esse que fornecem os gases *greenhouse* responsáveis pelo aquecimento global que sucede um período de *icehouse*. Enquanto isso, a presença de depósitos marinhos sobre crosta continental estaria associada à significativa subida do nível dos oceanos, resultante do degelo das calotas polares.

O caráter pós-glacial da Formação Maricá permite elaborar uma explicação para outro importante paradoxo: sua ocorrência sobre as unidades juvenis neoproterozóicas da orogênese São Gabriel – complexos Cambaí e Vacacaí – sem uma significativa contribuição das mesmas como área-fonte, conforme indicado pelos dados do sistema Sm-Nd (Borba et al., 2006). É provável que o orógeno São Gabriel, cuja fase colisional

se estendera até 670 Ma (Saalman et al., 2005), tenha sido peneplanizado pela capacidade erosiva dos glaciares durante os quase 30 milhões de anos da glaciação Marinoana. Assim, os sedimentos siliciclásticos que dariam origem à Formação Maricá, derivados do cráton La Plata (Pelosi & Fragoso-Cesar, 2003; Borba et al., 2004a e 2006), teriam encontrado no orógeno São Gabriel uma zona costeira já plana, profundamente erodida, através da qual apenas realizavam *bypass* ou sobre o qual se depositavam, promovendo pouca ou nenhuma erosão e, conseqüentemente, pouca influência daquelas unidades juvenis na composição isotópica dos sedimentos.

Iniciada pouco antes de 630 Ma, a deposição Maricá é posterior, em termos tectônicos, à evolução do sistema de orógenos Brasileiro I (clímax entre 730 e 700 Ma), registrado no domínio São Gabriel (Fig. 7). Por outro lado, o início da deposição está dentro do intervalo de 640 a 620 Ma, considerado por Silva et al. (2005) como o clímax metamórfico e deformacional do sistema colisional de orógenos Brasileiro II, característico de retrabalhamento crustal. Neste intervalo de idades, além de recristalizações metamórficas nos gnaisses Encantadas (Silva et al., 2005), encontram-se os eventos magmáticos contemporâneos ao transporte tectônico da zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC). Os (meta-) granitos peraluminosos Arroio Francisquinho e Cordilheira, típicos de fusão crustal, possuem idades U-Pb em zircão de 634 ± 6 e 625 ± 6 Ma, respectivamente (Frantz et al., 2003). Cerca de 800 km a norte, nos domínios graníticos do Estado de Santa Catarina, Silva et al. (2003) obtiveram idades U-Pb SHRIMP de 626 ± 8 Ma para o granito Paulo Lopes e de 628 ± 7 Ma para o granito Guabiruba. Na mesma faixa de idades estão os granitóides sin-tectônicos à zona de cisalhamento Major Gercino (prolongamento da ZCTDC): 646 ± 15 Ma para metatonalitos, $641 \pm 7,2$ Ma para o granito Quatro Ilhas e 631 ± 13 Ma

para o granito Mariscal (Chemale Jr. et al., 2003). Adicionalmente, no Terreno Nico Pérez, Uruguai, o batólito monzonítico Puntas del Santa Lucía foi datado em 633 ± 8 Ma pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (Hartmann et al., 2002).

Sucessões (meta-) vulcanossedimentares aflorantes em outras porções da Província Mantiqueira também registram eventos próximos à idade deposicional da Formação Maricá (Fig. 7). Datação U-Pb SHRIMP em zircões de uma camada de meta-riolito intercalada a metapelitos da porção superior do Grupo Brusque, em Nova Trento, Santa Catarina, forneceu idade de 639 ± 11 Ma (Silva et al., 2005), interpretada como a idade de extrusão dos riolitos. Mais a norte, no Estado do Paraná, Siga Jr. et al. (2003, 2005) obtiveram idades U-Pb (SHRIMP e TIMS) de 628 ± 18 Ma e 636 ± 30 Ma em zircões de rochas metavulcânicas alcalinas intercaladas a meta-arcóseos e filitos da Formação Abapã, cinturão Itaiacoca. Unidades clásticas e carbonáticas do complexo Lavallega, no Terreno Nico Pérez, Uruguai, apresentam registros dos icnofósseis *Vimenites* e *Planolites*, diagnósticos, assim como aqueles da Formação Maricá, de uma idade Vendiana (Aceñolaza et al., 1998). Além disso, a Formação Fuente del Puma do complexo Lavallega possui uma população de zircões detríticos com idades entre 700 e 600 Ma (Basei et al., 2005). O próprio complexo Porongos, na porção central do Escudo Sul-rio-grandense (domínio Santana da Boa Vista), possui zircões detríticos tão jovens quanto 620 Ma, indicada como a idade de deposição de alguns de seus protólitos (Basei et al., 2005). Assim, não pode ser descartada a hipótese de que a Formação Maricá seja vinculada, ao menos em termos temporais, a alguns dos protólitos das sucessões metamórficas citadas acima. É necessário, contudo, lembrar que esses complexos metamórficos possuem, também, protólitos mais antigos, paleo-, meso- ou

neoproterozóicos, conforme evidenciado pela idade de cristalização de 783 ± 6 Ma obtida em zircões de meta-riolitos do complexo Porongos (Porcher et al., 1999).

Outra semelhança emblemática da Formação Maricá com alguns dos protólitos sedimentares dos complexos metamórficos neoproterozóicos brasileiros e uruguaios é a composição isotópica e geocronológica da carga detrítica. Nesse sentido, salienta-se a aplicação da técnica U-Pb SHRIMP a zircões detríticos do complexo Porongos (Vasconcellos et al., 2003; Hartmann et al., 2004), que apontou a predominância de cristais paleoproterozóicos. Além disso, a assinatura isotópica Sm-Nd do mesmo complexo Porongos indica idades-modelo T_{DM} entre 1730 e 2710 Ma (Saalman et al., 2006), um intervalo semelhante àquele obtido para a Formação Maricá (Borba et al., 2006). Em outro estudo, Saalman et al. (2005) obtiveram uma idade T_{DM} de 2560 Ma para uma amostra de clorita-epidoto xisto do complexo Passo Feio, próximo a Caçapava do Sul. Mallmann et al. (2003) obtiveram, para metassedimentos do complexo Lavalleya, no Uruguai, resultados de T_{DM} muito semelhantes aos da Formação Maricá: metassedimentos grossos com idades-modelo de 1800 a 2000 Ma, e metassedimentos finos entre 2200 e 2400 Ma. Em trabalho mais recente, Mallmann et al. (2007), através da técnica U-Pb SHRIMP, obtiveram somente idades paleoproterozóicas para os zircões detríticos do complexo Lavalleya. Além disso, zircões magmáticos de metabasaltos do complexo Lavalleya forneceram idade de 590 ± 2 Ma (Fig. 7) e são, portanto, mais jovens que a Formação Maricá, possivelmente correlacionáveis, em termos temporais, ao Grupo Bom Jardim.

Considerando, de forma integrada, os dados obtidos em amostras da Formação Maricá e os avanços recentes no conhecimento geocronológico da Província Mantiqueira, propõe-se que a unidade estudada faça parte do preenchimento de uma

bacia de antepaís (*foreland basin*) desenvolvida em resposta ao clímax colisional do sistema Brasileiro II. A instalação desta bacia de antepaís estaria vinculada a um ciclo de aproximação entre as massas continentais La Plata, São Gabriel (peneplanizado pela glaciação), Encantadas (?) e Kalahari durante a aglutinação do supercontinente Pannotia, completada em torno de 600 Ma (Fig. 7). O início do processo de colisão, possivelmente oblíqua, em torno de 640 Ma, teria formado um cinturão de dobramentos e cavalgamentos (*fold-and-thrust belt*), com transcorrência associada, na região dos atuais domínios Nico Pérez, Santana da Boa Vista, Brusque e Itaiacoca. Processos de metamorfismo e deformação teriam atingido os protólitos mais antigos dos complexos metamórficos ali registrados. As raízes deste cinturão colisional, caracterizadas por metamorfismo, fusão crustal, magmatismo e transcorrência, hoje estariam aflorantes a leste, em porções dos domínios graníticos Cuchilla Dionisio, Pelotas e Florianópolis.

A Formação Maricá, provavelmente, registra uma sedimentação costeira, fluvial e marinha, posicionada na porção de *forebulge* ou *back-bulge* (DeCelles & Giles, 1996) da bacia, com carga sedimentar proveniente de um bloco cratônico situado a oeste, neste caso, o cráton La Plata. Nesse contexto, a sedimentação Maricá não deveria ser considerada “anorogênica”, como proposto por Fragoso-César et al. (2003), nem mesmo “pós-orogênica” (Menegat & Fernandes, 2003) ou “pós-colisional”, como é quase consenso na pesquisa sobre o Escudo Sul-rio-grandense, uma vez que se inicia ainda durante o clímax colisional do sistema orogênico Brasileiro II. Alguns dos protólitos sedimentares e vulcânicos dos complexos metamórficos Lavalleya, Porongos, Brusque e Abapã representariam a sedimentação em posição de *foredeep*, mais próxima do cinturão orogênico. Sucessões de rochas sedimentares grossas e/ou possuidoras de depósitos autofágicos, como as rochas do Passo da Capela ou do Cerro da Árvore,

poderiam também representar tais depósitos proximais, de *foredeep* ou *wedge-top*. O avanço da frente colisional e das falhas de empurrão no sentido oeste teria causado metamorfismo e deformação da própria sucessão de *foreland*, nos locais que hoje registram complexos metamórficos. A Formação Maricá, representando uma sedimentação mais ocidental, estaria posicionada mais distante desta frente de deformação, e teria sido preservada do metamorfismo que atingiu as ocorrências mais orientais do *foreland*.

A passagem para um panorama pós-colisional, caracterizado por sedimentação continental imatura e por magmatismo (intrusões e unidades vulcanogênicas) shoshonítico a alcalino, está registrada no Grupo Bom Jardim (Borba et al., 2007). Intrusões graníticas precoces (complexo Lavras do Sul), relacionadas a este magmatismo shoshonítico e que intrudem a Formação Maricá, causando metamorfismo de contato, possuem idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões a partir de 604 Ma (Gastal et al., 2005). Além disso, traquibasaltos e traquiandesitos da Formação Hilário do Grupo Bom Jardim possuem idade de 580 ± 11 Ma (Remus et al., 1999). Fecha esse ciclo uma nova série de eventos magmáticos, registrados em intrusões pós-colisionais (Jaguari, São Sepé, Cerro da Cria, Caçapava do Sul, Capané e Dom Feliciano) e no vulcanismo ácido (ignimbritos e lavas riolíticas) da Formação Acampamento Velho, que recobre o Grupo Bom Jardim em discordância angular. Esta unidade, de afinidade alcalina sódica a toleítica, registra idades U-Pb de 573 ± 18 Ma na região do Passo do Salsinho, em Caçapava do Sul (Chemale Jr., 2000), 572 ± 3 Ma no platô do Taquarembó, em Dom Pedrito (Gastal & Lafon, 2001), e $549,3 \pm 5$ Ma (Sommer et al., 2003) em rochas hipabissais da área do platô da Ramada, ao sul de Vila Nova do Sul. Todo este período teria sido provavelmente caracterizado por gradiente geotérmico significativo,

magmatismo granítico e permanência da Formação Maricá a temperaturas maiores que 200°C. Diminuição do gradiente geotérmico ou soerguimento acentuado da região (ou ambos) somente teria sido observado no final do Cambriano médio, conforme registrado nas idades Ar-Ar de 507 e 506 Ma obtidas nos feldspatos potássicos da Formação Maricá. Este intervalo de idades já estaria vinculado aos processos de soerguimento intraplaca resultantes do sistema orogênico Brasileiro III, possivelmente registrado no Escudo Sul-rio-grandense na forma dos riftes onde se teriam depositado as rochas continentais de clima árido do Grupo Camaquã.

INSERIR FIGURA 7

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A abordagem integrada, utilizando ferramentas estratigráficas, petrográficas, isotópicas e geocronológicas, sensíveis a diversos processos e temperaturas, tem o potencial de fornecer uma visão muito mais detalhada da evolução geológica de uma bacia sedimentar. Esta abordagem, aplicada à Formação Maricá, aportou informações importantes sobre diversos aspectos da história geológica desta unidade. A Formação Maricá representa uma sedimentação neoproterozóica, iniciada pouco antes de 630 Ma, na borda cratônica de uma bacia de antepaís relacionada ao cinturão Dom Feliciano, componente do sistema de orógenos Brasileiro II. Sua proveniência indica áreas-fonte continentais, de idade paleoproterozóica, provavelmente situadas no interior do cráton La Plata. Um vulcanismo explosivo, possivelmente desenvolvido no interior do continente La Plata, está registrado na unidade. Em termos paleoclimáticos, a

sedimentação Maricá iniciou-se no âmbito do período de aquecimento extremo (*greenhouse*) que sucedeu a glaciação Marinoana (*icehouse*) em escala global. Deposição marinha sobre crosta continental, esfoliação esferoidal na área-fonte, extensiva caulinição de feldspatos, inclusive com modificação nos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd, e vulcanismo explosivo são processos característicos de um período de *greenhouse* e verificados no registro geológico da Formação Maricá.

A obtenção desta série de dados concretos, e a análise destes dados à luz dos recentes avanços na geocronologia da Província Mantiqueira e do ESRG, também ensejam possíveis correlações geológicas entre a Formação Maricá e outras unidades supracrustais da região. Entre estas unidades, estão parte dos protólitos de alguns complexos metamórficos da Província Mantiqueira, como Lavallega, Porongos, Passo Feio, Brusque e Abapã, entre outras. Tais unidades possuem dados geocronológicos, isotópicos e de traços fósseis que, ao menos em termos temporais, permitem a tentativa de correlação da Formação Maricá com unidades metamórficas. Estas informações permitem lançar, no mínimo, uma dúvida razoável sobre a ordenação estratigráfica de unidades “metamórficas, orogênicas” *versus* “não metamórficas, pós-colisionais”, hoje amplamente aceita no meio geocientífico sul-brasileiro. Contribui com esta necessidade de repensar a ordenação estratigráfica da Província Mantiqueira a idade U-Pb SHRIMP de 590 ± 2 Ma obtida em meta-basaltos do complexo Lavallega, de onde se depreende que o próprio Grupo Bom Jardim (~600 a 580 Ma) pode ter correlação temporal com unidades predominantemente metamórficas. Nesse sentido, é necessário, também, iniciar uma discussão sobre a validade e a atualidade do conceito de “Bacia do Camaquã” como um conjunto de unidades desprovidas de metamorfismo, isoladas no panorama do Gondwana sul-ocidental, reunindo, de forma artificial, rochas do Neoproterozóico e do

Paleozóico inferior, formadas sob regimes tectônicos e paleoclimáticos completamente diferentes.

Recomenda-se, como diretriz para o futuro, que a pesquisa direcionada às unidades da chamada “Bacia do Camaquã” utilize uma abordagem integrada, com ferramentas de análise diversas e interpretadas em conjunto. Da mesma forma, sugere-se que não haja preconceito com a possibilidade de se correlacionar as unidades não metamórficas da “Bacia do Camaquã”, pelo menos aquelas basais, neoproterozóicas (Maricá e Bom Jardim), com alguns dos protólitos de complexos metamórficos aflorantes no sul do Brasil e no Uruguai. No ESRG, especificamente, é necessária também uma mudança na abordagem das unidades metamórficas Passo Feio, Ibaré e Porongos. Estes complexos metamórficos são bem estudados em termos de deformação e metamorfismo, mas suas características enquanto bacias sedimentares ainda são pouco conhecidas. Estas unidades devem ser melhor estudadas em termos de depósitos sedimentares, proveniência, geocronologia e história térmica, o que certamente trará novas informações para o entendimento dos processos de superfície atuantes durante o ciclo Brasileiro/Pan-africano na região do Escudo Sul-rio-grandense.

AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece ao CNPq pela concessão de bolsa para seu trabalho de doutorado na área de estratigrafia junto ao PPGGeo/UFRGS e ao Ministério Público do Estado do RS pela excelente estrutura, que permitiu a elaboração deste texto. Em diferentes fases da pesquisa, os autores contaram com o auxílio de M.F. Bitencourt, N.A. Lisboa, C.A. Sommer, L.F. De Ros, L.A. Hartmann, J. Casagrande e F.L. Noronha

(UFRGS). A colaboração de N.J. McNaughton e J.O.S. Santos (CSIRO, Austrália), A.T. Onoe (USP), E. Koester (UFPEL/Unipampa), F. Chemale Jr. (UFRGS) e D.R.A. Silva (CPRM) foi imprescindível para a obtenção dos dados aqui sintetizados. A contribuição de T.T. Eerola (Serviço Geológico, Finlândia), através de discussões a respeito das glaciações neoproterozóicas, é igualmente reconhecida.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceñolaza, F.G., Sánchez-Betucci, L. & Fernicola, J.C. (1998) Icnofósiles del Grupo Lavallega, Neoproterozoico de Uruguay. *Colóquios de Paleontología*, **49**, 9-21.
- Allen, P.A. & Leather, J. (2006) Post-Marinoan marine siliciclastic sedimentation: the Masirah Bay Formation, Neoproterozoic Huqf Supergroup of Oman. *Precambrian Research*, **144**, 167-198.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. (1981) Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**, 1-29.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. (1996) Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, **24**, 439-442.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A. P., Preciozzi, F. & Jacob, J. (2005) A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brasil/Uruguay) and Gariep (Namibia/south Africa) orogenic belts - evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, **139**, 195-221.
- Borba, A.W. (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. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 110p.
- Borba, A.W., Maraschin, A.J. & Mizusaki, A.M.P. (2004a) Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography. *Gondwana Research*, **7** (3), 871-886.
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A. & Noronha, F.L. (2004b) Petrographic and Sr-isotopic constraints on the provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil). *International Association of Sedimentologists - IAS Meeting*, Coimbra, Portugal.

- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A., Koester, E., Noronha, F.L. & Casagrande, J. (2006) Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, **9** (4), 464-474.
- Borba, A.W., Maraschin, A.J., Noronha, F.L., Casagrande, J. & Mizusaki, A.M.P. (2007) Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic, southern Brazil): evidence from petrography, geochemistry and Neodymium isotopes. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **14** (1), 25-42.
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Onoe, A.T. & Hartmann, L.A. (no prelo) U-Pb zircon and ^{40}Ar - ^{39}Ar K-feldspar dating of the syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, **no prelo**.
- Brass, G.V. (1975) The effect of weathering on the distribution of Sr isotopes in weathering profiles. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **39**, 1647-1653.
- Chemale Jr., F. (2000) Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: M. Holz and L.F. De Ros (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, 13-52.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F.A.S. & Kawashita, K. (2003) Isotope geology of syntectonic magmatism along the Major Gercino shear zone, southern Brazil: implications for the timing of deformation events. *IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, vol. II, 516-519.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz-Filho, A. & Cunha, F.M.B. (1984) Estudo preliminar da integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência, Terra, Petróleo* (Seção Exploração de Petróleo), **15**.
- CPRM (1995) Folha Passo do Salsinho SH-22-Y-A-I-4, Escala 1:50.000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*, Brasília, 339 p.
- DeCelles, P.G. & Giles, K.A. (1996) Foreland basin systems. *Basin Research*, **8**, 105-123.
- Dickinson, W.R., Beard, I.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. & Ryberg, P.T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, **93**, pp. 222-235.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Almeida, R.P., Fambrini, G.L., Pelosi, A.P.M.R. & Janikian, L. (2003) A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: *I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias*, 139-144.

- Frantz, J.C., McNaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F. & Caravaca, G. (2003) SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu transcurrent shear zone and the eastern Dom Feliciano Belt. *IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, vol. I, 174-177.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. (2001) Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarém, RS. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica 7*, Anais em CD-ROM, 7 p.
- Gastal, M.C.P., Teixeira, W., Lafon, J.M. & Remus, M.V.D. (2005) Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS. *III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, Cabo Frio, RJ.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J. & Santos, J.O.S. (1999) Deepest exposed crust of Brazil – SHRIMP establishes three events. *Geology*, **27**, 947-950.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z. (2000) Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, **47**, 829-844.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A. & McNaughton, N.J. (2002) Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, **15** (2), 229-236.
- Hartmann, L.A., Lopes, A.P., Wang, Y., Liu, D. & Vasconcellos, M.A.Z. (2003) Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian Shield. In: *4th South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, Short papers, 1, p. 178.
- Hartmann, L. A., Phillip, R. P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S., & Vasconcellos, M.A.Z. (2004) Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircon, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Shield based on U-Pb SHRIMP geochronology. *International Geology Review*, **46** (2), 97-126.
- Leinz, V., Barbosa, A.F. & Teixeira, E. (1941) Mapa Geológico Caçapava-Lavras. *Boletim 90*, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio – RS, 39 p.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. & Chemale Jr., F. (1998) SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews*, **40** (8), 688-705.
- Leites, S.R., Lopes, R.C., Wildner, W., Porcher, C.A. & Sander, A. (1990) Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 36*, 300-312.

- Machado, N., Koppe, J.C. & Hartmann, L.A. (1990) A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **3**, 87-90.
- Mallmann, G., Chemale Jr., F., Armstrong, R. & Kawashita, K. (2003) Sm-Nd and U-Pb SHRIMP zircon studies of the Nico Pérez Terrane, reworked Rio de la Plata Craton, Uruguay. *IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, vol. I, 207-209.
- Mallmann, G., Chemale Jr., F., Ávila, J.N., Kawashita, K. & Armstrong, R.A. (2007) Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research*, doi:10.1016/j.gr.2007.01.002
- Menegat, R. & Fernandes, L.A.D. (2003) Bacias pós-orogênicas do Escudo Sul-rio-grandense: contexto geotectônico e arcabouço estratigráfico. In: *I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias*, 123-130.
- Mizusaki, A.M.P. (1992) Comportamento do Rb e do Sr em sedimentos recentes – implicação na datação radiométrica de rochas sedimentares. USP, Unpublished Ph.D. Thesis, 140 p.
- Morton, J.P. (1983) Rb-Sr dating of clay diagenesis. University of Texas, Unpublished Ph.D. Thesis, 234 p.
- Netto, R.G., Paim, P.S.G. & Rosa, C.L.M. (1992) Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis nos sedimentitos das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: *I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras*, 90-96.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. (2000) A Bacia do Camaquã. In: *Geologia do Rio Grande do Sul* (Ed. by M. Holz & L.F. De Ros), CIGO-UFRGS, p. 231-274.
- Pelosi, A.P.M.R. & Frago-César, A.R.S. (2003) Proposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá. *I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias*. Porto Alegre, Anais, 133-138.
- Philipp, R.P. & Machado, R. (2002) Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, **29** (1), pp. 43-60.
- Porcher, C.C., McNaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A. & Fernandes, L.A.D. (1999) Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. In: *Boletim de Resumos, 1º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, Gramado, p. 110.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E. & Conceição, R.V. (2005) Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile

Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*, **136**, 159-175.

Saalmann, K., Remus, M.V.D. & Hartmann, L.A. (2006) Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, **143** (1), 59-88.

Santos, E.L., Beckel, J., Macedo, P.M., Gonzales F^o, F. & Chaban, N. (1978) Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano – Pré-Cambriano superior do Escudo Sul-riograndense. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30 (2), 670-684.

Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Sato, K., Prazeres F^o, H.J., Cury, L.F., Weber, W., Passarelli, C.R., Harara, O.M. & Reis Neto, J.M. (2003) U-Pb (zircon) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: tectonic implications. *Revista do Instituto de Geociências, USP*, **3**, 39-49.

Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Prazeres F^o, H.J., Cury, L.F., Harara, O.M., Reis Neto, J.M. & Basei, G.B. (2005) Geochronology of the Itaiacoca belt (Paraná-Brazil): tectonic implications. *V South American Symposium on Isotope Geology*, 244-247.

Silva, L.C., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. (2003) Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. *IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, vol. II, 687-690.

Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. (2005). The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, **136**, 203-240.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Pierosan, R. & Waichel, B.L. (2003) Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. In: *I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias*. Porto Alegre, Anais, p. 105-110.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D. & Waichel, B.L. (2006) The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic, and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78** (3), 573-589.

Stern, R.J., Avigad, D., Miller, N.R. & Beyth, M. (2006) Evidence for the Snowball Earth hypothesis in the Arabian-Nubian Shield and the East African Orogen. *Journal of African Earth Sciences*, **44**, 1-20.

UFRGS (1997) Projeto Vila Nova: Mapeamento geológico escala 1:50.000.

UFRGS (2002) Projeto Vila Nova – Rufino Farias: Mapeamento geológico escala 1:50.000.

Vasconcellos, M.A.Z., Giuriatti, G., Hartmann, L.A., Liu, D. & Philipp, R.P. (2003) Integrated geochronological and structural evaluation of the significance of detrital zircon crystals from the Porongos complex, southern Brazilian shield. *IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, Salvador, I, 134-137.

Zhao, J.X., McCulloch, M.T. & Bennett, V.C. (1992) Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constraints on the provenance of sediments of the Amadeus Basin, central Australia: evidence for REE fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56** (3), pp. 921-940.

Zuffa, G.G. (1985) Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series C 148, Reidel, Dordrecht, 165-189.

LEGENDAS DAS FIGURAS

Figura 1 – (A) Localização das províncias brasileiras Tocantins (T) e Mantiqueira (M) no contexto da plataforma Sul-americana; (B) Detalhe da porção meridional da Província Mantiqueira, onde se localizam os blocos cratônicos Florida (F), Valentines (Val), Rivera (R), Taquarém (Ta), Luís Alves (LA) e Curitiba, do Arqueano e Paleoproterozóico; os terrenos de retrabalhamento crustal brasileiro são Nico Pérez (NP), Cuchilla Dionísio (CD), Pelotas (P), Santana da Boa Vista (SBV), Florianópolis (FP), Brusque (BSQ), Piên (PI) e Paranapanema (PA); o único terreno juvenil do Neoproterozóico é o terreno São Gabriel (SG); as sucessões vulcanossedimentares do Neoproterozóico se distribuem nas “bacias” do Camaquã (CQ) e Itajaí (IT).

Figura 2 – Mapa geológico esquemático do Domínio São Gabriel (SG na Fig. 1), limitado pelo lineamento de Ibaré e pela sutura de Caçapava; a figura ainda ilustra as áreas de ocorrência da Formação Maricá e a localização das amostras MV-Rb, MV-10c e MV-11, referidas neste trabalho.

Figura 3 – Principais feições de campo da Formação Maricá nos setores de afloramento estudados: (A) arenitos com estratificação cruzada marcada por níveis ricos em minerais opacos detríticos; (B) conglomerados sustentados por seixos e blocos muito bem arredondados; (C) lâminas ricas em minerais opacos e seixos arredondados dispersos nas camadas de arenito; (D) camadas tabulares de pelitos e arenitos da sucessão marinha (perceber mergulho das camadas); (E) laminação plano-paralela em pelitos marinhos; (F) seixos arredondados em arenitos grossos da sucessão fluvial superior; (G) feições circulares semelhantes a degassing pipes, com núcleo lamoso, escuro, e halo alaranjado; (H) clasto arredondado de rocha piroclástica ácida, constituindo a amostra MV-10c.

Figura 4 – (A, B) Fotomicrografias de arenitos quartzosos da sucessão inferior da Formação Maricá, mostrando a angulosidade dos grãos e a presença de lâminas de concentração preferencial de óxidos; (C, D) fotomicrografias de arenitos conglomeráticos das sucessões média e superior da Formação Maricá, mostrando fragmentos vulcânicos e piroclásticos; (E) diagrama QFL com plotagem dos resultados obtidos pela contagem G-D das lâminas das amostras da Formação Maricá; (F) diagrama idade x epsilon Nd ilustrando os resultados das análises Sm-Nd realizadas nas amostras de arenitos e pelitos da Formação Maricá; fotomicrografias do primeiro autor.

Figura 5 – Aspectos petrográficos de arenitos e fragmentos detríticos vulcanogênicos da Formação Maricá: (A) feldspato anguloso, totalmente substituído por caulinita ilitizada; (B) pseudomatriz de caulinita parcialmente ilitizada, formada pela alteração de feldspatos; (C, D) fotomicrografias do fragmento piroclástico da amostra MV-10c, com shards e cristaloclastos de feldspato potássico levemente alterado.

Figura 6 – Diagrama concórdia invertido construído com sete análises SHRIMP para zircões de fragmentos detríticos de rochas piroclásticas ácidas coletados na sucessão superior da Formação Maricá. As elipses preenchidas por cor branca se referem às análises desconsideradas para fins de obtenção de idade. A idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ resultante foi calculada em $630,2 \pm 3,4$ Ma.

Figura 7 – Quadro de correlação geocronológica entre os eventos registrados na “Bacia do Camaquã” e unidades metamórficas, intrusivas, eventos tectônicos do Ciclo Brasileiro e eventos de alcance global, como aglutinação de continentes (Pannotia, Gondwana) e glaciações (Sturtiana, Marinoana, Gaskiers); DA – discordância angular; AV – Acampamento Velho; referências bibliográficas no texto.

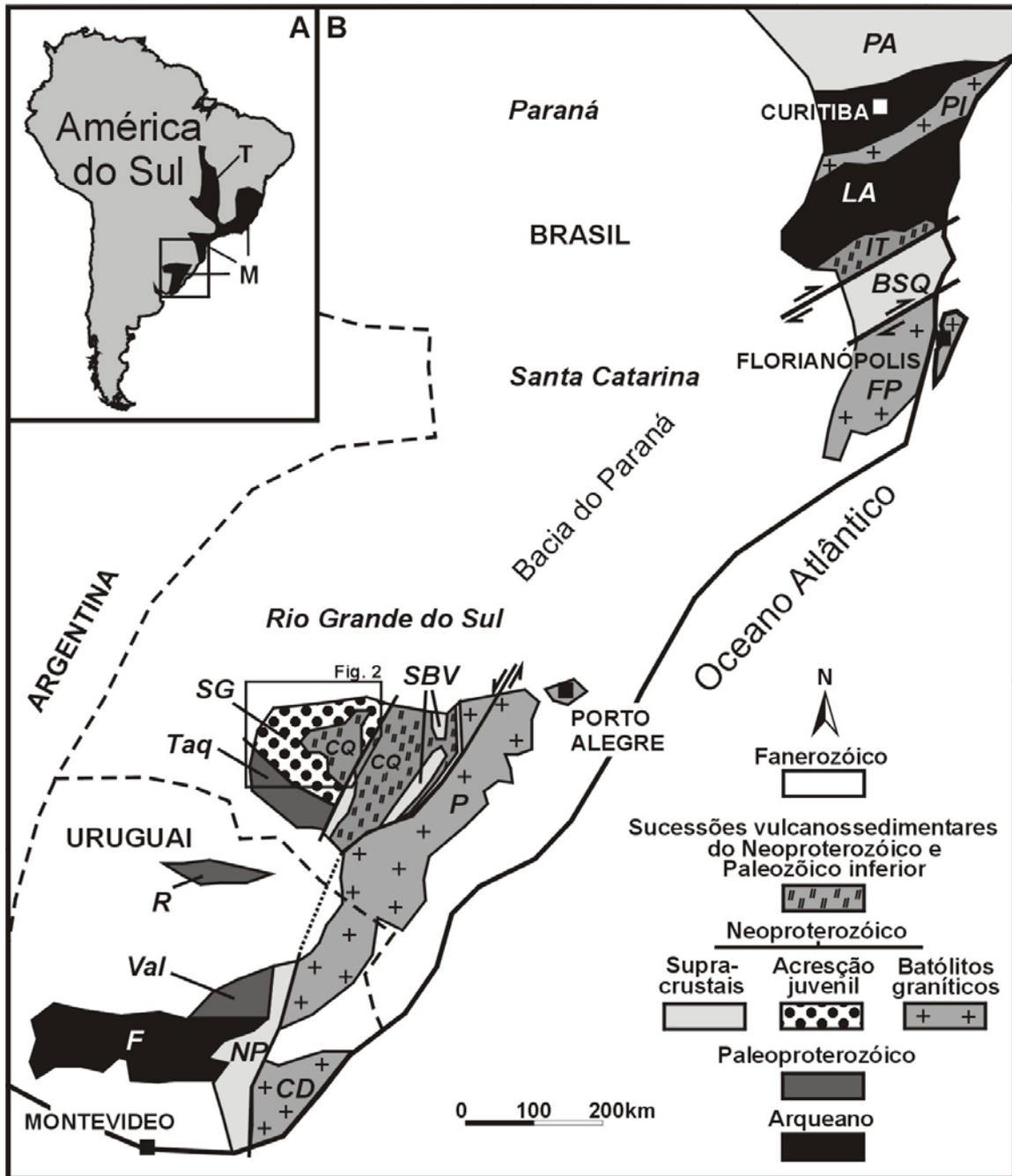


Figura 1

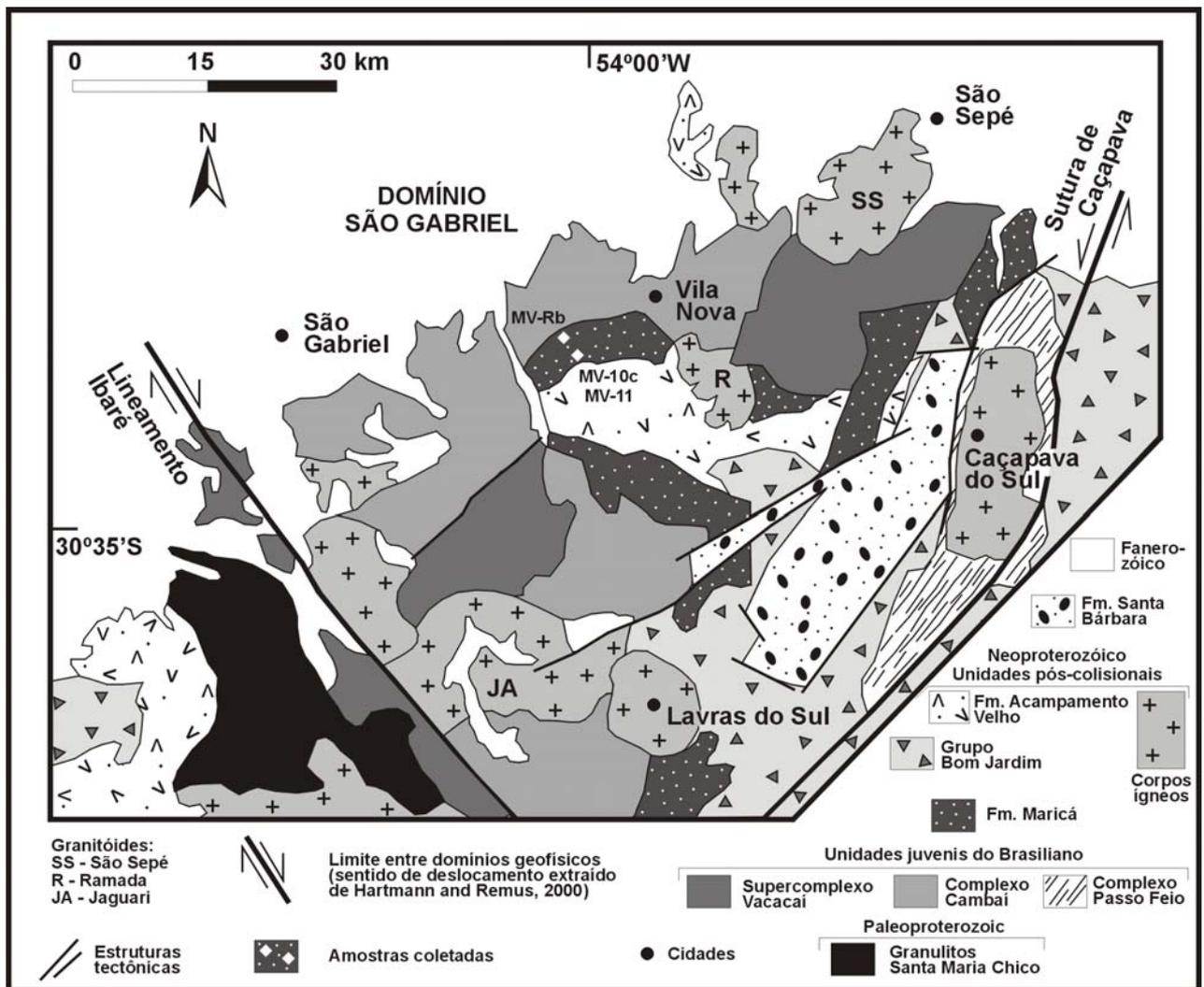


Figura 2

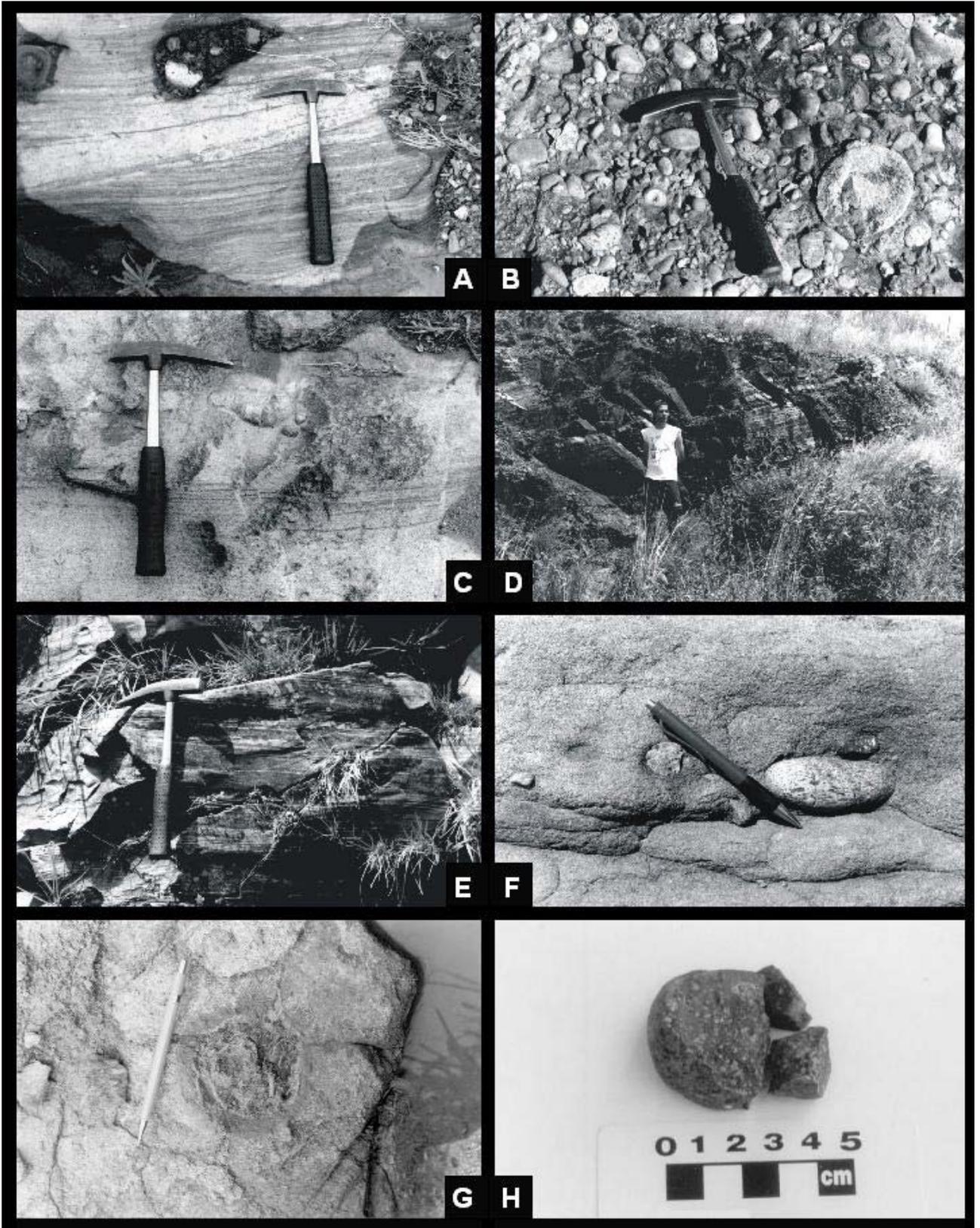


Figura 3

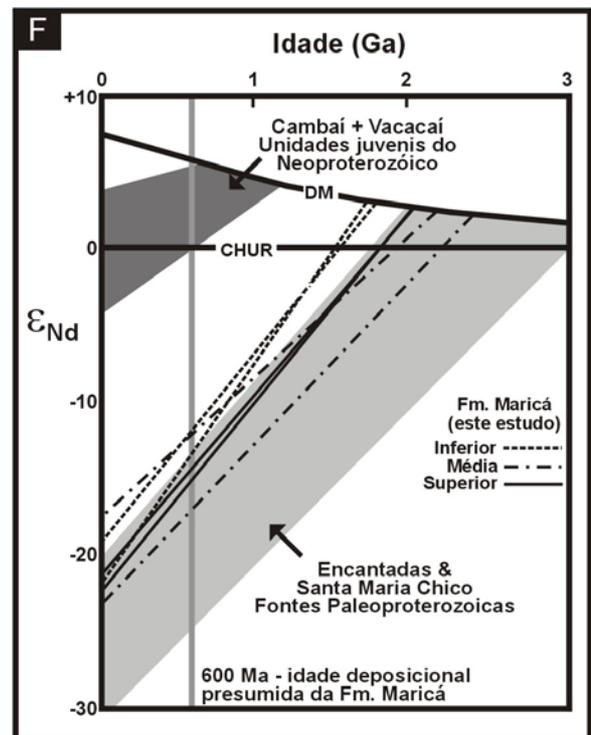
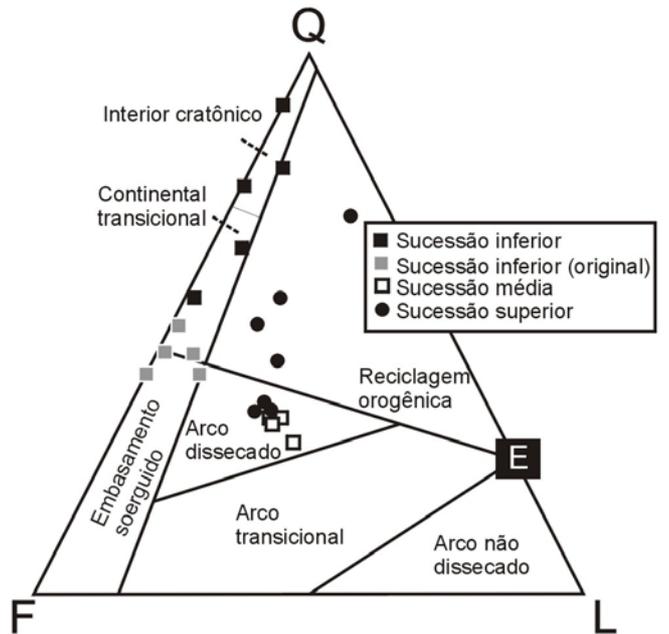
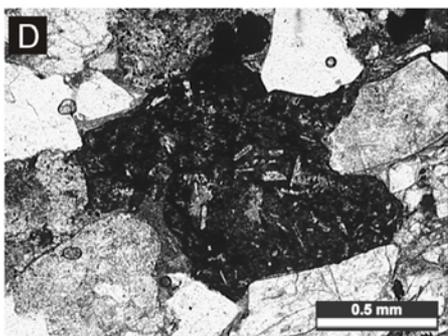
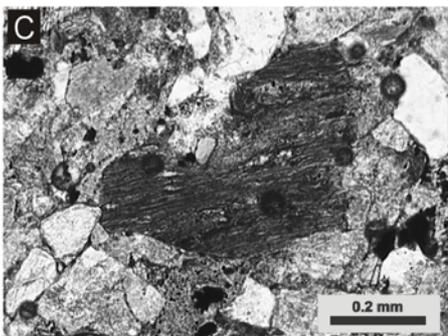
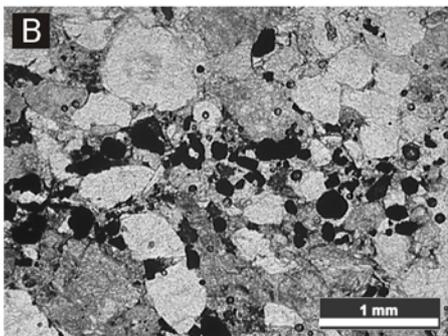
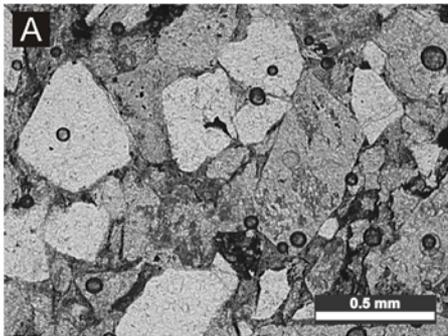


Figura 4

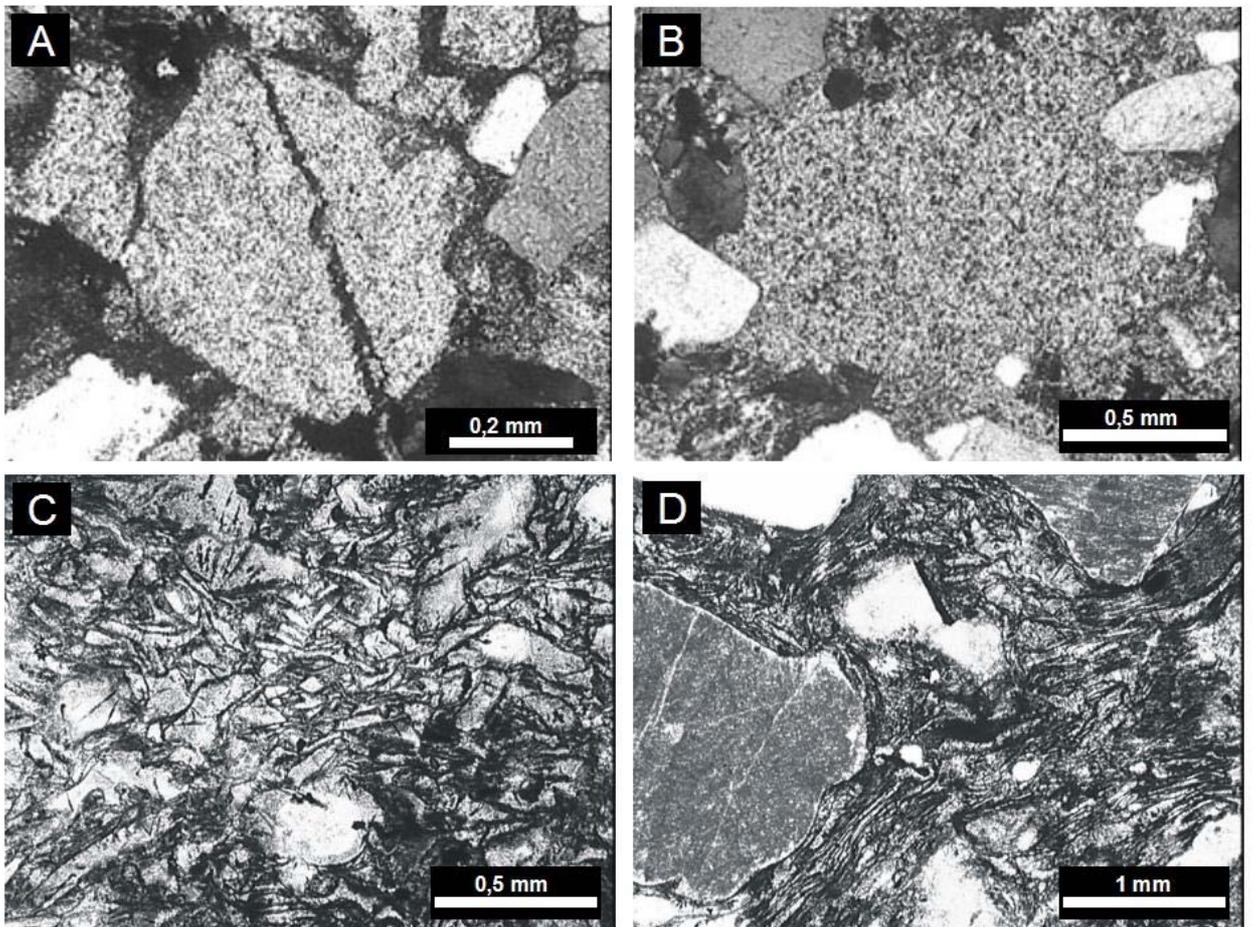


Figura 5

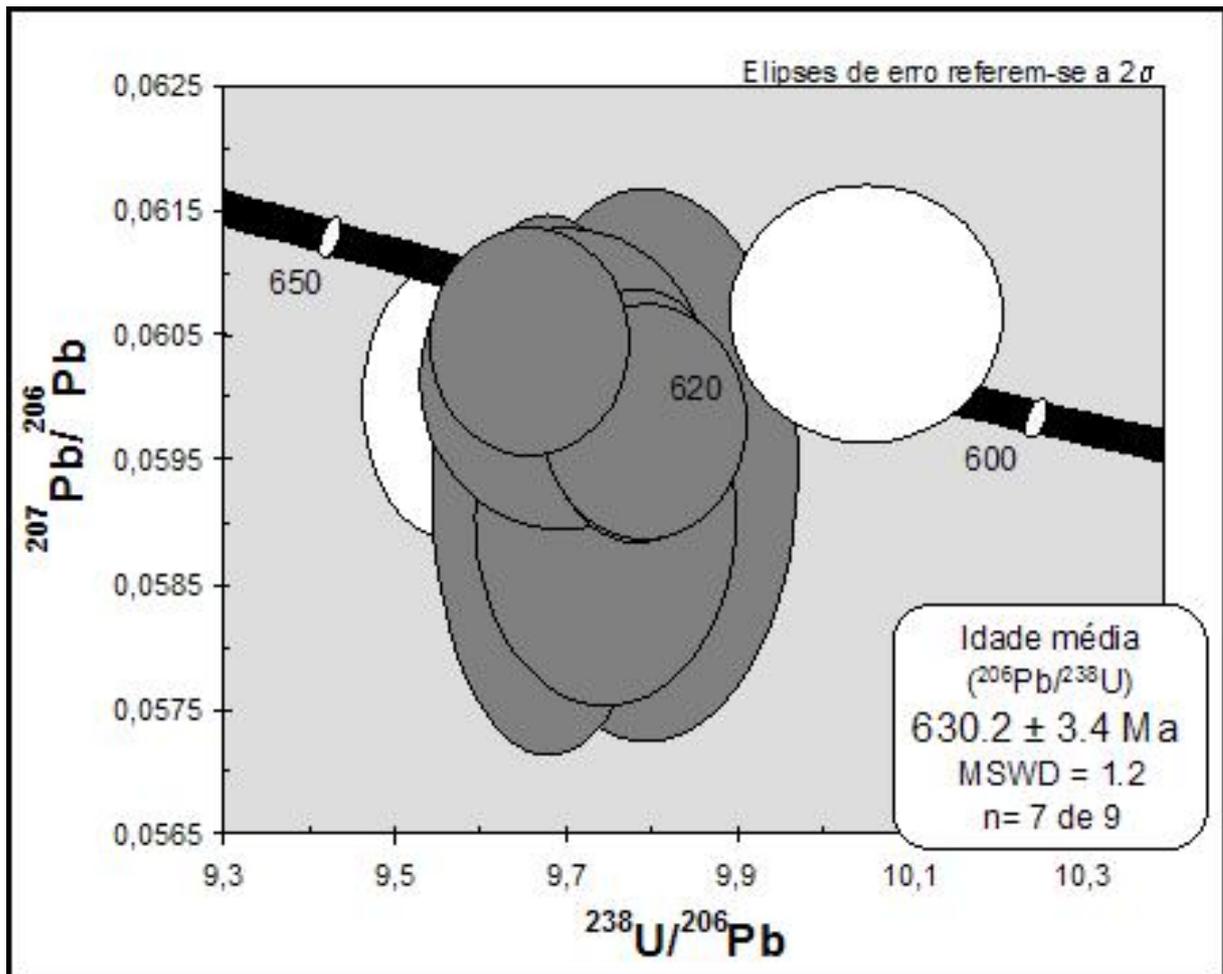


Figura 6

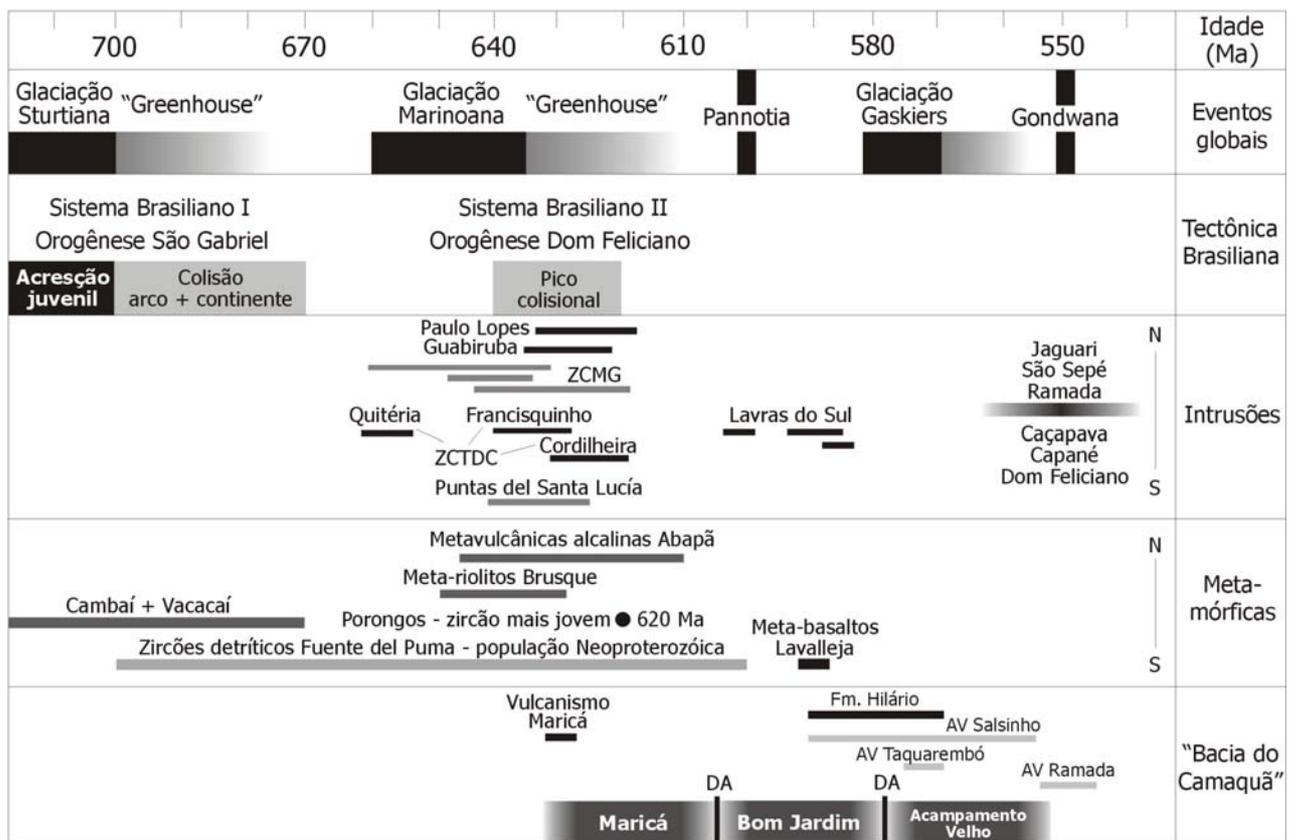


Figura 7

ANEXO C – Microscopia Eletrônica de Transmissão (MET) aplicada
em *overgrowths* de K-feldspato
***Microscopia Eletrônica de Transmissão (MET) aplicada em overgrowths
de K-feldspato***

Em estudos diagenéticos de rochas sedimentares a petrografia convencional pelo método de contagem de pontos é o passo inicial e o mais importante para a definição de diversas características da rocha, tais como a composição do arcabouço, texturas, processos de alteração, relações paragenéticas entre minerais e porosidade, entre outros. Com a finalidade de colaborar com o estudo petrográfico, usualmente são usadas técnicas analíticas de suporte. Entre essas técnicas está a difração de raios X (DRX), a microsonda eletrônica (ME), a microscopia eletrônica de varredura (MEV), a catodoluminescência (CL), os isótopos estáveis (C, H, O, S) e, como sugerido na presente tese, os métodos de datação ^{40}K - ^{40}Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar . Essas técnicas permitem analisar a rocha em diferentes escalas e magnitudes, revelando detalhes imperceptíveis ao microscópio ótico convencional, além de propriedades químicas, cristalográficas e mineralógicas.

A microscopia eletrônica de transmissão (MET) é uma técnica analítica com capacidade de elucidar detalhes da mineralogia de uma rocha sedimentar, porém, não é rotineiramente usada em trabalhos geológicos, estando presente em poucos casos envolvendo estudos diagenéticos. Sua aplicação é mais empregada no estudo de argilominerais, especificamente em ilitas (Hamilton *et al.*, 1992; Zwingmann *et al.*, 1998; Uysal *et al.*, 2001; Zwingmann & Mancktelow, 2004), enquanto que outras fases diagenéticas, como carbonatos, óxidos e sulfatos, seu emprego é mais raro como ferramenta complementar de estudo.

No caso de K-feldspatos diagenéticos, apenas em dois trabalhos a microscopia eletrônica de transmissão foi empregada como objetivo principal: o de Worden & Rushton (1992) e Lee & Parsons (2003). No primeiro, os autores aplicaram a técnica com a finalidade de explicar a simetria, as fases de crescimento e as texturas do K-feldspato diagenético. Passados alguns anos, a técnica foi reaplicada por Lee & Parsons (2003) nos arenitos marinhos do Grupo Humber (Jurássico do Mar do Norte, Reino Unido). As amostras contêm *overgrowths* de K-feldspato ao redor de grãos detríticos de ortoclásio e microclínio. Ambas as fases minerais foram analisadas por microscopia eletrônica de transmissão. O limite entre o *overgrowth* e o grão detrítico é claramente observado, devido a mudança de textura. O microclínio apresenta uma fina macla tartan (albita-periclina), enquanto que o *overgrowth* não apresenta macla. As análises em grãos detríticos permitiram revelar microtexturas de substituição, como lamelas de albita, pertita e mesopertita, indicando uma proveniência a partir de protólitos graníticos e gnáissicos e rochas metamórficas da fácies granulito. Nos *overgrowths* de K-feldspato, algumas características importantes foram observadas, entre elas a ocorrência de microtexturas compostas por um micromosaico de subgrãos separados por interfaces de crescimentos de K-feldspato diagenético. Entre essas interfaces de crescimento, bem como no limite *overgrowth*/detrítico, ocorrem microporos e inclusões de minerais diagenéticos posteriores, como ilita, barita e pirita.

Baseado nesse trabalho tentou-se utilizar a microscopia eletrônica de transmissão nos grãos restantes do concentrado de K-feldspato dos arenitos

da Formação Açú, obtido para a datação ^{40}Ar - ^{39}Ar . Até o momento, não há estudo similar em K-feldspatos diagenéticos ocorrentes em bacias sedimentares brasileiras.

A metodologia consistiu em preparar os grãos para análise no MET da maneira convencional através da cominuição dos grãos em gral de ágata com acetona e montados em uma grade de cobre de tamanho micrométrico. A análise foi realizada em um microscópio de transmissão JEOL 201EX do Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Os espectros de difração de raios X foram obtidos a partir de pontos selecionados com um detector SiLi EDS (NORAN). As imagens foram obtidas por filmes negativos e com uma câmera CCD Gatan.

As análises por microscopia eletrônica de transmissão revelaram que os *overgrowths* de K-feldspato são compostos por subgrãos nanométricos formando um mosaico microporoso (Figs. 8A e 8B). O limite entre o *overgrowth* e o grão detrítico é claramente visível e aparentemente livre de outras fases diagenéticas (Figs. 8A e 8C), conforme observado em lâminas petrográficas. Usando o SAED (*Selected Area Electron Diffraction Patterns*), pode-se observar que a simetria dos *overgrowths* é monoclinica, enquanto que a dos detríticos é triclinica (Smiths & Brown, 1988) (Fig. 8C).

Em suma, os *overgrowths* de K-feldspato dos arenitos da Formação Açú são texturalmente similares aos *overgrowths* do Grupo Humber, descritos por Lee & Parsons (2003).

Referências

- Lee, M.R., Parsons, I., 2003. Microtextures of authigenic Or-rich feldspar in the Upper Jurassic Humber Group, UK North Sea. *Sedimentology*, v. 50, 597-608.
- Smith, J.V., Brown, W.L., 1988. *Feldspar Minerals*, v. 1. Springer Verlag, Berlin. 323p.
- Worden, R.H., Rushton, J.C., 1992. Diagenetic K-feldspar textures: a TEM study and model for diagenetic feldspar growth. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, 779-789.

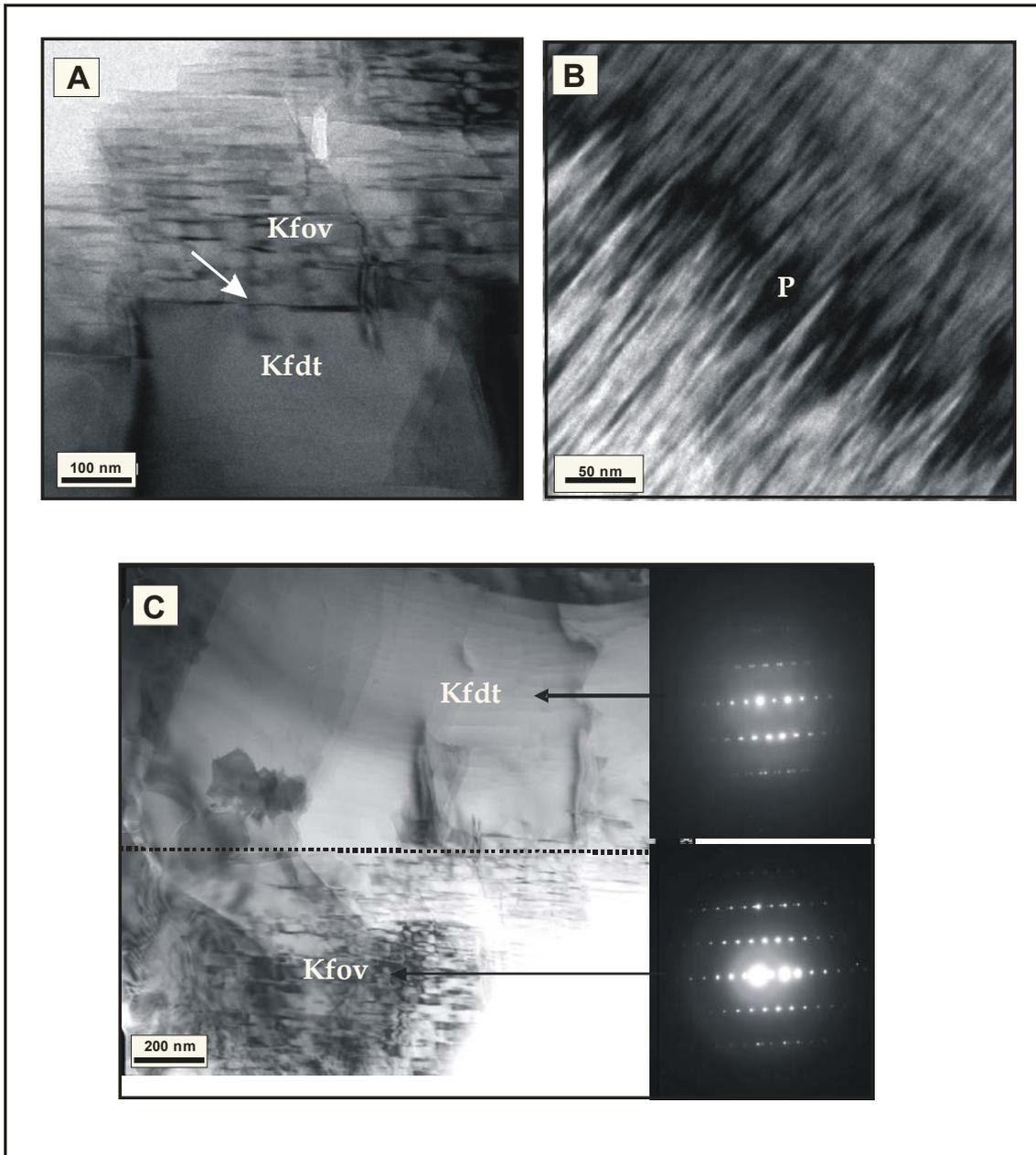


Figura 8 - Imagens obtidas a partir de análises por microscopia eletrônica de transmissão (MET) em grão de K-feldspato. (A) Limite claramente visível (seta) entre a fase detritica (Kfdt) e diagenética (Kfov), bem como a diferença textural entre ambas. (B) Detalhe da microtextura do *overgrowth* com provável microporo (P) incluso. (C) Imagem de SAED (*Selected Area Electron Diffraction Patterns*) mostrando a simetria monoclinica do overgrowth (inferior) e a triclinica do detritico (superior).